FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

C 456 Geowissenschaften
Lagerstättenlehre

1994

ISSN 0071-9404

E. Schmädicke

Die Eklogite des Erzgebirges

DEUTSCHER VERLAG FÜR GRUNDSTOFFINDUSTRIE
LEIPZIG · STUTTGART

FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE
Herausgegeben vom Rektor der TU Bergakademie Freiberg

C 456 Geowissenschaften
Lagerstättenlehre

Die Eklogite des Erzgebirges

Von
Esther Schmädicke

Mit 88 Abbildungen und 17 Tabellen

Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie
Leipzig · Stuttgart

Herausgeber: Der Rektor der TU Bergakademie Freiberg, Akademiestr. 6, D-09599 Freiberg

Verlag: Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie GmbH, Karl-Heine-Str. 27b, D-04229 Leipzig

Manuskriptannahme: TU Bergakademie Freiberg, Redaktion Freiberger Forschungshefte, Akademiestr. 6, D-09599 Freiberg

Bestellungen aus dem In- und Ausland sind an den Buchhandel oder den Verlag zu richten.

Die Deutsche Bibliothek – CIP-Einheitsaufnahme

Schmädicke, Esther:
Die Eklogite des Erzgebirges : mit 17 Tabellen / von Esther Schmädicke. – 1. Aufl. – Leipzig ; Stuttgart : Dt. Verl. für Grundstoffindustrie, 1994
(Freiberger Forschungshefte : C ; 456 : Geowissenschaften, Lagerstättenlehre)
ISBN 3-342-00593-9
NE: Freiberger Forschungshefte / C

Das Werk, einschließlich aller seiner Teile, ist urheberrechtlich geschützt. Jede Verwertung ist ohne die Zustimmung des Verlages außerhalb der engen Grenzen des Urheberrechtsgesetzes unzulässig und strafbar. Das gilt insbesondere für Vervielfältigungen, Übersetzungen, Mikroverfilmungen und die Einspeicherung und Verarbeitung in elektronischen Systemen.

1. Auflage

© Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie GmbH, Leipzig · Stuttgart 1994
Druck: Druckhaus „Thomas Müntzer" GmbH, Bad Langensalza
ISSN 0071-9404
Printed in Germany

Annotation

Die Arbeit umfaßt petrologische Untersuchungen, die sowohl einen Beitrag zur Klärung der polymetamorphen Entwicklungsgeschichte der erzgebirgischen Eklogite als auch zur Lösung des 'Eklogitproblems' darstellen.
Nach einer einleitenden Erörterung der Eklogitproblematik werden die verschiedenen Eklogittypen des Erzgebirges in Beziehung zu ihren Rahmengesteinen dokumentiert. Durch detaillierte mikropetrographische Untersuchungen von Reaktionsgefügen und Verwachsungsverhältnissen werden die Generations- und Reaktionsfolge sowie die polymetamorphe Entwicklung der Eklogite und teilweise auch ihrer Nebengesteine erfaßt. Anhand verschiedener Minerale und Mineralparagenesen und ihrer Austausch- und Reaktionsgleichgewichte wird die Druck-Temperatur-Geschichte der Gesteine rekonstruiert, wobei die Bedeutung von Reaktionskinetik und Gleichgewichtseinstellung betont wird.
Die metamorphe Entwicklung der Eklogite und ihrer Rahmengesteine impliziert ein geotektonisches Szenario mit *in situ*-Metamorphose und Deckentransport, der zu einer inversen Zonierung führt, und liefert damit wichtige Hinweise für die varistische Orogenese im Böhmischen Massiv und insbesondere im Erzgebirge.

344 Seiten, 88 Abbildungen, 17 Tabellen, 331 Literaturangaben

Annotation

Petrological investigations are directed to recognise the polymetamorphic evolution of the Erzgebirgian eclogites as well as to contribute to the long-standing eclogite controversy, which is discussed in detail.
An extensive chapter is dedicated to the documentation of the different types of Erzgebirgian eclogites in relation to their country-rocks. Detailed micropetrographic investigations of reaction and growth textures constrain the succession of mineral assemblages and mineral reactions, thus deciphering the polymetamorphic evolution of the eclogites and, partly, of their country-rocks. The pressure-temperature history of eclogites and related rocks is reconstructed by using different minerals or mineral assemblages as well as their exchange and reaction equilibria, and considering reaction kinetics and equilibrium/disequilibrium conditions.
In conclusion, the metamorphic evolution of the eclogites and their country-rocks support a geotectonic scenario with *in situ*-metamorphism and allochthonous thrust tectonics producing an inverse nappe pile. This contributes to a better understanding of the Variscan orogenesis in the Bohemian Massif and, especially, in the Erzgebirge.

344 pages, 88 figures, 17 tables, 331 references

Inhalt

		Seite
1	**Einleitung**	1
1.1	Zum Begriff "Eklogit" und "Eklogitfazies"	1
1.2	Das Eklogitproblem	3
1.3	Eklogite im Erzgebirge - Kenntnisstand und Ziel der Untersuchungen	5
2	**Geologische Situation**	8
2.1	Globaltektonische Stellung	8
2.2	Geologischer Rahmen und Arbeitsgebiet	12
3	**Petrographie und Aufschlußbeschreibung**	16
3.1	Mittleres Erzgebirgskristallin	16
3.1.1	Voigtsdorf (Blatt 117)	16
3.1.2	Eppendorf (Blatt 116)	22
3.1.3	Umgebung Großwaltersdorf-Mittelsaida (Blatt 116)	28
3.1.4	Forchheim (Blatt 116)	35
3.1.5	Ansprung (Blatt 129)	41
3.1.6	Knesenbachtal (Blatt 129)	47
3.1.7	Wünschendorf (Blatt 116)	50
3.1.8	Lippmanns Steinbruch bei Ansprung (Blatt 129)	50
3.2	Westliches Erzgebirgskristallin	52
3.2.1	Mildenau (Blatt 128)	52
3.2.2	Schmalzgrube (Blatt 139)	54
3.2.3	Wolkenstein (Blatt 128)	59
3.2.4	Großrückerswalde (Blatt 128)	62
3.2.5	Streckewalde (Blatt 128)	65
3.2.6	Grünhainichen (Blatt 115)	67
3.2.7	Boden (Blatt 128)	69
3.2.8	Rittersberg (Blatt 129)	72
3.2.9	Stolzenhain (Blatt 115)	75
3.3	Randliches Erzgebirgskristallin	77
3.3.1	Crottendorf (Blatt 147)	77
3.3.2	Raum Oberwiesental (Blatt 147)	79
3.3.3	Metzdorf (Blatt 97)	82

3.4	Zusammenfassung und Diskussion	86
3.4.1	Mittleres Erzgebirgskristallin	87
3.4.1.1	Das Coesitproblem	87
3.4.1.2	Paragenetische Beziehungen	91
3.4.1.2.1	Präeklogitische und eklogitische Entwicklung	91
3.4.1.2.2	Posteklogitische Entwicklung	96
3.4.2	Westliches Erzgebirgskristallin	99
3.4.2.1	Präeklogitische und eklogitische Entwicklung	99
3.4.2.2	Posteklogitische Entwicklung	102
3.4.3	Randliches Erzgebirgskristallin	105
3.4.3.1	Präeklogitische und eklogitische Entwicklung	105
3.4.3.2	Posteklogitische Entwicklung	107
4	**Geochemie**	109
4.1	Geochemische Klassifizierung der untersuchten Proben	110
4.2	Alkalinität und Magmenzugehörigkeit	114
4.3	Hauptelemente	117
4.4	Spurenelemente	119
4.4.1	LIL-Elemente	119
4.4.2	HFS-Elemente	119
4.4.3	Ferrophile Elemente	121
4.5	Seltene Erden	121
4.6	Spidergramme	126
4.6.1	Chondritnormierte Spidergramme	126
4.6.2	MORB-normierte Spidergramme	129
4.7	Paläotektonische Position der basaltischen Edukte	133
4.8	Diskussion	143
4.8.1	Stoffverschiebungen	143
4.8.2	Geotektonische Position	147
5	**Mineralchemie**	149
5.1	Granat	149
5.2	Pyroxene	157
5.3	Amphibole	161
5.4	Glimmerminerale	168
5.4.1	Hellglimmer	168
5.4.2	Dunkelglimmer	172
5.5	Feldspäte	173
5.6	Zoisit/Klinozoisit/Epidot und Disthen	174

5.7	Phasenbeziehungen	175
6	**Thermobarometrie**	180
6.1	Konventionelle Methoden	180
6.1.1	Mittleres Erzgebirgskristallin	181
6.1.2	Westliches Erzgebirgskristallin	190
6.1.3	Randliches Erzgebirgskristallin	195
6.2	Thermodynamische Berechnungen	197
7	**Metamorphe Entwicklung und geotektonisches Szenario**	206
7.1	Zur Gleichgewichtseinstellung und Reaktionskinetik	206
7.2	Druck-Temperatur-Entwicklung	211
7.3	"In situ-" versus "foreign-" Modell	216
7.4	Allgemeines tektonisches Modell	218
7.5	Deckenbau und Transportrichtung	220
7.6	Zur Stellung der Granatperidotite	224
7.7	Zum Alter der Hochdruckmetamorphose	227
8	**Zusammenfassung**	231
Literatur		236
Anhang		264

1 Einleitung

1.1 Zum Begriff "Eklogit" und "Eklogitfazies"

Das seit einigen Jahren zunehmende Interesse an der Problematik Eklogite/Eklogitfazies äußert sich in der Veröffentlichung einiger Fachbücher, die ausschließlich diesem Themenkreis gewidmet sind (Evans & Brown 1986; Smith 1988*a*; Carswell 1990*a*). Eklogite ziehen sowohl wegen ihrer extremen Bildungsdrücke als auch wegen ihrer Hinweise auf eine weitgespannte Druck-Temperatur-Geschichte und damit auf die tektonische Entwicklung eines Orogens die Aufmerksamkeit auf sich.

Der Name "Eklogit" für ein hauptsächlich aus Granat und Klinopyroxen bestehendes Gestein wurde von Haüy (1822) geprägt. Später wurde der Begriff auf basische und ultrabasische Zusammensetzungen mit der Paragenese omphazitischer oder chloromelanitischer Klinopyroxen und pyropreicher Granat beschränkt (e.g. Eskola 1920, 1921). Auf Eskola geht auch die Einführung der Bezeichnung "Eklogitfazies" zurück. Als wesentliches Kennzeichen dafür gilt das Fehlen von primärem Plagioklas.

Nach der häufig verwendeten Nomenklatur von Coleman et al. (1965) werden, je nach Vorkommen, drei Gruppen von Eklogiten unterschieden: Beim Typ A handelt es sich um Xenolithe in Kimberliten oder Alkalibasalten bzw. um Lagen in ultramafischen Gesteinen, zum Typ B gehören die eklogitischen Bänder und Linsen in Gneisen und Migmatiten, und der Typ C umfaßt schließlich Gesteine (in Form von Bändern und Linsen) in Assoziation mit Glaukophaniten. Die Verwendung des Eklogitbegriffes orientiert sich in der folgenden Abhandlung an der Definition von Carswell (1990*b*): "...eclogite as a petrographic rock name is restricted to rocks of broadly basaltic composition which lack primary plagioclase and have a predominent assemblage of jadeite-bearing clinopyroxene and garnet." Demnach sollten plagioklasfreie Paragenesen aus Granat und Klinopyroxen in SiO_2-untersättigten Gesteinszusammensetzungen (Eklogite vom Typ A nach Coleman et al. 1965) nicht als Eklogite, sondern - in Abhängigkeit vom jeweiligen Modalbestand - als Granatpyroxenite, Granatlherzolithe, -websterite usw. bezeichnet werden.

Die Mindestdrücke, die der Abbau von Plagioklas erfordert, sind für die einzelnen Lithologien sehr unterschiedlich. Allein in der Gruppe der Basalte gibt es deutliche Differenzen. Die experimentellen Untersuchungen von Green & Ringwood (1972) zeigen, daß Al-reiche Zusammensetzungen die "Plagioklas-Out-Kurve" erst bei höheren Drücken überschreiten als Quarz-Tholeiite. Bei stärkerer SiO_2-Untersättigung (Olivin-Tholeiite) wird die Kurve zu niedrigeren Drücken hin verschoben. Deshalb zeigt die Paragenese jadeithaltiger Klinopyroxen + Quarz gegenüber Klinopyroxen ohne Quarz höhere Mindestdrücke an. Somit sind nur quarzführende Eklogite kritisch für Hochdruck bezogen auf den Stabilitätsbereich von

Plagioklas. Dies wird auch durch die Lage der Reaktionskurve Albit + Nephelin ⇄ Jadeit verdeutlicht, die um etwa 5 kbar niedriger liegt als die Kurve der Reaktion Albit ⇄ Jadeit + Quarz.

Die Eklogitfazies umspannt einen weiten, aber kontinuierlichen Druck-Temperatur-Bereich. Bis auf das mögliche Auftreten von Coesit anstelle von Quarz bleibt die Paragenese der Eklogite (Granat + Omphazit + Quarz/Coesit + Rutil) bei steigendem Druck nahezu unverändert. Daraus resultieren erhebliche Schwierigkeiten, den Metamorphosedruck abzuschätzen. Mit Ausnahme von Orthopyroxen, dessen Auftreten von der Zusammensetzung abhängt, erlauben zusätzliche Minerale, wie Disthen und Phengit, nur eine geringe Einschränkung des möglichen Metamorphosedrucks. Dies ist auch einer der Gründe, weshalb Eklogite nach wie vor zu den interessantesten und am meisten umstrittenen Objekten in der Petrologie gehören.

Obwohl in den Eklogiten *sensu stricto* (Meta-Basalte) Plagioklas nicht primär auftritt, kann das Mineral in kofaziellen, nicht-mafischen Gesteinen (Meta-Andesite, -Rhyolithe etc.) noch stabil sein. Auch experimentelle Untersuchungen belegen, daß in solchen Gesteinen bei 20 kbar und 950 °C (trockene Bedingungen) Plagioklas mit Quarz, Sanidin, Pyroxen, Granat und Rutil koexistieren kann (Green & Lambert 1965). Nach Ramberg (1952) soll sich der Phasenbestand eines granitischen Gesteins auch unter Hochdruckbedingungen nicht ändern: "a rock consisting of potash feldspar, acidic plagioclase and quartz (and some biotite) is ... a stable one under the physical conditions of the eclogite facies". Auch Miyashiro (1973) kommt zu der Aussage, daß eine Hochdruckmetamorphose in granitischen, psammitischen und pelitischen Gesteinen keine kritischen Paragenesen erzeugt.

Neben anderen Ursachen führt diese Tatsache häufig zu Schwierigkeiten beim Erkennen einer Hochdruckmetamorphose in nicht-mafischen Lithologien. Sicher ist das einer der Gründe, weshalb erst in jüngerer Zeit eklogitfazielle[1] Paragenesen auch aus nicht-basaltischen Gesteinen bekannt geworden sind. Die Beispiele konzentrieren sich allerdings vorrangig auf das alpidische Orogen: Quarz-Feldspat- und kalkhaltige Sedimente (Compagnoni 1977) sowie Granitoide der Sesia-Lanzo Zone (Oberhänsli et al. 1985), kalkige Sedimente aus dem Tauern Fenster (Franz & Spear 1983), Meta-Pelite aus dem Gran Paradiso und dem Dora Maira Massiv (Chopin 1981, 1984; Chopin & Monié 1984; Schreyer 1988*a*), Meta-Pelite, -Quarzite und kalkhaltige Schiefer aus der Adula Decke (Heinrich 1982) sowie Meta-Azidite und Meta-Sedimente aus den Kykladen (e.g. Okrusch et al. 1978; Schliestedt & Okrusch 1988; Okrusch & Bröcker 1990). Diese Auflistung erhebt keineswegs den Anspruch

[1] Der Begriff "Eklogitfazies" bzw. "eklogitfaziell" soll im folgenden im Sinne von Carswell (1990*b*) verwendet werden und solche Druck-Temperatur-Bedingungen bezeichnen, die in basaltischen Zusammensetzungen plagioklasfreie Granat-Klinopyroxen-Paragenesen stabilisieren.

auf Vollständigkeit. Weitaus weniger Hinweise auf Hochdruckparagenesen in analogen Gesteinen sind aus den Varisziden und den Kaledoniden bekannt: verschiedene Lithologien ("unreiner" Sandstein, Para- und Orthogneise) im Malpica Tuy/Iberisches Massiv (Gil Ibarguchi & Gironés 1985), Meta-Sedimente im Münchberger Gneiskomplex (Klemd et al. 1991), pelitische und Quarz-Feldspat-Gneise (Griffin et al. 1985; Carswell & Harvey 1985), Meta-Azidite in Neu-Kaledonien (Brothers & Yokoyama 1982). Hervorzuheben sind die bemerkenswerten Entdeckungen von Coesit in einem Pyrop-Quarzit im Dora Maira Massiv/Westalpen (Chopin 1984) sowie von Diamant in metapelitischen Granat-Biotit-Gneisen und weiteren Gesteinen im Kokchetav Massiv/Kasachstan (Sobolev & Shatsky 1987, 1990; Sobolev et al. 1991).

Die Aussagen bezüglich unkritischer Paragenesen in nicht-mafischen Lithologien müssen nach diesen neueren Kenntnissen etwas relativiert werden. Allerdings sind nach wie vor Hochdruckparagenesen im Nebengestein von Eklogiten mit höheren Metamorphosetemperaturen (>750 °C) die Ausnahme. In der Mehrzahl der Beispiele liegen die Temperaturen unter 700 °C, oft auch unter 600 °C. Deshalb scheint die Feststellung, daß durch den erweiterten Stabilitätsbereich von Plagioklas in SiO_2-reichen Lithologien keine kritischen Mineralassoziationen zu erwarten sind, zumindest für höhere Temperaturen teilweise zuzutreffen. Darin liegt die besondere Schwierigkeit der Unterscheidung von Granulit- und Eklogitfazies in Meta-Aziditen. Gegenüber Meta-Peliten und Kalksilikat-Gesteinen sind Meta-Azidite wesentlich unempfindlicher in bezug auf Druck-Temperatur-Änderungen in einem breiten Bereich.

1.2 Das Eklogitproblem

Die Genese von Eklogiten gibt seit langem Anlaß zur Diskussion. Die verschiedenen Theorien polarisieren sich im wesentlichen auf zwei kontroverse Modelle, die als Fremd- (*foreign*-) bzw. als *in situ*-Modell in die Literatur eingegangen und im Laufe der Zeit mehrfach modifiziert worden sind.

Da über Hochdruckparagenesen in nicht-basaltischen Gesteinen bis vor einigen Jahren wenig bekannt war, entwickelte sich zunächst eine Theorie, die vom geologischen Verband ausging. Bei den Eklogiten in Gneisgebieten handelt es sich anscheinend um konforme Einlagerungen. Dies wurde auch durch die Erbohrung des Weissensteinkörpers im Münchberger Gneiskomplex zweifelsfrei belegt, wo ein lagenweiser Wechsel (bis in den cm-Bereich) von Eklogit und Nebengestein beobachtet werden kann (Matthes et al. 1974). Dieser Tatbestand führte folgerichtig zur Interpretation der Eklogite als *in situ*-Bildungen, die ihre metamorphe Prägung gemeinsam mit dem Nebengestein erfahren haben. Wie die meist amphibolitfaziellen Gneise wurden auch die Eklogite als Ergebnis dieser Mitteldruck-

metamorphose betrachtet (*in situ*-Modell a). Auch in vielen Metamorphoseschemata, die meist schon bei 10-12 kbar enden (e.g. Winkler 1979; Mathé 1981; Matthes 1983), wurde auf die Kennzeichnung einer Eklogitfazies verzichtet. Eklogite *sensu stricto* stellen danach nur eine Sonderbildung (Äquivalent von Amphiboliten) unter extrem trockenen Bedingungen dar.

Was die Metamorphosebedingungen anbelangt, so ist heute klar, daß Eklogite das Ergebnis einer Hochdruckmetamorphose sind.[1] Das Fehlen einer fluiden Phase ist keine Voraussetzung für die Bildung von Eklogiten, im Gegenteil, dies würde eher die Einstellung eklogitfazieller Paragenesen wegen ungünstiger kinetischer Bedingungen verzögern.

Viele Eklogite *sensu stricto* erscheinen in Form kleiner, isolierter Körper innerhalb von metaaziditischen Nebengesteinen mit überwiegend amphibolitfazieller Prägung. Da die Eklogite lange Zeit als alleinige und einzigartige Zeugen einer Hochdruckmetamorphose galten und auch als potentielle Mantelgesteine diskutiert worden sind, lag ihre Interpretation als exotische, dislokalisierte Körper ("dismembered bodies") nahe (*foreign*-Modell).

Auf der anderen Seite beweisen die Hochdruckparagenesen in Gesteinen krustaler Herkunft, in denen oft auch Eklogite eingelagert sind, die Möglichkeit der Versenkung kontinentaler Krustensegmente bis in Tiefen von etwa 100 km (Chopin 1984; Schreyer 1985, 1988*a,b*) und darüber hinaus (Sobolev & Shatsky 1990). Daraus ergibt sich die logische Schlußfolgerung, daß die Eklogite ihre metamorphe Prägung gemeinsam mit ihren Rahmengesteinen während einer regionalen Hochdruckmetamorphose erfahren haben (*in situ*-Modell b).

Trotz dieser neuen Erkenntnisse dauert die Diskussion weiter an. Die Eklogitkontroverse wird gegenwärtig beispielgebend anhand der Eklogite Norwegens diskutiert. Dabei stehen die folgenden gegensätzlichen Modelle zur Diskussion:

1) Die Eklogite erscheinen in Form relativ kleiner Körper in amphibolit- und granulitfaziellen Gneisen. Wegen des markanten Kontrastes im Metamorphosegrad bezeichneten schon Coleman et al. (1965) die Position der Eklogite als "geologically out of place". Die Eklogite werden deshalb als tektonische Körper betrachtet, die unter hohen Drücken im Bereich des Erdmantels metamorphosiert und anschließend in die LP-MP-Gneise[2] transportiert worden sind. Die Ränder der Körper werden bei der Platznahme amphibolitfaziell überprägt (Lappin

[1] Dabei ist nicht der absolute Betrag des Druckes entscheidend, sondern der geothermische Gradient. Kennzeichen solcher Bedingungen ist ein kleiner Gradient, das heißt relativ hohe Drücke bei vergleichsweise niedrigen Temperaturen.

[2] Zur Erklärung sämtlicher Abkürzungen siehe Abkürzungsverzeichnis im Anhang.

1966; Lappin & Smith 1978; Smith 1988*b*).

2) Bereits Bryhni (1966) nahm eine gemeinsame Metamorphose von Basiten krustalen Ursprungs und ihren umgebenden Gneisen an. Nach der *in situ*-Entstehung der Eklogite führt eine unterschiedliche Retromorphose zur Bildung amphibolit- oder granulitfazieller Paragenesen in den Gneisen, wobei aus kinetischen Gründen die eklogitfazielle Prägung in den Metabasiten erhalten bleibt (Westliches Gneisgebiet: Griffin & Råheim 1973; Krogh 1982; Medaris 1984; Griffin et al. 1985; Cuthbert & Carswell 1990; Seve-Eklogite: Andreasson et al. 1985).

3) Eine lokale Eklogitisierung ist auch in Scherzonen möglich, wo durch Fluidzufuhr im Zusammenhang mit der Deformation die Bildung eklogitfazieller Paragenesen unter den entsprechenden P-T-Bedingungen begünstigt wird (Austrheim 1987).

1.3 Eklogite im Erzgebirge - Kenntnisstand und Ziel der Untersuchungen

Im Erzgebirge erfolgten um die Jahrhundertwende umfangreiche Kartierungsarbeiten durch das Sächsische Geologische Landesamt. Die Ergebnisse sind in den Geologischen Spezialkarten im Maßstab 1:25 000 und den zugehörigen Erläuterungen niedergelegt, die mehr als 100 Vorkommen von Eklogiten und Amphiboliten ausweisen. Eine detailliertere petrographische Beschreibung erfuhren die Metabasite aus dem Raum Oberwiesental (Rost 1928) und Schmiedeberg (Fiedler 1936).

Weitere petrographische und geochemische Untersuchungen an verschiedenen Metabasiten (darunter acht Eklogitvorkommen) gehen auf Lange (1965) zurück. Danach werden die Eklogite aus basischen Orthogesteinen abgeleitet, die mit einem "prävaristischen ophiolitischen Magmatismus" in Zusammenhang gebracht werden. Die Metamorphose der Eklogite und ihrer Nebengesteine wird als simultan angesehen. Die schon von Rost (1928) erwähnte Verknüpfung von Eklogiten mit Orthogneisen betont Lange (1965) gleichermaßen. Aus diesem Grund wird die Eklogitbildung nicht als regionales Ereignis, sondern als Ergebnis lokaler P-T-Bedingungen in Kombination mit einer bestimmten chemischen Zusammensetzung betrachtet. Da auch Mansfeld (1961) eine gleichzeitige Entstehung von Eklogiten und metaaziditischen Granuliten im Raum Zöblitz für wahrscheinlich hält, kommt Lange (1965) zu der Ansicht, daß Granulit- und Eklogitfazies einen identischen P-T-Bereich umfassen.

Von einer *in situ*-Entstehung der Eklogite geht auch Krentz (1982) aus. Die Metamorphosebedingungen, die unter Verwendung von Mineralkonzentraten aus drei Eklogitvorkommen ermittelt wurden, bewegen sich im Bereich von 500-600 °C und 9-10 kbar. Für das Neben-

gestein werden niedrigere Drücke von 5,5-6 kbar und vergleichbare Temperaturen von 550-600 °C angegeben. Die höheren Bildungsdrücke der Eklogite werden als Summe aus Überlagerungsdruck und einem beträchtlichen "tektonischen Überdruck" interpretiert (Krentz 1982; Krentz et al. 1990).

Werner (1981*a,b*) ordnet die Eklogite petrochemisch Ozeanbodenbasalten zu. In Analogie zu Krentz werden als Metamorphosebedingungen für die Eklogite 8-10 kbar/500 °C und für die Rahmengesteine 5 kbar/600 °C angenommen. Auf der Grundlage von Mikrosondenuntersuchungen an Proben aus 5 Vorkommen (vom mittleren Erzgebirge bis in den Raum Oberwiesental) diskutieren Werner & Kononkova (1989) für die Eklogitbildung erstmals höhere Drücke im Bereich von 15 kbar und Temperaturen um 630±50 °C (Granat-Klinopyroxen-Thermometer) bzw. 550±10 °C (Granat-Phengit-Thermometer). Zur Erklärung dieses "petrofacial disequilibrium" wird ein modifiziertes *foreign*-Modell herangezogen (Werner 1981*a,b*; Werner & Kononkova 1989). Danach entstehen die Eklogite, die als Zeugen der Entwicklung ozeanischer Kruste angesehen werden, durch Subduktion im Bereich des heutigen Zentralsächsischen Lineamentes im Oberriphäikum. Nach anschließender Heraushebung gelangten die Eklogitkörper durch gravitatives Gleiten (als Olistolithe) in den oberriphäischen Sedimentationstrog. Während der späteren Regionalmetamorphose im Ordovizium, die in den Nebengesteinen prograd verläuft, findet in den Eklogiten eine partielle Rekristallisation zu amphibolitfaziellen Paragenesen statt.

Auch Kemnitz (1988) stellt bei den von ihr untersuchten Eklogiten/Amphiboliten in der Saydaer Struktur geochemische Ähnlichkeiten mit Ozeanbodenbasalten fest und interpretiert diese Gesteine als Schichtglieder der Paragneisfolgen, die ihre metamorphe Prägung gemeinsam mit dem Rahmengestein unter amphibolitfaziellen P-T-Bedingungen erfahren haben (*in situ*-Modell a).

Die vorliegende Arbeit umfaßt petrologische Untersuchungen mit dem Ziel, einen Beitrag zur Klärung der polymetamorphen Entwicklungsgeschichte der erzgebirgischen Eklogite zu leisten. Zahlreiche Arbeiten haben gezeigt, daß eine Abschätzung der P-T-(t)-Geschichte metamorpher Gesteine wichtige Hinweise für die tektonische Entwicklung eines Orogens erbringt. Eklogite besitzen zum Nachweis einer Hochdruckmetamorphose im Erzgebirge als Teil der mitteleuropäischen Varisziden eine Schlüsselfunktion. Sie können insbesondere Informationen über verschiedene Ereignisse, wie beispielsweise Versenkung und Heraushebung größerer Krustensegmente, speichern und besitzen damit als Zeugen geodynamischer Prozesse eine außerordentliche Bedeutung.

Der Kenntnisstand über die mineralfazielle Entwicklung der Eklogite des Erzgebirges, besonders auch in Beziehung zu ihren Rahmengesteinen, ist derzeit noch äußerst lückenhaft. Für die meisten Vorkommen liegen bisher weder petrographische Beschreibungen noch

weitere petrologische Daten vor. Ausgangspunkt der Untersuchungen ist deshalb zunächst eine Dokumentation der erzgebirgischen Eklogitvorkommen, der Verbands- und Lagerungsverhältnisse sowie der petrographischen Eigenschaften zur Charakterisierung der verschiedenen Gesteinstypen. Soweit dies die Aufschlußsituation zuläßt, soll auch die Gefügeprägung der Eklogite in Beziehung zu ihren Rahmengesteinen berücksichtigt werden.

Eine detaillierte Mikropetrographie zur Erfassung der polymetamorphen Entwicklung ist eine wichtige Grundlage für alle weiteren petrologischen Untersuchungen. Dabei steht die Beschreibung der texturellen Besonderheiten, wie Reaktionsgefüge und Verwachsungsverhältnisse, zur Klärung der Generations- und Reaktionsfolge im Mittelpunkt. Mit Hilfe von Sekundär- und Rückstreuelektonenbildern sollen lichtmikroskopisch nicht identifizierbare Einschlußminerale oder feinverwachsene Mineralaggregate diagnostiziert werden. Aussagen über den Mineralchemismus, die Homogenität von Mischkristallen sowie Mineralgleichgewichte werden auf der Basis von Mikrosondenuntersuchungen getroffen. Zusätzlich werden in ausgewählten Proben Granat und Klinopyroxen separiert und chemisch analysiert. Von petrologischer Relevanz sind dabei besonders das Fe^{2+}/Fe^{3+}-Verhältnis sowie die Gehalte einiger Spurenelemente. Darüber hinaus kommt in geringem Umfang auch die Mössbauer-Spektroskopie zur Anwendung.

Anhand kritischer Minerale/Mineralparagenesen und verschiedener Austauschgleichgewichte zwischen koexistierenden Mineralphasen, die den einzelnen Metamorphosestadien (?präeklogitfaziell, eklogitfaziell, ?granulitfaziell, amphibolitfaziell) zuzuordnen sind, soll die P-T-Geschichte rekonstruiert werden. Dabei kommen sowohl konventionelle thermobarometrische Methoden, die auf überwiegend experimentell bestimmten Gleichgewichten beruhen, als auch thermodynamische Berechnungen zur Anwendung.

Wichtig für das Verständnis der geologischen Entwicklung des Erzgebirges ist auch das geotektonische Milieu, in dem das Ausgangsmaterial der Eklogite entstanden ist. Deshalb sollen Proben aus dem gesamten Verbreitungsgebiet auf ihren Haupt-, Spuren- und REE-Elementchemismus analysiert und mit rezenten Basalten verglichen sowie geochemischen Diskriminanzverfahren unterzogen werden.

2 Geologische Situation

2.1 Globaltektonische Stellung

Das Erzgebirge befindet sich am nördlichen Rand des Böhmischen Massivs, der am weitesten östlich gelegenen kristallinen Einheit innerhalb der varistischen Gebirgskette. Die klassische Untergliederung der Varisziden in eine moldanubische, eine saxothuringische und eine rhenoherzynische Zone, die sich in ihrer sedimentären und metamorphen Entwicklung unterscheiden, geht auf Kossmat (1927) zurück.

Der Variszidengürtel erstreckt sich über 2000 km in E-W-Richtung von Irland bis nach Polen, wo er am russisch-baltischen Schild endet. Diese Grenze umfaßt zwei große parallele Störungen, die Elbe und die Tornquist Linie, die wahrscheinlich schon in prävaristischer Zeit existierten und als dextrale Blattverschiebungen während des Karbons aktiv waren (Matte et al. 1990; Rauche 1991). Solche spätkarbonen dextralen Seitenverschiebungen können die östliche Fortsetzung der Varisziden nach Südosten verschoben haben. Bezüglich der tektonometamorphen Entwicklung werden zwei kontroverse Modelle diskutiert.

Im *fixistischen Modell* wird der Variszidengürtel als eine Kette von Blöcken betrachtet, die untereinander durch tiefe Störungen getrennt sind. Subduktion oder Kollision finden dabei keine Berücksichtigung. Die Metamorphose wird ausschließlich mit Vertikalbewegungen in Zusammenhang gebracht. Damit erlaubt dieses Modell nur eine Niederdruckmetamorphose, ausgehend von einer Versenkungstiefe von 5-15 km (Zwart 1969). Dementsprechend wird die Bildung von Eklogiten, Granuliten und Granatpyroxeniten auf ein prävaristisches (kadomisches) Ereignis zurückgeführt (Zoubek 1981; Suk 1988). Migmatisierung und Rotgneismagmatismus entsprechen der letzten Phase der kadomischen Metamorphose. Das anschließende varistische Ereignis stellt sich nach diesem Modell nur als ein Aufstieg der Isothermen dar. Die Genese von Granuliten soll nur ausnahmsweise mit der varistischen Metamorphose zusammenhängen (Suk 1988). In dieser Modellvariante wird die Existenz "echter" Granulite (Leptynite) und Eklogite in Frage gestellt (Suk 1988). Höher-metamorphe Paragenesen werden in diesem Zusammenhang nur als Ergebnis eines geringen primären Wassergehaltes oder lokaler tektonischer Druckerhöhung betrachtet, da Granulite mit Biotit-Paragneisen und anderen typisch amphibolitfaziellen Gesteinen wechsellagern.

Aus geophysikalischen Untersuchungen ergeben sich jedoch Hinweise auf eine großräumige Horizontaltektonik (*mobilistisches Modell*). Reflexionsseismische Profile lassen einen subhorizontalen Lagenbau mit deutlichen Überschiebungsflächen als die dominierende Krustenstruktur in den Varisziden erkennen, was die Anwendung plattentektonischer Modelle erfordert (Bortfeld et al. 1985; Behr et al. 1984; Behr & Heinrichs 1987; Matte & Hirn 1988). Diese mobilistische Betrachtungsweise gestattet Horizontalbewegungen größeren

Ausmaßes, die typisch sind für eine Kollisionszone. Dies schließt eine Decken- (supracrustal nappes) und Überschiebungstektonik (intracrustal thrusts), Krustenverkürzung und Blattverschiebungen ein.

Mit der zunehmenden Anwendung plattentektonischer Konzepte auf das varistische Orogen wird die paläozoische Krustenentwicklung als Ergebnis konvergierender und divergierender Plattenbewegungen betrachtet (e.g. Lorenz & Nicholls 1984; Matte 1986; Franke 1989*a,b*). Danach entwickelte sich der Variszidengürtel zwischen 450 und 300 Ma durch die Kollision von Laurasia und Gondwana und einiger dazwischen liegender Mikroplatten. Gebauer (1990) stellt fest, daß alle eklogitbildenden Ereignisse in den Varisziden jünger als 450 Ma sind (spätes Ordovizium). Da die angenommene Rift-Aktivität einen Zeitraum bis zu ungefähr 450 Ma einnimmt, ist es möglich, einen Zeitpunkt von ungefähr 450 Ma für die Umkehr von der regionalen Extension zur Kompression anzusetzen. Die Periode der Plattenkonvergenz mit Subduktion und Hochdruckmetamorphose reicht vom späten Ordovizium bis einschließlich Karbon.

Der varistische Gürtel erscheint als breites, fächerförmiges Orogen, das durch große (100 km und mehr) nord- und südwärts gerichtete Überschiebungen mit polyphaser Deformation und Metamorphose gekennzeichnet ist (Matte 1986; Matte & Hirn 1988). Der symmetrische Aufbau ist das Ergebnis einer zweiseitigen, entgegengesetzten Subduktion von Norden und von Süden unter eine zentrale Zone, zuerst von ozeanischer und später, ab dem unteren Devon, von kontinentaler Lithosphäre (Behr et al. 1984; Matte 1986; Matte & Hirn 1988). Intrakrustale Überschiebungen, meist durch die Inversion der metamorphen Isograden erkennbar, treten in den kristallinen Kerngebieten häufig auf (Behr et al. 1984). Die zonalen Grenzen trennen Domänen mit verschiedenem tektonometamorphen Charakter. Von diesem Gesichtspunkt aus könnten sie als Plattengrenzen (Suturen) betrachtet werden.

Ein weiteres Modell für die Entwicklung der varistischen Kruste negiert alle lateral konsistenten Zonen der Plattenkonvergenz und läßt nur Strike-Slip Bewegungen zu (Badham 1982). Geophysikalisch ist dieses Konzept jedoch nicht haltbar. Flach einfallende Reflektoren, die über eine Distanz von bis zu 150 km die Moho erreichen oder sogar queren, belegen eindeutig die Existenz von Überschiebungsbahnen (Matte & Hirn 1988). Die strukturelle Entwicklung wurde durch Strike-Slip hauptsächlich in spätvaristischer Zeit beeinflußt (Arthaud & Matte 1977). Blattverschiebungen waren vor allem im Anschluß an die Hauptüberschiebungsphase (340-310 Ma) oder vielleicht gleichzeitig mit der letzten Überschiebungsphase (300 Ma) aktiv (Matte & Hirn 1988).

Das Böhmische Massiv bildet den östlichsten Rand des Variszidengürtels. Wie auch das französische Zentralmassiv besteht es hauptsächlich aus hochgradig-metamorphen Gesteinen unbestimmten Alters, spätvaristischen Graniten sowie aus unmetamorphem, fossilführenden

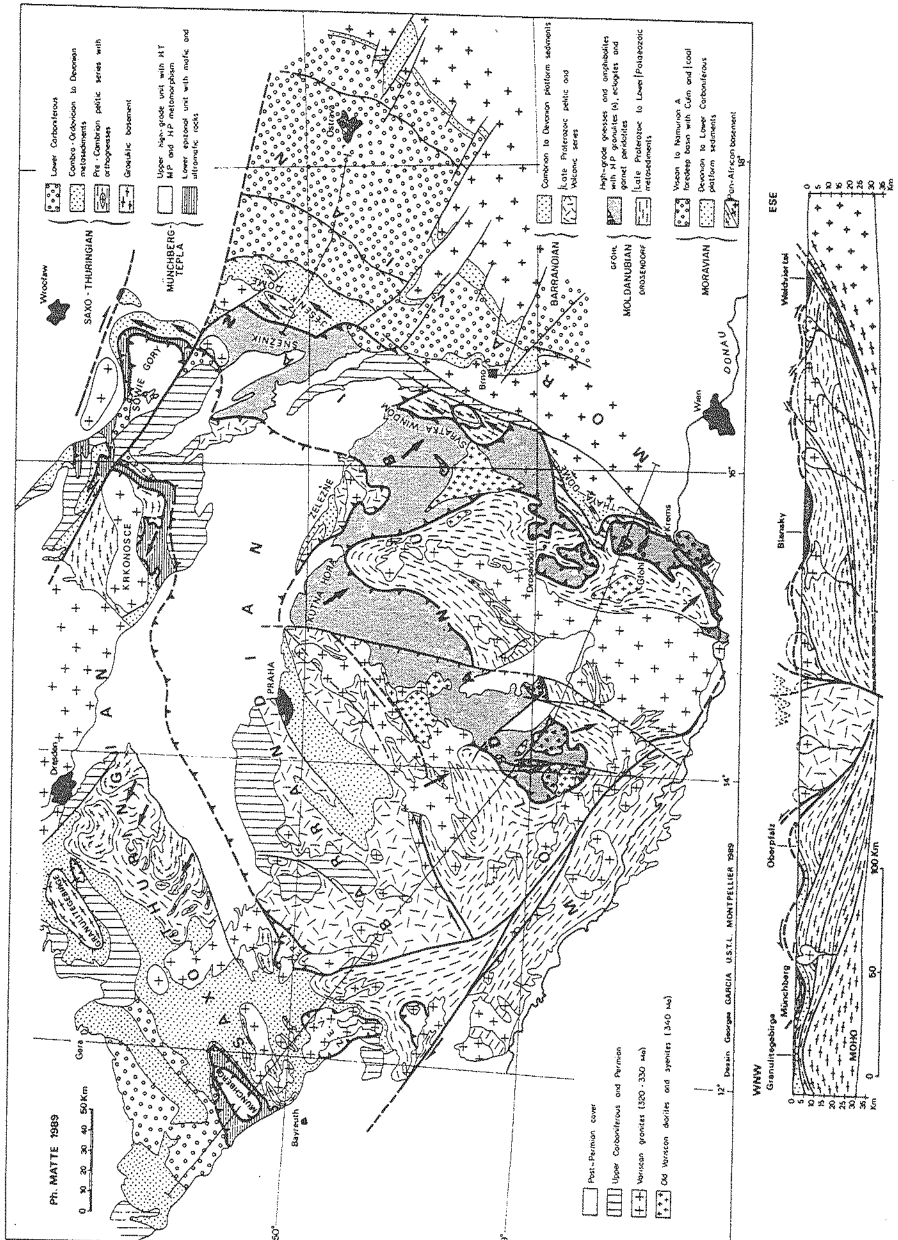


Abb. 1: Tektonische Karte des Böhmischen Massivs mit den verschiedenen Terranes (aus Matte et al. 1990)

Paläozoikum (Matte et al. 1990).

Ein deckentektonisches Konzept wurde für das Böhmische Massiv erstmals von Kossmat (1927) vorgeschlagen. Solche Vorstellungen werden durch neuere strukturgeologische und geophysikalische Untersuchungen gestützt, womit zunehmend plattentektonische Modelle berücksichtigt werden (e.g. Tollmann 1982; Matte 1986; Behr & Heinrichs 1987). Konventionell wird das Böhmische Massiv in die saxothuringische, die moldanubische und die moravische Zone unterteilt (Kossmat 1927). Anhand strukturgeologischer und geochronologischer Daten werden nach neuesten Vorstellungen sechs verschiedene Terranes ausgehalten (Matte et al. 1990; Abb. 1). Dies sind von Süden nach Norden: moravisches, Gföhler, Drosendorfer, barrandisches, Münchberg-Tepla und saxothuringisches Terrane. Die beiden letzten Komplexe sind die Haupteinheiten der saxothuringischen Zone. Das saxothuringische Terrane ist ein mächtiger metapelitischer und magmatischer Stapel proterozoischen bis unterkarbonen Alters. In die proterozoischen bis kambrischen Metapelitserien intrudierten vor etwa 600-490 Ma Granitoide (Matte et al. 1990). Ein verbreitetes Kennzeichen großer Teile des saxothuringischen Terranes ist eine flach einfallende Foliation verbunden mit einer NW-SE-streichenden Streckungslineation, die mit flachen, weitreichenden Scherzonen im Zusammenhang steht und auf einen nordwest-gerichteten Deckentransport zurückgeführt wird (Franke 1984, 1989*a,b*; Matte et al. 1990). Diese Foliation ist in Syn- und Antiformen überfaltet.

Das Profil durch den varistischen Gürtel im Bereich des Böhmischen Massivs besitzt geometrische Gemeinsamkeiten mit den Varisziden in Frankreich (Matte 1986). Es zeigt eine fächerförmige Anordnung relativ schwach deformierter, zentraler metamorpher Blöcke, die von mobilen Gürteln mit entgegengesetzten Überschiebungsrichtungen flankiert werden. Behr et al. (1984) und Matte (1986) interpretieren diese mobilen Gürtel als intrakontinentale bzw. gegebenenfalls intraozeanische Subduktionszonen mit entgegengesetzter Polarität. Die barrandisch/saxothuringische Grenze stellt nach seismischen Daten eine NW-gerichtete Überschiebung dar, die bis zur Moho reicht (Behr & Heinrichs 1987).

Im Hinblick auf die tektonometamorphe Geschichte ergeben sich ebenfalls einige Parallelen zum französischen Zentralmassiv (Matte 1986). Der granitische Magmatismus (zwischen 600 und 490 Ma) könnte eine panafrikanische Intrusionsaktivität darstellen (Gebauer 1983). In Analogie zum französischen Zentralmassiv wird für das Alter der Eklogitmetamorphose in der Gföhler Einheit ein Zeitraum zwischen 450 bis 400 Ma während der ersten Phasen der Plattenkonvergenz angenommen (Matte 1986); jedoch sprechen geochronologische Untersuchungen eher für eine jüngere Hochdruckmetamorphose um 350 Ma (Schenk & Todt 1983; Van Breemen et al. 1982; Kröner et al. 1988). Ähnliche Datierungsergebnisse sind auch aus dem französischen Zentralmassiv bekannt (Ducrot et al. 1983). In Übereinstimmung mit den jüngeren Altersdaten beziehen Schulmann et al. (1991) den Deckenbau am

Ostrand des Böhmischen Massivs auf zwei Deformationsphasen. Die erste Deformation (350-340 Ma) ist durch synmetamorphe NE-gerichtete Überschiebungen gekennzeichnet, die zu einer metamorphen Inversion führen. Das Moldanubikum *sensu stricto* mit Granat-Peridotiten, Eklogiten und Granuliten bildet dabei als höchstmetamorphe Einheit den hangenden Teil des Deckenstapels. Die zweite Deformationsphase (320-310 Ma) bewirkt eine Überschiebung der Decken nach Norden.

2.2 Geologischer Rahmen und Arbeitsgebiet

Das polymetamorphe Erzgebirgskristallin gehört nach Matte et al. (1990) zum saxothuringischen Terrane (Abb. 1 und 2). Es wird an drei Seiten tektonisch begrenzt: im NW durch das Zentralsächsische Lineament, im NE durch das Elbe Lineament und im SE, auf dem Territorium der ČSFR, durch den Egertalgraben. Im SW werden die kristallinen Einheiten von schwächer metamorphem Paläozoikum überlagert.

Die bisherigen Modellvorstellungen für die tektonometamorphe Entwicklung des Erzgebirges gehen noch überwiegend von einer Vertikaltektonik aus. Dabei wird das kristalline Kerngebiet in den Freiberg-Fürstenwalder Block im NE und den Annaberger Block im SW unterteilt, die durch die Flöha-Querzone getrennt sind. Diese sollen stabile, präkadomische Krustenelemente darstellen (e.g. Hofmann et al. 1988). Basierend auf der konventionellen Interpretation des Erzgebirges als Antiklinalstruktur mit nach SW abtauchender Achse (Bankwitz & Bankwitz 1982; Hofmann et al. 1979; Hofmann et al. 1988; Hoth et al. 1979; Krentz 1985; Lorenz 1979; Wienholz et al. 1979; Lorenz & Hoth 1990) wird eine lithostratigraphische Gliederung vorgeschlagen, die von einer kontinuierlichen Abfolge prograd metamorphosierter Gesteine ausgeht, deren Alter und Metamorphosegrad folglich von NE nach SW abnehmen (Tab. 1). Dementsprechend sollen die ältesten und am höchsten metamorphen Einheiten im NE ausstreichen. Diese bestehen aus den monotonen Abfolgen der vermutlich oberproterozoischen Osterzgebirge Formation, die entsprechend der lithostratigraphischen Gliederung nach Hoth et al. (1979) bzw. Lorenz (1979) die älteste und tiefste Einheit im Erzgebirge darstellt. Der Metamorphosegrad entspricht nach Wienholz et al. (1979) und Hofmann et al. (1988) der Almandin-Amphibolitfazies. Die Osterzgebirge Formation wird von der wahrscheinlich ebenfalls oberproterozoischen Pressnitz Formation, bestehend aus der Reischdorfer Folge (= untere Pressnitz Formation) und der Kupferberger Folge (= obere Pressnitz Formation) überlagert, die in westlicher Richtung anschließend den Hauptteil des Zentral- und des Westerzgebirges bildet (Tab. 1; Abb. 2). Die Niederschlager Formation mit einer nur relativ geringen lateralen Verbreitung schließt sich als jüngste präkambrische Einheit weiter westlich an. Die darüber befindliche Keilberg Formation wird bereits ins Kambrium gestellt. Allerdings ist die Grenze Kambrium/Präkambrium nicht paläontologisch belegt. Sie wird nur mit einer veränderten Lithofazies korreliert. Die Grenz-

ziehung Proterozoikum/Kambrium zwischen Niederschlager und Keilberg Formation entspricht dem Übergang Gneis/Glimmerschiefer (Hoth et al. 1979; Lorenz 1979). Die dem Präkambrium zugeordneten Einheiten zeigen nach Wienholz et al. (1979) eine kontinuierliche metamorphe Zonierung von der oberen Grünschiefer- bis zur Almandin-Amphibolitfazies, die als Ergebnis einer "streßinduzierten" (5-7 kbar) Regionalmetamorphose bei Temperaturen zwischen 350/400 °C und 650 °C und einem geothermischen Gradienten von 55-70 °C/km betrachtet wird.

Tab. 1: Lithostratigraphische Gliederung des erzgebirgischen Kristallins (nach Lorenz 1979; Hoth et al. 1979; Lorenz & Hoth 1990)

Keilberg Formation	Fichtelberger Folge	1300 m	Pelite, Psammite
	Obermittweidaer Folge		Pelite, Grauwacken, basische Magmatite, Karbonate
	Raschauer Folge		Psammite, Karbonate, Pelite
Niederschlager Formation		400-650 m	Grauwacken, basische Magmatite
Pressnitz Formation	Kupferberger Folge	1000-1200 m	Pelite, Quarz-Feldspat-Gesteine, basische Vulkanite, Karbonate
	Reischdorfer Folge	1000-1600 m	Grauwacken, Quarz-Feldspat-Gesteine, basische Magmatite, Konglomerate, Pelite
Osterzgebirge Formation	Annaberg-Wegefahrter Folge	800-1200 m	Grauwacken, basische Magmatite
	Brander Folge	900-1200 m	Grauwacken, Quarz-Feldspat-Gesteine, Psammite
	Freiberger Folge	≥2500 m	Grauwacken, Psammite, basische Magmatite

Geochronologische Untersuchungen an Orthogneisen aus der Reitzenhainer Rotgneisstruktur ergeben anhand idiomorpher Zirkone magmatischen Ursprungs Intrusionsalter ($^{207}Pb/^{206}Pb$) von 551±5 und 554±10 Ma (Kröner et al. 1991). Gleichermaßen enthält der Freiberger Gneis aus dem Steinbruch Münzbachtal (Osterzgebirge Formation) nur idiomorphe Zirkone, die ein Alter von 550±14 Ma anzeigen. Damit ist die magmatische Herkunft dieses bisher als paragen eingestuften Gesteins hinreichend belegt (Kröner et al. 1991).

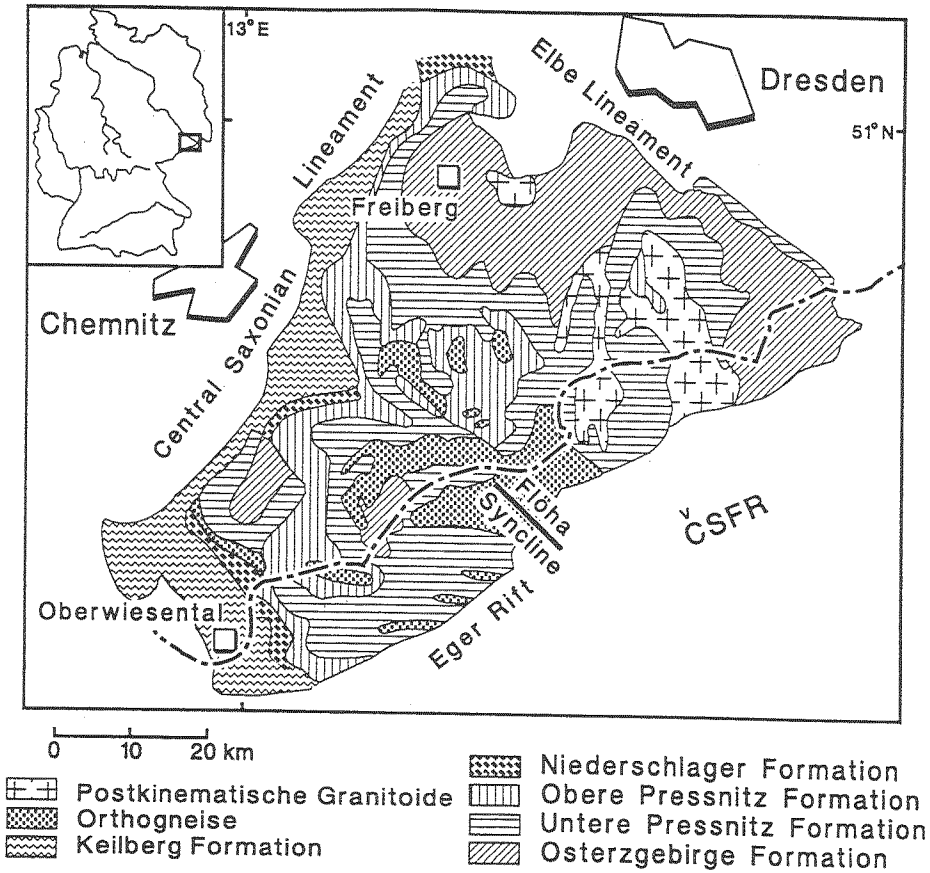


Abb. 2: Geologische Übersichtskarte des Erzgebirgskristallins mit der lithostratigraphischen Gliederung nach Hoth et al. (1979) bzw. Lorenz & Hoth (1990)

In jüngster Zeit werden auch für den erzgebirgischen Raum deckentektonische Konzepte diskutiert. Dabei finden sich nach Raijlich (1987) im westlichen Erzgebirge kinematische

Indikatoren für einen von W nach E gerichteten Schub. Erste Ergebnisse petrologischer Untersuchungen an eklogitfaziellen Gesteinen stehen im Widerspruch zu den konventionellen Vorstellungen einschließlich der Lithostratigraphie und machen ebenfalls eine Horizontaltektonik mit einer W/SW-Kinematik wahrscheinlich (Schmädicke 1991; Schmädicke et al. 1992).

Eklogite sind im erzgebirgischen Kristallin mit Ausnahme des Osterzgebirges weit verbreitet. Dabei sind sie nur mit bestimmten Lithologien - der Pressnitz und der Keilberg Formation - assoziiert (Abb. 2; siehe auch Abb. 1 in Schmädicke 1991). In der liegenden Osterzgebirge Formation treten dagegen keine derartigen Hochdruckgesteine auf, was auf eine inverse Stapelung hindeutet und demzufolge mit einem vertikaltektonischen Modell nicht vereinbar ist. Nach den vorliegenden Untersuchungen lassen sich drei verschiedene Verbreitungsgebiete von Eklogiten unterscheiden:

Einheit 1: mittleres Erzgebirgskristallin: der Bereich des mittleren Erzgebirges, östlich der Flöha-Zone;

Einheit 2: westliches Erzgebirgskristallin: das Gebiet westlich der Flöha-Zone im Westteil des erzgebirgischen Kristallins;

Einheit 3: randliches Erzgebirgskristallin: der SW- bis NW-Rand des Kristallins.

Die Eklogitvorkommen im mittleren und westlichen Teil des Erzgebirgskristallins sind, der lithostratigraphischen Gliederung folgend, an die Pressnitz Formation gebunden, wobei sie vorzugsweise in der Kupferberger Folge bzw. an der Grenze Kupferberger/Reischdorfer Folge auftreten (Abb. 2). Zur Einheit 3 gehören sowohl die Vorkommen zwischen Oberwiesental und Crottendorf auf Blatt 147 der Geologischen Spezialkarte[1] am südwestlichen Rand des Kristallins als auch ein Vorkommen bei Metzdorf (Blatt 97) am NW-Rand des Erzgebirges. Die Eklogite des SW-Randes bilden die größten im Erzgebirge aufgeschlossenen Vorkommen. Sie sind auf einen maximal 2 km breiten, NW-streichenden Gneiszug beschränkt, der eine Längenausdehnung von fast 10 km besitzt und zur Obermittweidaer Folge der Keilberg Formation gehört. Die einzigen Ultrabasitvorkommen des Erzgebirges folgen in ihrer geometrischen Anordnung streng einer NW-SE streichenden Linie, die in ihrer Lage der Flöha-Zone entspricht und die Westgrenze von Einheit 1 markiert. Es handelt sich dabei um Granatserpentinite mit Granatpyroxenit-Zwischenlagen.

In die weiteren Untersuchungen wird ein repräsentatives Spektrum von Eklogiten aus allen drei Einheiten einbezogen, wobei auch die Granatpyroxenite aus dem mittleren Erzgebirge sowie einige Proben aus dem unmittelbar angrenzenden Nebengestein berücksichtigt werden.

[1]Siehe Probenverzeichnis (Tab. 2) im Anhang

3 Petrographie und Aufschlußbeschreibung

Zur besseren Übersicht werden die Amphibole der verschiedenen metamorphen Entwicklungsstadien wie folgt bezeichnet: Am I = präeklogitisch, Am II = (spät-)eklogitisch, Am III = symplektitisch; ab Am IV = postsymplektitisch. Diese Bezeichnung findet auch Anwendung, wenn in der betreffenden Probe nicht alle Generationen vertreten sind. Die verschiedenen Generationen der anderen Minerale werden in ähnlicher Weise gekennzeichnet. Zum Beispiel gehört Cpx I (meistens Omphazit) zur Hochdruckparagenese und Cpx II zum symplektitischen Abbaustadium. Alle weiteren Abkürzungen und Mineralsymbole sind im Anhang erläutert. Die Modalgehalte entsprechen einer Auszählung von mindestens eintausend Punkten mit dem Integrationstisch und der anschließenden Rundung auf ganzzahlige Werte. Das Auftreten von Mineralen, die nicht durch mindestens einen Integrationspunkt erfaßt sind, ist in den tabellarischen Übersichten mit einem "+" gekennzeichnet. Die Gefügebeschreibungen orientieren sich an den Arbeiten von Bard (1986) und Barker (1990).

3.1 Mittleres Erzgebirgskristallin

3.1.1 Voigtsdorf (Blatt 117)

Am Galgenberg bei Voigtsdorf befindet sich ein Eklogitvorkommen, das aus einem dunkelgrünen, massigen Gestein besteht, wobei lokale Granatanreicherungen eine rötliche Färbung erzeugen. Die Probe 10 zeichnet sich durch einen solchen Granatreichtum aus, während die Probe 9 eine durchschnittliche Zusammensetzung repräsentiert. Die relativ intakte Paragenese mit rotem Granat und dunkelgrünem Omphazit läßt sich bereits im Handstück gut identifizieren. Granat erscheint auch in Form einiger, über 5 mm großer, tiefroter Porphyroblasten. Weiterhin fallen einige dunkle Hornblenden auf. Durch laterale Anreicherungen von Granat kann ein deutlich sichtbarer Lagenbau (im cm-Bereich) entstehen. Hellglimmerschüppchen stellen eine absolute Ausnahme dar. Das Nebengestein besteht aus einer Wechsellagerung von Granat-Glimmerschiefer und Muskovitgneis (*mgδ*[1]) bzw. dichtem Gneis (*gnδ*).

Probe 10.1

Im Schliffmaßstab ist das mittelkörnige Gestein homogen und besitzt ein granoblastisches, gleichkörniges Gefüge, wobei eine Paralleltextur nicht oder nur schwach ausgebildet ist.

[1]Bezeichnungen nach der Geologischen Spezialkarte von Sachsen im Maßstab 1:25 000; siehe Probenverzeichnis (Tab. 2) im Anhang

Retrograde Umwandlungen in Form von Symplektiten sind von geringer Bedeutung und nur lokal zu finden.

Der *Granat* ist in Dünnschliffdicke farblos bis schwach rosa und besitzt xenoblastische, isometrische oder ovale Kornformen. Die mittleren Korndurchmesser liegen im Bereich von 1 bis 2 mm, wobei aber auch größere, porphyroblastische Individuen mit einem Durchmesser von mehr als 6 mm auftreten können. Bis auf die größeren, isometrischen Kristalle kann sich der Granat gegebenenfalls an der angedeuteten Paralleltextur beteiligen. Dies äußert sich in einer leichten Einregelung der Längsachsen ovaler Kristalle (Längen:Breiten-Verhältnis = 1,5:1 bis 2:1). Zwischen diesen beiden Ausbildungsformen (kleine geregelte sowie porphyroblastische Granate) besteht ein kontinuierlicher Übergang. Ein Zonarbau ist nicht zu beobachten. Die großen, porphyroblastischen Granate besitzen Einschlüsse von Quarz und Rutil, die sich in den Randbereichen des Wirtsminerals häufen. Das Auftreten von Omphazit ist ausschließlich auf die Randzone beschränkt. Selten sind kleine Einschlüsse von *Zoisit* und *Amphibol I* (= *Fe-haltiger Pargasit*) anzutreffen. Die ovalen Granate und alle anderen kleineren Individuen enthalten Einschlüsse von Omphazit und Quarz. Daneben tritt auch Rutil in Verwachsung mit Ilmenit vorzugsweise in den Randbereichen der Wirtskristalle, häufiger aber noch an den Korngrenzen auf. Bis auf Bereiche mit fortgeschrittener Symplektitbildung, in denen der Granat von einem ca. 50 μm breiten Saum aus Epidot und Amphibol III umgeben sein kann, lassen sich keine Abbaureaktionen feststellen.

Omphazit (= Cpx I) erscheint in Schliffdicke farblos bis blaß grünlich. Er ist gleichkörnig mit Längen von 1 bis 2 mm bei einer überwiegend hypidioblastischen, kurzprismatischen Ausbildung (Längen:Breiten-Verhältnis um 2:1). Die leichte Paralleltextur des Gesteins ist vor allem an die Einregelung der gestreckten Omphazite gebunden. Als Einschlußminerale können Granat, Rutil und Quarz auftreten. Die Korngrenzen zu den anderen Mineralen zeigen ein Gleichgewicht an. Retrograde Reaktionen äußern sich durch eine lokal sehr begrenzte *Symplektitbildung* auf Kosten von Omphazit, wobei diese Symplektite aus *Klinopyroxen II* (etwa zwei Drittel) und *Plagioklas* (ca. ein Drittel) bestehen. Mehr als 90% der Omphazitkörner besitzen keine symplektitischen Ränder. Die übrigen Individuen sind randlich bis vollständig durch Symplektite ersetzt. Bei vollständigem Zerfall werden die ehemaligen Omphazite durch die einheitliche Auslöschung der Cpx II-Lamellen definiert. Bei randlicher Symplektitbildung weisen Cpx II und Omphazit ebenfalls die gleiche optische Orientierung auf, wobei die Lamellen oft rechtwinklig zur Kornoberfläche des Omphazites "wachsen". Die Breite der Cpx II- und Pl-Lamellen, die sich in Elektronenrückstreubildern deutlich in ihrem Rückstreuvermögen unterscheiden, beträgt ca. 5-15 bzw. etwa 5 μm. Schmale Reaktionssäume und "Kornverzahnungen" erscheinen zuerst an Om-Qtz-Korngrenzen. In Domänen mit fortgeschrittener Symplektitisierung ist Quarz, da er bei dieser Reaktion verbraucht wird, nur äußerst selten anzutreffen. Außerdem sind auch Om-Om- und Om-Am II-Korngrenzen prädestiniert für derartige Reaktionen. Ein *Amphibol III*, der

anscheinend den symplektitischen Cpx II verdrängt, spielt mengenmäßig eine untergeordnete Rolle. Er ist nur bei weiter fortgeschrittenem Omphazitabbau zu beobachten und scheint besonders in räumlicher Beziehung zu Grt und Am II gebildet zu werden. Am III (=*edenitische und Fe-haltige pargasitische Hornblende*) ist durch seine blaßgrüne Eigenfarbe und durch die vom Cpx II abweichende Auslöschungsstellung in den Symplektiten gut erkennbar. Außerdem hebt er sich durch eine Korngröße von 20-50 μm deutlich von den anderen lamellenförmigen Symplektitmineralen ab. Stellenweise rekristallisiert er zu bis etwa 0,2 mm großen Prismen.

Neben den bereits erwähnten prä- und posteklogitischen Amphibolen (Am I bzw. Am III) tritt im Grundgewebe ein *Amphibol II* auf, der ähnliche Korngrößen wie der Omphazit und die Mehrzahl der Granate (etwa 1-2 mm) besitzt und mit diesen im texturellen Gleichgewicht steht. Entweder handelt es sich um hypidioblastische Prismen oder um Xenoblasten, welche die Kornzwischenräume ausfüllen. Im Schliff fällt gegenüber den anderen Mineralen die deutliche Eigenfarbe und der Pleochroismus (X: hell grünlichgelb, Y: hell oliv, Z: hell bläulichgrün) auf. Der optische Charakter ist positiv. Es handelt sich um *pargasitische Hornblende*. Besonders charakteristisch sind wurmförmige, etwa 10-40 μm breite Einschlüsse, die aus Quarz und seltener aus Klinopyroxen bestehen (Abb. 3 und 4). Diese Verwachsungsformen beschreiben Franz et al. (1986) für die Amphibole der Münchberger Eklogite und bezeichnen sie als "Bleb-Textures". Dieser Begriff soll auch im folgenden verwendet werden. Omphazit, Rutil und Quarz treten auch in Form regulärer Einschlüsse im Am II auf.

Quarz ist etwas ungleichmäßig verteilt. Dies äußert sich einerseits in lokalen Anreicherungen und andererseits in seinem Zurücktreten in den symplektitisierten Bereichen. Die Korngröße ist ähnlich der von Omphazit oder kleiner. Die Granoblasten treten im Grundgewebe in den Zwickeln mit 120°-Korngrenzwinkeln zwischen den Nachbarindividuen auf oder bilden seltener der Paralleltextur folgende, dickzeilige Aggregate. Rutil und Ilmenit können als Einschlüsse in diesen Mineralkörnern auftreten. Quarz ist auch in Form von "Blebs" im Amphibol II anzutreffen. Weiterhin kommt das Mineral monokristallin oder in polykristallinen Aggregaten in Granat und Omphazit vor, wobei um diese Einschlüsse häufig zahlreiche radiale Risse entwickelt sind, die bis zur Korngrenze des Wirtsminerals reichen können (Abb. 5).

Neben sporadischen Einschlüssen in den Granatporphyroblasten ist selbständiger *Zoisit* nur mit wenigen Kristallen in einem der untersuchten Dünnschliffe vertreten. Sein Erscheinen ist an eine Qtz-Segregationszone gebunden, wobei die xeno- oder hypidiomorphen Blasten Größen bis zu 1 mm erreichen. Mit Quarz können, wie in Abb. 6 veranschaulicht, verzahnte Korngrenzen gebildet werden. Als Einschluß wird Omphazit beobachtet.

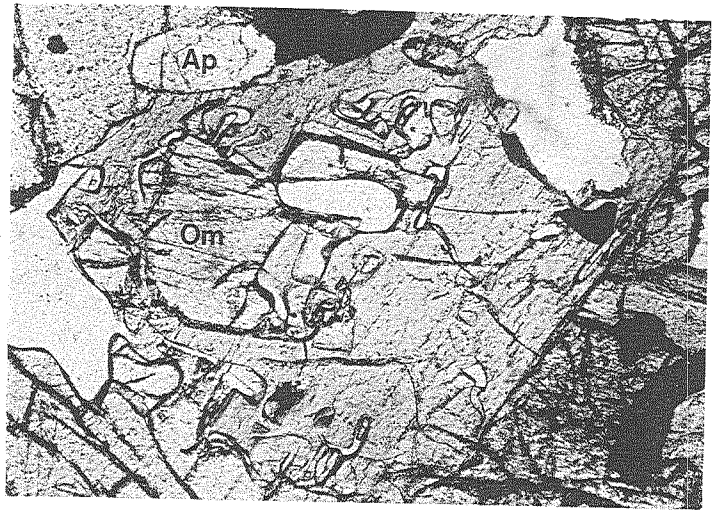


Abb. 3: Dünnschliffoto der Probe 10.1: Amphibol II (pargasitische Hornblende) mit Einschlüssen von Quarz, Omphazit (großes Korn mit Spaltbarkeit) und Rutil sowie Bleb-Textures aus Quarz. Granat (oben links) mit einem randlichen Einschluß von Apatit. Horizontale Bildabmessung entspricht 1,1 mm; 1 Pol.

Abb. 4: Dünnschliffoto der Probe 10.1: Amphibol II (pargasitische Hornblende) mit zahlreichen Quarz-Blebs. Horizontale Bildabmessung entspricht 1 mm ; 1 Pol.

Abb. 5: Dünnschliffoto der Probe 10.1: Polykristallines Quarz-Aggregat als Einschluß im Omphazit; radiale Frakturen reichen bis zur Korngrenze des Wirtsminerals. Horizontale Bildabmessung entspricht 1,3 mm; + Pol.

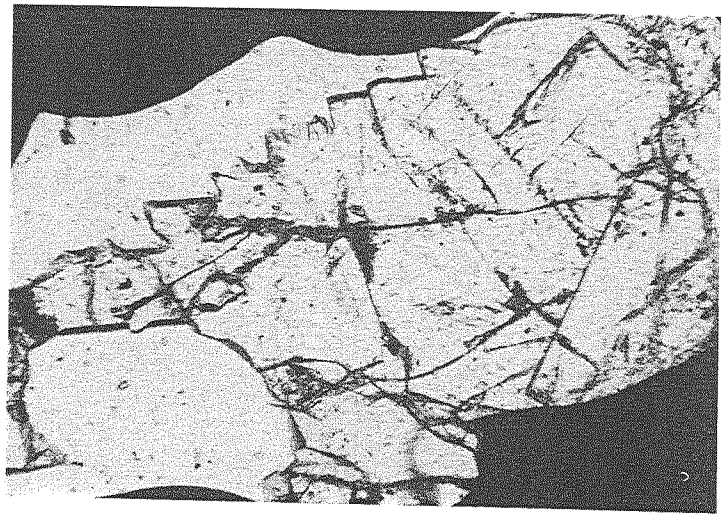


Abb. 6: Dünnschliffoto der Probe 10.1: Zoisit mit verzahnter Korngrenze zu Quarz in einer Quarz-Segregationszone. Horizontale Bildabmessung entspricht 1 mm; + Pol.

Rutil bildet xenoblastische, unregelmäßige bzw. rundliche Körner sowie hypidioblastische, stengelige Kristalle mit einer Größe von etwa 0,5 mm. In dieser Form ist er besonders häufig an den Korngrenzen zu Granat oder als randlicher Einschluß im Granat und seltener im Omphazit zu beobachten. Häufig ist Rutil mit *Ilmenit* verwachsen oder wird von diesem umsäumt. Sehr feine, nadelige Rutile (ca. 10-20 μm), die im Schliff fast farblos wirken, sind im Granat eingeschlossen. Untergeordnet sind auch *Pyrrhotin* sowie *Zirkon* (zum Teil als Einschluß im Omphazit) neben *Apatit* (vorzugsweise im Granat eingeschlossen) vertreten.

Probe 10.2

Im Unterschied zu allen weiteren Proben aus diesem Vorkommen treten hier wenige *Phengittafeln* konzentriert in einem kleinen Bereich auf. Diese sind bei Durchmessern von 0,5 bis 2 mm hypidioblastisch bis idioblastisch ausgebildet. Granat und Omphazit definieren auch hier eine leichte Paralleltextur. Die Phengite weisen jedoch eine davon abweichende Regelung auf. Aufgrund der geringen Anzahl von Einzelkristallen kann diese Orientierung im Winkel von etwa 30°, bezogen auf das Grt-Om-Regelungsgefüge, nur unter Vorbehalt als zweites Flächenelement betrachtet werden.

Probe 9

Bis auf das Fehlen von Zoisit und großen Granatporphyroblasten sowie unterschiedlichen Volumenanteilen der einzelnen Minerale ist die petrographische Ausbildung mit derjenigen der Probe 10.1 vergleichbar.

Modalbestand (Vol.-%):

Probe	10.1	10.2	9
Grt	49	46	40
Om	41	46	54
Om-Sym	4	1	
Am II	2	3	2
Qtz	2	3	3
Phe		<1	
Zo	<1		

Probe	10.1	10.2	9
Am III	<1		
Ep	+		
Rt	1	<1	1
Ilm	<1	<1	<1
Ap	+	+	+
Zrn	+	+	+
Po	+	+	+

(Om-Sym = Cpx II-Pl-Symplektit nach Omphazit)

3.1.2 Eppendorf (Blatt 116)

Im verlassenen Steinbruch südlich von Eppendorf ist der konforme Verband von Eklogit und Nebengestein aufgeschlossen. Bei dem Nebengestein handelt es sich um Muskovitgneis (*mgn*) bzw. um Granatglimmerschiefer in Wechsellagerung mit dichtem Gneis (*mgδ*). Der insgesamt etwa 15 m breite und 5 m hohe Anschnitt zeigt einen massigen Eklogitkörper, der den Gneis überlagert. Stellenweise erkennt man auch eine cm- bis dm-mächtige Wechsellagerung von Eklogit und Nebengestein. Der massige, dunkel grünlich- oder rötlichgraue Eklogit besitzt eine makroskopisch kaum sichtbare s-Textur.

Probe St11

Das Gefüge ist als granoblastisch und gleichkörnig zu bezeichnen. Besonders charakteristisch sind die unregelmäßigen Korngrenzen von Granat und Omphazit (Abb. 7). Bis auf eine ungleichmäßige, lokale Symplektitbildung ist das mittelkörnige Gestein zumindest im Schliffbereich relativ homogen. Eine leichte, aber deutlich erkennbare Paralleltextur wird durch Granat und Omphazit definiert (Abb. 7), wobei in beiden Mineralen Frakturen ausgebildet sind, die senkrecht oder in einem Winkel von 45° zur Foliation verlaufen. Außerdem wird im Dünnschliffbereich eine Verfaltung der s-Fläche deutlich.

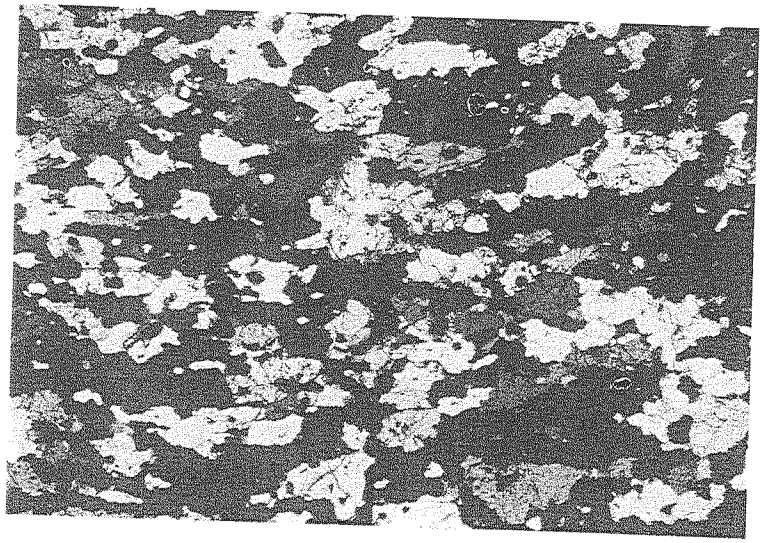


Abb. 7: Dünnschliffoto der Probe St11: Granat und Omphazit mit unregelmäßigen, buchtigen Korngrenzen zeigen eine Paralleltextur. Horizontale Bildabmessung = 7 mm; + Pol.

Der farblose bis leicht rosa gefärbte *Granat* ist xenoblastisch und besitzt unregelmäßige, buchtige Korngrenzen. Die Körner zeigen ovale Formen (Länge:Breite = 2:1), wobei die Längsachsen geregelt sind. Die Korngröße liegt im Bereich von 0,5 bis 1,5 mm. Ein Zonarbau ist nicht zu beobachten. Als Einschlußminerale sind Rutil, Omphazit und Quarz anzutreffen.

Der farblose, nicht zonare *Omphazit* deutet durch seine Regelung ebenfalls ein Parallelgefüge an. Hypidioblastische Kornformen treten hinter xenoblastischen Formen mit buchtigen Korngrenzen zurück. Omphazit kann mit Korngrößen von 0,5 bis 2 mm etwas größer werden als Granat. Rutil, Pyrrhotin, Granat, Quarz, Kalifeldspat, Zirkon und, sehr selten, Phengit sowie Disthen können als Einschlüsse beobachtet werden. Eine *Symplektitbildung*, meist auf die Kornsäume weniger Individuen beschränkt, tritt nur lokal auf, wobei vereinzelte Omphazite auch vollständig ersetzt sein können. Bei nur randlicher Umwandlung fällt besonders die Anordnung der Lamellen im rechten Winkel zur Om-Korngrenze auf. Die Breite der *Cpx II-* bzw. *Pl-Lamellen* beträgt 5-10 bzw. etwa 5 μm. Auch hier geht die beginnende Symplektitbildung von bevorzugten Korngrenzen oder Domänen aus. Dazu gehören Om-Qtz-, Om-Om- und Om-Phe-Korngrenzen sowie phengitführende, quarzreiche Mikrodomänen. Vereinzelt wird Cpx II von Amphibol III (= *pargasitische bis Fe-haltige pargasitische Hornblende*; im Kontakt zu Granat: *Fe-haltiger Pargasit*) überwachsen, was im Dünnschliff durch die grüne Eigenfarbe des Amphibols und im Rückstreuelektronenbild durch das schwächere Reflexionsvermögen von Amphibol gegenüber Pyroxen auffällt.

Quarz ist ein regelmäßiger Gemengteil im Grundgewebe, wobei die Einzelindividuen kleiner sind als Granat und Omphazit. Stellenweise kommt es jedoch zu Anreicherungen besonders großer Kristalle (bis zu >1 mm), die mit Mineralen wie Phengit, Zoisit und Disthen assoziiert sind. Angrenzend an Omphazit kommt es zu Verzahnungen oder zur Symplektitbildung. Oft ist das Mineral in Form mono- oder polykristalliner Einschlüsse im Granat und häufiger im Omphazit, gelegentlich gemeinsam mit Kalifeldspat, zu finden (Abb. 8).

Disthen ist ein seltener Bestandteil, der (mit Ausnahme sporadischer Einschlüsse im Omphazit) in Form hypidiomorpher Blasten an Qtz-Anreicherungen gebunden ist. Die teilweise nach (100) verzwillingten, mit Quarz assoziierten Individuen besitzen eine Korngröße von 0,1 bis 0,4 mm. Disthen und Quarz sind jedoch durch etwa 0,1 mm breite Reaktionssäume voneinander getrennt. Diese bestehen entweder nur aus einer *Plagioklasrinde* oder einem äußeren Plagioklas- und einem inneren *Hellglimmersaum* (Abb. 9). Der Plagioklas ist mit wenigen, sehr kleinen Individuen (5-10 μm) eines rotvioletten Minerals verwachsen, wobei stellenweise auch etwas größere bräunliche Körner auftreten. Sehr wahrscheinlich handelt es sich hierbei um *Korund*. Untergeordnet können gemeinsame Korngrenzen von Disthen mit Om-Sym und in einem Fall mit Granat beobachtet werden.

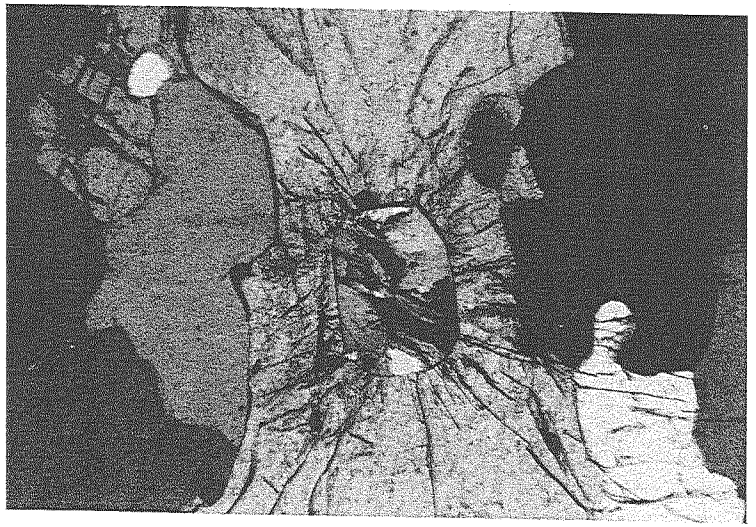


Abb. 8: Dünnschliffoto der Probe St11: Einschluß von polykristallinem Quarz im Omphazit, der radiale Spannungsrisse ausbildet. Horizontale Bildabmessung = 0,8 mm; + Pol.

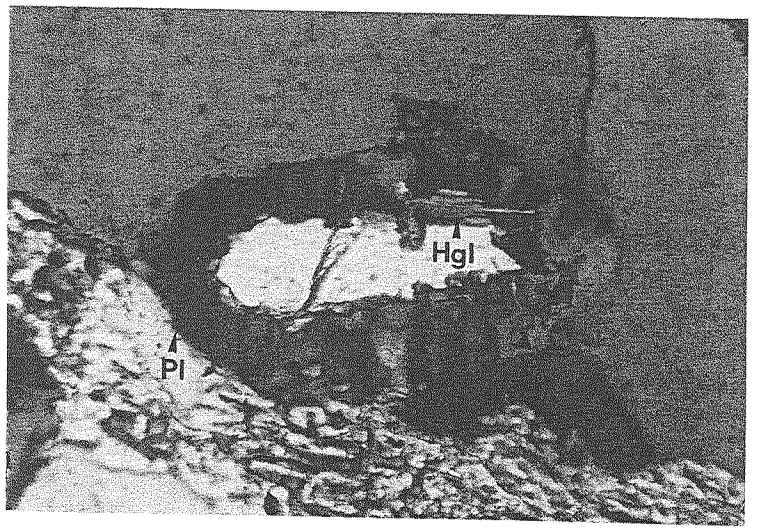


Abb. 9: Dünnschliffoto der Probe St11: Disthen mit Saum von Plagioklas und Hellglimmer in einer Qtz-Segregationszone. In der Umgebung quarzreicher Domänen tritt eine verstärkte Symplektitisierung der Omphazite auf. Horizontale Bildabmessung = 0,5 mm; + Pol.

Phengit ist sehr inhomogen verbreitet. Mehrere hypidioblastische Tafeln mit einem Durchmesser von 0,3 bis 0,7 mm konzentrieren sich in quarzreichen Zonen gemeinsam mit anderen Mineralen (wie Disthen und Zoisit), die in dem "normalen" Eklogit nicht zu finden sind. Diese Domänen sind auch durch Symplektitbildung in den angrenzenden Omphaziten gekennzeichnet. Folglich besitzen die Phengite keine gemeinsamen Korngrenzen mit Granat oder Omphazit, wenn man von den wenigen, im Omphazit eingeschlossenen Individuen absieht. Im Gegensatz zu Granat und Omphazit sind die Phengitblättchen nicht geregelt, was auf eine postdeformative Sprossung hindeutet. Ebenso wie Omphazit ist das Mineral von einem *symplektitischen Abbau* betroffen. Dies äußert sich in der randlichen Bildung von *Biotit-Plagioklas-Aggregaten* (Korngrößen um 10-20 μm). Solche Reaktionssäume erscheinen bevorzugt in Angrenzung an Quarz und Symplektite nach Omphazit.

Das Auftreten von *Zoisit* ist ebenfalls auf quarzreiche Domänen beschränkt. Folglich kann dieses Mineral nicht zu der "normalen" Eklogitparagenese gerechnet werden. Die wenigen, über 0,5 mm großen, hypidioblastischen Kristalle können Einschlüsse von Disthen und Hellglimmer enthalten.

Kalifeldspat tritt in Form kleiner Kristalle gemeinsam mit Quarz oder separat als Einschluß im Omphazit auf.

Rutil bildet xenomorphe, stengelige oder rundliche Kristalle, die oft in Omphazit, Granat und Quarz eingeschlossen sind. Er kann randlich von *Ilmenit* umwachsen sein und Zirkon als Einschluß enthalten. Akzessorisch sind weiterhin *Pyrrhotin*, der xenomorphe, gerundete Körner bildet, und *Zirkon* anzutreffen.

Probe 82

Bei einem granoblastischen Gefüge sowie einem geringen Korngrößenspektrums überwiegt ein mittlerer Korndurchmesser. Die Probe ist gegenüber St11 durch das Zurücktreten der Paralleltextur und das Vorhandensein von Amphibol II sowie durch einen höheren Anteil an Phengit und symplektitischen Bildungen gekennzeichnet, die wieder inhomogen verteilt sind.

Der *Granat* besitzt xenoblastische, im Vergleich zu St11, meist rundliche Kornformen bei einem kontinuierlichen Korngrößenspektrum im Bereich von 0,2 bis 1 mm. Kleinere Granate sind mitunter agglomeriert und bilden dabei auch ringartige Strukturen, wobei oft ein größerer Omphazitblast umschlossen wird. Unter den häufigen Einschlüssen finden sich Rutil, Omphazit, Quarz sowie vereinzelt *Amphibol I* und in den Randbereichen des Granats sehr selten Phengit. Die Verteilung kleiner Rutileinschlüsse ist nicht homogen: es treten

Bereiche mit hoher Rutildichte und andere mit fehlenden Einschlüssen im gleichen Korn auf. Eine Gesetzmäßigkeit der Verteilung, bezogen auf Kern- oder Randbereich, ist nicht erkennbar. Der Granat wird selten von Rissen durchzogen, die mit grünlichbraunen bis bläulichgrünen *Amphibol IV-Fasern* belegt sein können.

Der xenomorphe *Omphazit* bildet zum Teil größere Blasten als der Granat mit Korngrößen von 0,5 bis 1,5 mm und enthält Einschlüsse von Granat, Quarz, Rutil und Zirkon. Etwa ein Viertel der Körner zeigt symplektitische Zerfallserscheinungen, wobei die *Cpx II-Pl-Symplektite* den Omphazit nur randlich umgeben bis vollständig ersetzen können. Die Korngrenzen von Omphazit zu Qtz, Phe und Phe-Sym erscheinen besonders reaktiv. Auch in den Bereichen ohne Omphazitzerfall können in einigen Fällen zwischen Omphazit und Quarz Verzahnungen der Korngrenzen beobachtet werden. Bei nicht vollständigem Abbau von Omphazit sind stellenweise zwei scharf voneinander getrennte Symplektittexturen ersichtlich, die sich durch ihre Lamellenbreite und ihre räumliche Anordnung, bezogen auf den Omphazit, unterscheiden. Ein äußerer Symplektitsaum (Sym I) ist durch eine gröbere Lamellenbreite (etwa 10 μm für Klinopyroxen und 5 μm für Plagioklas) deutlich von der schmalen, wesentlich feineren Symplektitrinde (Sym II: Lamellen etwa 1-4 μm), die unmittelbar an das primäre Korn angrenzt, zu unterscheiden (Abb. 10). Der feinlamellare Sym II erscheint im Lichtmikroskop (1 Pol.) als dunkelbraunes, nicht auflösbares Aggregat. Von einer gelegentlichen *Amphibol III-Überwachsung* können beide Symplektite (evtl. Sym I in stärkerem Maße) betroffen sein. Während Reaktionssäume bevorzugt an Korngrenzen zu Qtz und Phe entstehen, scheint die Bildung von Am III auf Kosten von Cpx II besonders in Angrenzung an Grt und Am II begünstigt zu sein.

Im Unterschied zu St11 erscheint hier ein poikiloblastischer, optisch positiver *Amphibol II* mit blaßgrüner Farbe und charakteristischen Bleb-Textures als zusätzlicher Gemengteil, was auf eine ungleichmäßige Verteilung dieses Minerals im Gestein schließen läßt. Es könnte sich um Pargasit oder pargasitische Hornblende handeln. Die Korngrößen übersteigen mit 0,5 bis 2 mm die mittleren Korndurchmesser von Granat und Omphazit. Neben den aus Quarz bestehenden Blebs sind Granat, Omphazit, Quarz, Rutil und Phengit (mit Bt-Pl-Säumen) als Einschlüsse zu finden.

Quarz erscheint als Zwickelfüllung im Grundgewebe mit Korndurchmessern von 0,1 bis 1 mm. In frischen Partien bestehen Gleichgewichtskorngrenzen zu allen anderen Mineralen, nur im Kontakt zu Omphazit sind Verzahnungen möglich. Quarz tritt außerdem in den Blebs der Amphibole und in Form mono- und polykristalliner Einschlüsse im Omphazit und untergeordnet im Granat auf. Allerdings sind derartige Aggregate nicht so häufig wie in St11 anzutreffen.

Phengit ist dagegen im Unterschied zu St11 häufiger vertreten. Die hypidioblastischen,

dicktafeligen Kristalle sind fast ausschließlich im Grundgewebe und offenkundig bevorzugt in Cpx-Pl-Symplektiten lokalisiert. Die meisten der 0,2 bis 0,8 mm großen Tafeln sind von symplektitischen Zerfallserscheinungen betroffen, wobei der randliche bis vollständige Abbau von Phengit zur Bildung von *Bt-Pl-Symplektiten* (10-40 μm) führt. Die Grenzen zu Qtz und Om-Sym sind besonders reaktiv, ganz im Gegensatz zu gemeinsamen Korngrenzen mit Granat. Als seltener Einschluß im Granat ist Phengit frei von derartigen Abbaureaktionen.

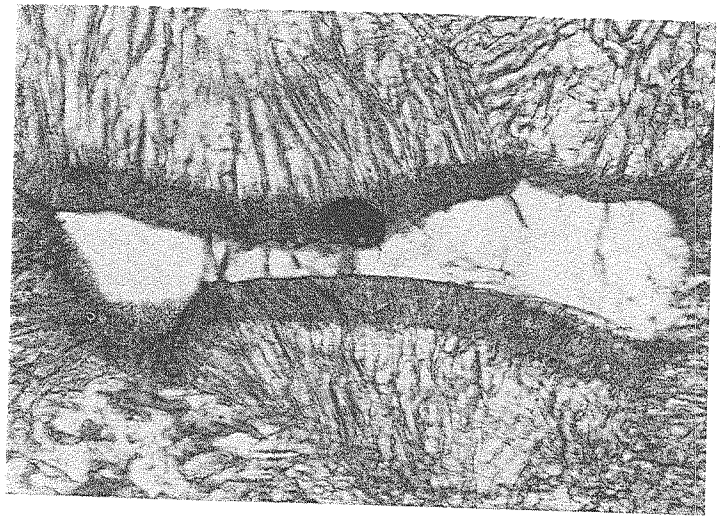


Abb. 10: Dünnschliffoto der Probe 82: Reliktischer Omphazit, der zwei symplektitische Zerfallsstadien zeigt: 1) Zerfall in ein gröberes Aggregat aus Klinopyroxen II und Plagioklas (Sym I); 2) anschließender Abbau zu einem wesentlich feineren Aggregat, das den Omphazit-Relikt direkt umgibt (Sym II). Horizontale Bildabmessung entspricht 0,6 mm; 1 Pol.

Rutil bildet entweder etwas größere Körner (0,1-0,15 mm) im Grundgewebe, gelegentlich in Verwachsung mit *Ilmenit*, oder kleinere ovale Einschlüsse (10-80 μm) in Mineralen wie Omphazit, Granat und Amphibol II. *Opake* (Ilmenit und *Pyrrhotin*) mit unregelmäßiger Kornform spielen eine sehr untergeordnete Rolle in der Matrix sowie in den Cpx II-Pl-Symplektiten. An *Akzessorien* sind weiterhin *Apatit* und *Zirkon* in Form kleiner, gerundeter Einschlüsse im Omphazit oder umgeben von Cpx II-Pl-Symplektiten anzutreffen.

Modalbestand (Vol. %):

Probe	St11	82
Grt	33	35
Om	43	32
Om-Sym I	4	14
Om-Sym II		2
Am II		2
Qtz	11	9
Ky	<1	
Pl*	<1	
Hgl*	1	
?Co	+	

Probe	St11	82
Phe	1	2
Phe-Sym	<1	2
Zo	2	
Rt	2	2
Ilm	1	<1
Zrn	<1	+
Ap		<1
Kfs	+	+
Po	+	+

(Phe-Sym = Bt-Pl-Symplektit nach Phengit, Pl* = koronarer Plagioklas nach Disthen, Hgl* = Hellglimmer nach Disthen)

3.1.3 Umgebung Großwaltersdorf - Mittelsaida (Blatt 116)

In der Umgebung von Großwaltersdorf gibt es neben dem auflässigen Steinbruch südlich von Eppendorf noch zahlreiche weitere Eklogitvorkommen, die allerdings hauptsächlich in Form von Lesesteinen zutage treten. Die Probe 18 stammt aus einem solchen Vorkommen ca. 1 km südlich von Mittelsaida und 200 m östlich der B 101. Ebenso handelt es sich bei der Probe 44 um einen Lesestein aus einer kleinen Eklogitlinse zwischen Haselbach und der Helbigshöhe bei Niedersaida. Anstehendes Material findet man in einer kleinen bewaldeten Fläche ca. 1 km südlich von Großwaltersdorf östlich (Proben 3, 4, 5, 6) und westlich (Proben 7 und 8) der Straße von Großwaltersdorf nach Lippersdorf. Allerdings erlauben die ungünstigen Aufschlußverhältnisse keinen Einblick in Lagerung und Verband. Das Nebengestein aller dieser Vorkommen scheint, ebenso wie im Steinbruch Eppendorf, aus einer Wechsellagerung von feinschuppigem, granatreichem Muskovitgneis mit dichtem Gneis (*mgδ*) zu bestehen. Außerdem weisen die entnommenen Proben auch makroskopisch viele Gemeinsamkeiten auf: eine dunkelgrüne bis grünlichgraue Gesteinsfarbe, eine mittlere Korngröße sowie überwiegend ein massiges, ungeregeltes bzw. nur schwach geregeltes Gefüge. Neben den dunkelgrünen Omphaziten sind auch die bräunlichroten Granate und, in einigen Proben, helle Symplektitrinden erkennbar.

Mikroskopisch erkennt man, daß die Unterschiede der einzelnen Proben in einem verschiedenen Grad retrograder Abbaureaktionen bestehen und durch die Inhomogenität der einzelnen Körper bedingt sind. Das gilt auch für die Häufigkeit bestimmter Nebengemengteile, die generell inhomogen verteilt sind. Um diese Variabilität zu verdeutlichen, sollen die Proben

bezüglich ihrer Unterschiede kurz beschrieben werden.

Probe 6

Das mittelkörnige, relativ homogene Gestein zeigt im Dünnschliff ein granoblastisches bis symplektitisches Gefüge. Eine schwache Paralleltextur wird durch Granat und Omphazit definiert.

Der xenoblastische, rundliche oder ovale *Granat* besitzt Durchmesser um 0,8 mm bei einem begrenzten Korngrößenspektrum (0,5 bis 1 mm) und Längen:Breiten-Verhältnissen bis zu 3:1. Dabei ist eine Einregelung der Längsachsen in die Foliation zu beobachten, während gelegentliche Frakturen häufig etwa senkrecht dazu verlaufen. Zu den sporadischen Einschlüssen gehören Rutil, Quarz, selten Omphazit und äußerst selten Zirkon.

Ebenso wie Granat ist auch *Omphazit* mehr oder weniger geregelt, wobei die hypidioblastischen, kurzprismatischen Kristalle Längen von 0,5 bis 4 mm (ø 1,5 mm) bei Verhältnissen von Länge:Breite um 2:1 erreichen. An Einschlüssen sind Granat, Rutil, Quarz und sehr selten Zirkon zu finden. Von den Korngrenzen ausgehend ist die Bildung eines relativ groblamellaren Symplektites (Om-Sym I) zu beobachten. Dies betrifft vor allem gemeinsame Korngrenzen mit Quarz, aber auch mit anderen Omphazitindividuen. Dieses *Pl I-Cpx II*-Aggregat besteht aus etwa 10 (bis 20) μm breiten Lamellen, die zunächst rechtwinklig zur Kornoberfläche von Omphazit verlaufen. Die optische Orientierung des Cpx II gleicht jener des Omphazites. In einem späteren Symplektitisierungsstadium wird ein wesentlich feineres Aggregat (Om-Sym II) aus *Pl II* und *Cpx III* gebildet, wobei die Lamellenbreite nur ca. <1 bis 3 μm beträgt. Oft entsteht diese zweite Symplektitgeneration ebenfalls an den Korngrenzen, so daß diese Aggregate den Omphazit direkt umsäumen und außen vom älteren, groblamellaren Symplektit umgeben werden. Diese jüngere Symplektitisierung kann auch im Inneren der Omphazitkörner auf Spalt- und Frakturflächen ihren Anfang nehmen. Eine gelegentliche Bildung von *sekundärem Amphibol III* anstelle von Klinopyroxen fällt besonders in den gröberen Symplektiten durch die vom Klinopyroxen abweichende Auslöschungsstellung auf.

Der reichlich vorhandene *Quarz* erscheint im Grundgewebe mit 0,2 bis 1 mm großen, schwach undulösen Körnern, die unregelmäßig oder polygonal begrenzt sind. Gelegentlich sind Rutil oder auch Zirkon eingeschlossen. Quarz erscheint außerdem als monokristalliner Einschluß im Granat und in Form mono- oder polykristalliner, ca. 0,1 mm großer Einschlüsse im Omphazit.

Rutil bildet entweder xenomorphe Körner oder in die Foliation geregelte, gestreckte

Individuen und Aggregate. Die Korndurchmesser können sehr unterschiedlich sein und bis zu 0,3 mm reichen, wobei die Rutileinschlüsse in Granat und Omphazit aber meist kleiner als 0,1 mm sind. Ausnahmsweise kann Zirkon eingeschlossen werden. Eine sekundäre Ummantelung von *Ilmenit* ist von untergeordneter Bedeutung. Kleine, 0,05 bis 0,1 mm große *Pyrrhotine* von unregelmäßiger Form sind gelegentlich anzutreffen. *Zirkon* (Korndurchmesser: 50 bis 100 μm) ist in Form rundlicher Körner als Einschluß im Granat und seltener in Rutileinschlüssen im Omphazit zu finden.

Probe 44

Der einzige Unterschied zu Probe 6 besteht in dem Fehlen einer feinlamellaren, zweiten Symplektitgeneration. Es sind nur stellenweise lamellare Verwachsungen von Cpx II und Pl mit Lamellenbreiten von 5-10 μm (höchstens bis 20 μm) zu beobachten. Ein Wachstum von Am III auf Kosten von Cpx II ist weitgehend unterdrückt.

Probe 3

In dieser Probe ist ebenfalls nur ein grobdiablastischer Symplektit vorhanden, der im Gegensatz zu Probe 44 einen höheren Volumenanteil umfaßt.

Probe 4

Bei weitgehender Erhaltung von Omphazit sind, genau wie bei Probe 6, sowohl das grob- als auch das feindiablastische Zerfallsstadium ausgeprägt. Der einzige Unterschied ist das Auftreten eines poikiloblastischen, späteklogitischen *Amphibols (Am II)* mit Interpositionen von Granat und Quarz-Blebs.

Probe 5

Mikroskopisch erkennt man ein symplektitisches bis granoblastisches Gefüge. Im Unterschied zu Probe 6 ist die Symplektitisierung weiter fortgeschritten, wobei aber das Stadium einer feindiablastischen Symplektitbildung nicht zu verzeichnen ist. Stellenweise kommt es zur Rekristallisation der grobdiablastischen Symplektite zu einem granoblastischen Mosaik von *Plagioklas* und *Amphibol IV* mit Korngrößen von 0,1 bis 0,3 mm. Der Granat enthält eine auffallend geringe Zahl von Einschlüssen, unter denen auch *Apatit* vertreten sein kann. Einige wenige *Phengittafeln* mit Durchmessern von 0,1 bis 0,2 mm (maximal bis 0,4 mm)

treten in den Symplektiten bzw. in Verwachsung mit Plagioklas oder Quarz in Erscheinung, so daß hier die Zugehörigkeit zur Eklogitparagenese in Frage gestellt werden muß. Außerdem müßte in Anbetracht des symplektitischen Omphazitzerfalls ein eklogitischer Phengit ebenfalls, zumindest partiell, analoge Zerfallserscheinungen aufweisen. Da dies nicht der Fall ist, deutet sich eine posteklogitische Entstehung des Hellglimmers an. In Spuren kommt auch leuchtend bräunlichroter *Hämatit* sowie *Pyrrhotin* vor.

Probe 7

Die Probe 7 zeigt ebenfalls nur den Zerfall von Omphazit zu einem grobdiablastischen Symplektit. Stellenweise ist eine postsymplektitische Rekristallisation zu *Plagioklas* und bis 0,2 mm großen Blasten von *Amphibol IV* ausgeprägt. Sehr selten erscheinen ca. 1 mm große, späteklogitische Porphyroblasten von *Amphibol II*. Außerdem reichert sich Quarz in ca. 10 x 5 mm großen Segregationen an, die nur noch Granat und Rutil enthalten. Sekundäre, korngrenzenübergreifende Einschlußbahnen sind charakteristisch für die bis über 3 mm großen Quarze. *Apatit* erscheint im Grundgewebe mit bis zu 0,3 mm großen Körnern und *Zirkon* mit Korndurchmessern um 0,1 mm bevorzugt in den Symplektiten.

Probe 8

Diese Probe ist durch eine Dominanz der Eklogitparagenese gekennzeichnet. Nur untergeordnet kommt es zur feindiablastischen Symplektitisierung der Omphazite, wobei ein älteres, grobdiablastisches Zerfallsstadium nicht festzustellen ist. Ausgangspunkt dieser Zerfallsreaktion sind neben den Korngrenzen auch Risse und Spaltflächen. Lokal angereicherte, bis 0,5 mm große *Phengittafeln* sind keine Seltenheit. Sie lassen keinerlei Regelung erkennen. Charakteristisch ist der Zerfall zu einem braunen *Biotit-Plagioklas-Aggregat*, das den Phengit oft vollständig pseudomorphosiert. Die Korngrößen der Biotitblättchen und Plagioklaskörnchen liegen bei 5 bis 10 μm. Weitgehend unbeeinflußt von dieser Reaktion bleiben jene Individuen, die von Omphazit und Granat eingeschlossen werden.

Probe 18

Der symplektitische Omphazitabbau ist sehr weit fortgeschritten. Spätere Rekristallisationserscheinungen unter Bildung granoblastischer Amphibole und Plagioklase erfolgen auf Kosten der Symplektite und scheinbar auch des Granats. Der *Amphibol IV* bildet bis zu 0,1-0,2 mm große, pleochroitische (blaßgrün bis hellbraun), idio- oder hypidioblastische kurzsäulige Prismen. Charakteristisch sind die Kopfschnitte mit einer (rhombenförmigen)

Umgrenzung durch das Prisma {100}. Außerdem können die Granate von dünnen Plagioklasrinden umgeben sein. *Hellglimmer* findet sich hier häufiger in bis zu 0,3 mm großen Tafeln, die ungleichmäßig verteilt sind. Bevorzugt treten sie in Aggregaten auf, die mit Quarz und Disthen in enger räumlicher Beziehung stehen. Der randliche Abbau führt zur Bildung von *Biotit-Plagioklas-Verwachsungen*. Die Biotitschüppchen erreichen Größen von zunächst 20 bis 30 μm, die durch anschließende Rekristallisation aber noch übertroffen werden können. Der *Disthen* erscheint in bis über 1 mm großen xenomorphen und hypidiomorphen Blasten, die teilweise nach (100) verzwillingt sind und undulös auslöschen. Lokal kann auch eine Verdrängung durch Hellglimmer beobachtet werden (Abb. 11). Auffällig ist außerdem die häufige Verwachsung von Disthen mit Granat. Disthen erscheint sehr selten als Einschluß im Granat, wobei einige Beispiele deutlicher zeigen, daß es sich um eine Verdrängung von Granat durch Disthen handelt. Abb. 12 zeigt einen derartigen Disthenblast, der von einer reliktischen Granatkorona umgeben wird. Weiterhin kommt stellenweise *Zoisit* vor, der meist lagenförmig in Aggregaten angereichert ist. Die hypidiomorphen oder xenomorphen Blasten werden bis zu 1 mm lang, wobei das Längen:Breiten-Verhältnis bei 2:1 liegt. Häufig wird Zoisit von einer schmalen, bis 0,1 mm breiten Quarzrinde umsäumt (Abb. 13), wobei es seltener auch zu wurmförmigen Verwachsungen von Zoisit und Quarz kommt (Abb. 14). Die *Rutile* können bis zu 0,5 mm Größe erreichen.

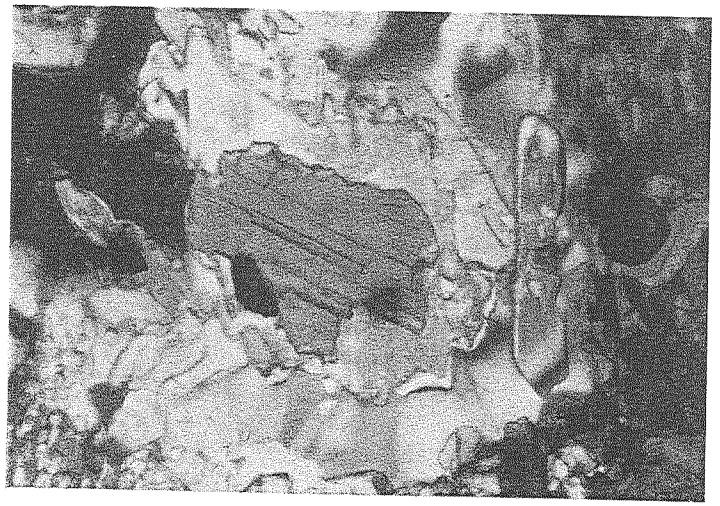


Abb. 11: Dünnschliffoto der Probe 18: Verdrängung von Disthen durch Hellglimmer; daneben befindet sich ein kleinerer, stengelförmiger Disthen mit einigen Einschlüssen und ohne Hellglimmersaum; Horizontale Bildabmessung entspricht 0,8 mm; + Pol.

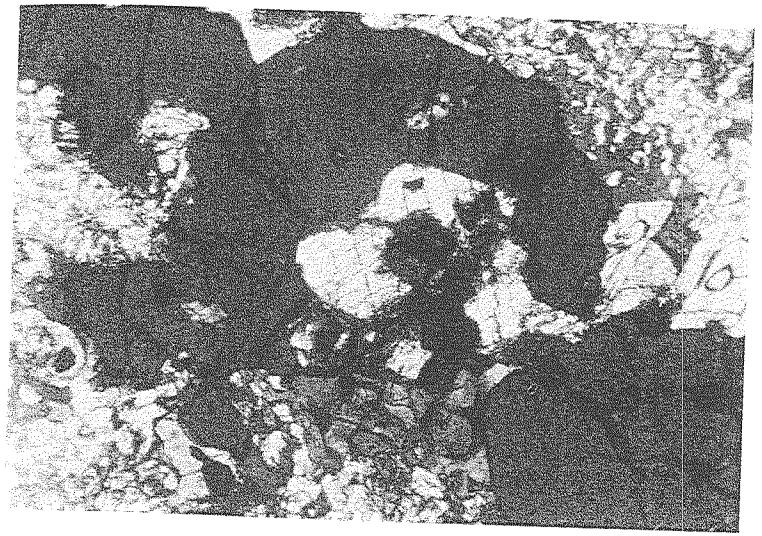


Abb. 12: Dünnschliffoto der Probe 18: Verdrängung von Granat durch Disthen. Horizontale Bildabmessung entspricht 0,8 mm; x Pol.

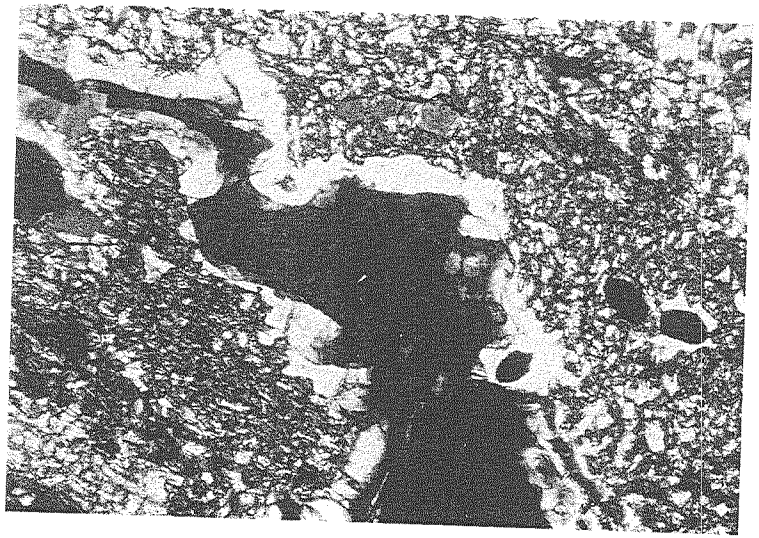


Abb. 13: Dünnschliffoto der Probe 18: Xenoblastischer Zoisit, der von einem Quarz-Saum umgeben ist. Horizontale Bildabmessung = 0,8 mm; + Pol.

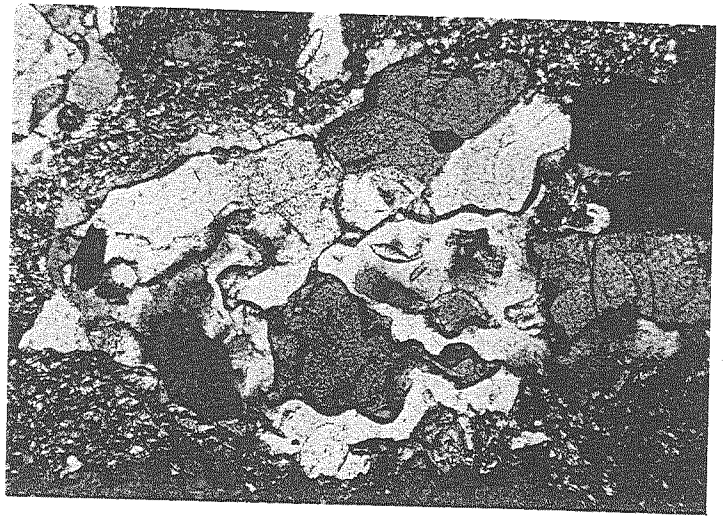


Abb. 14: Dünnschliffoto der Probe 18: Enge, zum Teil wurmartige Verwachsung von Quarz und Zoisit. Im unmittelbaren Kontakt zum umgebenden Om-Sym wird ein Plagioklas-Saum gebildet. Horizontale Bildabmessung entspricht 1,2 mm; + Pol.

Modalbestand (Vol.-%):

Probe	6	44	3	4	5	7	8	18
Grt	31	35	42	33	37	41	34	23
Om	25	35	8	34	11	10	36	
Om-Sym I	26	12	43	13	27	28		52
Om-Sym II	9			10			16	
Am II				1	3	1		
Qtz	5	16	6	5	7	8	6	3
Ky							2	
Phe					< 1		2	< 1
Phe-Sym						3	1	
Zo								4
Pl					7	6		4
Am IV				6	4		8	
Rt	2	1	1	2	2	1	1	2
Ilm	2	< 1		2		1	2	1
Ap		+		+	+	+		+
Zrn	+	+	+	+	+	+		
Po	+	+	+	+	+	+	+	+
Hm	+							

(Pl und Am IV sind granoblastisch rekristallisiert)

3.1.4 Forchheim (Blatt 116)

Am Nordufer des Saidenbach-Stausees, ca. 1,5 km westlich von Forchheim, kann man in einer etwa 25 m breiten Klippe mehrere Einlagerungen eklogitogener Gesteine antreffen. Die aufgeschlossene Höhe dieser Felspartie beträgt, je nach Wasserstand, 5 bis 10 m. Das helle, gelblich- bis rötlichgraue Nebengestein gehört einem 1 km breiten Granulitgneiszug (*ggn*) an, der das Kartenblatt in nordwestlicher Richtung quert und sich nach Südosten bis in das Blatt 129 hinein erstreckt. Der Metabasit bildet in dieser kompliziert verfalteten Einheit zentimeter- bis meterdicke laterale Einlagerungen, die je nach Mächtigkeit von einem Meter bis über zehn Meter aushalten können (Abb. 15 und 16). Gelegentlich beobachtet man auch Körper mit einem Durchmesser von einem Dezimeter bis zu etwa einem Meter, die ein boudinartiges Aussehen besitzen. Möglicherweise handelt es sich zumindest bei einem Teil der "Boudins" um Faltenkerne, während die bis auf wenige Zentimeter oder sogar Millimeter verdünnten Lagen könnten dem Schenkelbereich entsprechen könnten. Das Streckungslinear streicht E-W und fällt flach nach E ein (Daten im Bereich 100/05 bis 120/20).

Abb. 15: Aufschlußfoto eines Teilbereichs der eklogitführenden Klippen am Nordufer des Saidenbach-Stausees bei Forchheim: Konforme Eklogitlage im granulitischen Gneis.

Abb. 16: Aufschlußfoto eines Teilbereichs der eklogitführenden Klippen am Nordufer des Saidenbach-Stausees bei Forchheim: Wechsellagerung von Eklogit und granulitischem Gneis im Zentimeter-Bereich.

Die Probe 46 wurde aus dem Zentralbereich einer meterdicken Metabasitlage entnommen, während die Proben 16 und 48 aus dem nebengesteinsnahen Bereich einer ebenso mächtigen Lage stammen. Eine geringmächtigere Metabasitlage wird von der Probe 47 repräsentiert, wobei mit 47.1 der Übergang zum Nebengestein dokumentiert wird. Es handelt sich dabei stets um mittelkörnige, massige Gesteine, die eine dunkel rötlichgraue Farbe besitzen. Im Handstück erkennt man die mm-großen bräunlichroten Granate, einige Glimmerschüppchen sowie helle Symplektitrinden.

Probe 46

Das homogene, überwiegend mittelkörnige Gestein zeigt im mikroskopischen Bild ein granoblastisches bis symplektitisches Gefüge. Eine Paralleltextur ist nicht oder nur untergeordnet vorhanden. Diese wird einmal durch eine leichte Streckung der Granate, aber auch durch die Lage der ehemaligen Omphazite definiert. Symplektitische Abbauprodukte haben den Omphazit fast vollständig ersetzt. Dennoch gibt die gleichartige Auslöschung der Symplektitaggregate Auskunft über die ehemalige Korngröße und -form. Das mittelkörnige Gestein ist infolge retrograder Mineralbildungen etwas ungleichkörnig, wobei Granat und

ehemaliger Omphazit allerdings durch eine einheitliche Korngröße gekennzeichnet sind.

Der xeno- bis hypidioblastische *Granat* ist farblos bis blaß rosa bei runden bis ovalen Kornformen. Bei nicht-isometrischer (ovaler) Gestalt ist eine Regelung der Längsachsen zu beobachten, die dem Gestein eine undeutliche Paralleltextur verleiht. Die Granate besitzen ein enges Korngrößenspektrum im Bereich von 0,5 bis etwas über 1 mm. Charakteristisch sind zahlreiche, streng parallele Frakturen, welche die Körner im Winkel von etwa 70° zur Foliation durchsetzen. Eine zweite, untergeordnete Rißschar steht in einem spitzen Winkel dazu. Rutil, Quarz, Omphazit, Zirkon, Karbonat und selten Phengit können als Einschlüsse auftreten. Randlich beginnt die Verdrängung von Granat durch Biotit.

Omphazit erscheint nur noch reliktisch innerhalb der symplektitischen Abbauprodukte, wobei die gleiche optische Orientierung der symplektitischen Klinopyroxene die Position der ehemaligen Omphazite definiert. Diese zeichnen sich danach durch eine dem Granat ähnliche Korngröße im Bereich von etwa 1 mm und eine xenoblastische Kornform aus. Ebenso wird die ursprüngliche Regelung, die der des Granats entspricht, dadurch deutlich. Die *Cpx II-Pl-Symplektite* besitzen, in Abhängigkeit vom Anschnitt, eine grobdiablastische Sieb- oder Leistenstruktur mit durchschnittlichen Lamellenbreiten von 5-15 μm. Gelegentlich kommt es zur Überwachsung der Klinopyroxene durch *Amphibol III (= Fe-haltige pargasitische Hornblende)*, der eine grüne Farbe (hell gelblichgrün bis bräunlichgrün) besitzt, zu etwas gröberen Blasten kristallisiert (0,05-0,1 mm) und durch seine vom Cpx abweichende Auslöschungsstellung in den Aggregaten leicht zu erkennen ist. Die Symplektite bestehen aus etwa 66% Cpx, 31% Pl und 3% Am. Einige Minerale, wie Rutil, Apatit, Karbonat und Zirkon, teilweise sicher Einschlüsse des präexistierenden Omphazits, werden vom Symplektit eingeschlossen. Am III und Pl können auch zu einem etwas gröberen, granoblastischen Pflaster rekristallisieren, wobei die Korngrößen im Bereich von 0,1 bis 0,7 mm schwanken.

Als Bestandteil des Grundgewebes besitzt *Quarz* eine Korngröße von 0,2 bis 0,5 mm. Er ist zum Teil schwer vom rekristallisierten, unverzwillingten Plagioklas zu unterscheiden. Im Gegensatz zu Plagioklas sind aber die Korngrenzen oft nicht gerade. In Form mono- und polykristalliner Einschlüsse ist Quarz auch im Granat anzutreffen. Dabei können vereinzelt polykristalline Einschlüsse, bestehend aus einem radialen Quarzsaum, der ein feinkörniges Quarzaggregat einschließt, beobachtet werden.

Biotit-Plagioklas-Symplektite sind, nach analogen Beobachtungen in anderen Proben, vermutlich aus Phengit hervorgegangen. Phengitrelikte, die eine solche Zerfallsreaktion eindeutig belegen, fehlen jedoch. Allerdings macht auch die einheitliche optische Orientierung der einzelnen Biotitschüppchen eine Entstehung aus einem früheren Glimmermineral sehr wahrscheinlich. Die Größe der einzelnen Aggregate (ehemalige Phengittafeln) ist ähnlich der Korngröße von Granat und Omphazit. Auch die Regelung der ehemaligen Phengite würde

der Orientierung dieser beiden Minerale entsprechen. Die Bt-Pl-Symplektite unterscheiden sich durch eine gröbere Struktur von den Cpx-Pl-Symplektiten, wobei die Biotitschüppchen und der Plagioklas eine Größe von 0,05 bis 0,1 mm besitzen. Gelegentlich sind Verwachsungen mit Karbonat und Apatit zu beobachten. Der Plagioklas tendiert hier ebenfalls zur Rekristallisation zu einem mosaikartigen Pflaster.

Wie Plagioklas ist auch *Biotit* in verschiedenen Texturformen anzutreffen: 1) feinschuppig bis -blättrig in symplektitischer Verwachsung mit Plagioklas (Bt I) und 2) in Form etwas größerer (bis 0,5 mm), tafeliger Kristalle, oft in Verbindung mit Plagioklas (Bt II). Zwischen diesen beiden Typen bestehen allerdings kontinuierliche Übergänge in Form größerer symplektitischer Biotite mit wenig Plagioklas und großen Biotitblättchen mit Plagioklas-Einschlüssen. Die regellos verteilten Biotite vom Typ 2 sind hypidioblastisch bei Vorherrschen dicktafeliger Formen. Eine Sprossung in und um Granat (meist im Grenzbereich Grt/Cpx-Pl-Sym) läßt neben der Rekristallisation aus Bt-Pl-Sym auch den retrograden Abbau von Granat als Entstehungsmöglichkeit von Biotit II zu. Apatit, Rutil und Karbonat können in Biotit II eingeschlossen sein. Daneben tritt Biotit (und ± *Chlorit*) auch in den Randbereichen der Cpx-Pl-Sym gemeinsam mit rekristallisiertem Plagioklas auf. Das deutet darauf hin, daß durch Rekristallisation von Cpx-Pl-Aggregaten ebenfalls Bt-Pl-Symplektite gebildet werden können.

Der etwas ungleichkörnige (Korngrößen: 20 μm bis 0,5 mm, meist aber 0,1 mm) *Rutil* ist homogen verteilt. Dabei ist eine Anreicherung an Grt-Korngrenzen zu beobachten. Im Granat sind oft nur relativ kleine Kristalle eingeschlossen. Es können xenoblastische oder auch hypidioblastische, prismatische Kristalle auftreten, die oft eine Regelung in s erkennen lassen. Typisch sind auch Verwachsungen mit *Ilmenit*, dessen Anteil hinter dem des Rutils stark zurücktritt. Weitere xenoblastische *Opakminerale* (Pyrit, Pyrrhotin, Magnetit) sind selten.

Zirkon, Apatit, Zoisit und *Karbonat* treten akzessorisch auf. Die Zirkone (≤ 0,2 mm) sind insbesondere im Cpx-Pl-Sym und im Granat zu finden. Um die Zirkoneinschlüsse können radiale Risse im Wirtsmineral ausgebildet sein (Abb. 17). Karbonat kristallisiert oft in räumlicher Beziehung zu Biotit, kann aber auch in Granat, Plagioklas oder Cpx-Pl-Symplektiten eingeschlossen sein. Apatit ist sowohl als Einschluß im Granat vertreten als auch in Verwachsung mit Biotit II.

Die Proben 16, 47 und 48 unterscheiden sich nicht qualitativ von Probe 46. Im wesentlichen sind nur die Anteile an Plagioklas, Biotit und Quarz erhöht. Reliktische Omphazite sind kaum noch anzutreffen. Außerdem ist die Rekristallisation von Amphibol aus den Cpx-Pl-Symplektiten zugunsten von Biotit unterdrückt.

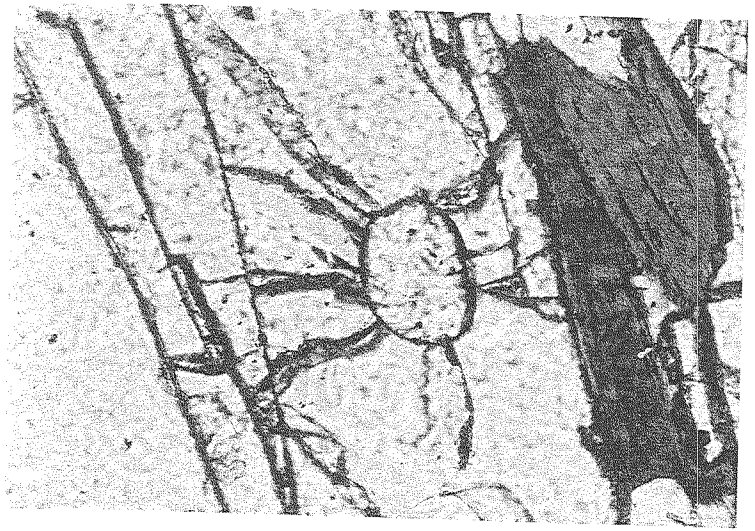


Abb. 17: Dünnschliffoto der Probe 46: Von radialen Rissen umgebener Zirkoneinschluß im Granat. Horizontale Bildabmessung entspricht 0,4 mm, x Pol.

Probe 47.1

Diese Probe dokumentiert den Kontakt zwischen Metabasit (Domäne I) und Nebengestein (Domäne II). Beide Bereiche sind relativ scharf voneinander abgegrenzt. Der Modalbestand des Metabasits ist jedoch in der gesamten Probe etwas verändert, verglichen mit Probe 46. Dies äußert sich in höheren Quarz-, Plagioklas- und Biotitgehalten sowie im Auftreten von Hellglimmer. Gleichermaßen erscheinen im Nebengestein in geringer Entfernung vom Kontakt, wie für den Metabasit beschrieben, Cpx-Pl-Symplektite, die sonst nicht zu beobachten sind (Abb. 18). Der symplektitische Klinopyroxen unterliegt hier in stärkerem Maße als im angrenzenden Metabasit einer Umwandlung zu Biotit und/oder Chlorit, so daß Bt-Pl-Symplektite entstehen, die nicht aus einem präexistierenden Phengit hervorgegangen sind! Hellglimmer wird in beiden Domänen randlich durch Biotit ersetzt. Auch diablastische Biotit-Plagioklas-Verwachsungen, vermutlich zusätzlich durch den Abbau präexistierender Phengite bedingt, sind für beide Bereiche typisch.

Das mikroskopische Gefügebild des Nebengesteins zeigt ein granoblastisches Pflaster, aus dem Granatporphyroblasten und Hellglimmeraggregate hervortreten. Das Grundgewebe besteht zu etwa gleichen Teilen aus *Kalifeldspat, Plagioklas* und *Quarz* mit mittleren Korngrößen von 0,3 bis 0,5 mm. Der *Granat* entspricht den Beschreibungen unter Probe 46. Es

besteht hier allerdings eine etwas stärkere Tendenz zur randlichen Umwandlung in *Biotit*. *Hellglimmeraggregate* (Größe ca. 1 mm), randlich mit Biotit verwachsen, sind häufig zu beobachten. Oft werden auch die 0,2 mm großen *Disthene* von solchen Aggregaten umwachsen. Angrenzend an den Disthen finden sich im Hellglimmer auch sehr kleine Kristalle mit deutlich blauer bis violetter Farbe (vermutlich *?Korund*), die einem früheren Stadium des Disthenabbaus zugeschrieben werden könnten. Akzessorisch werden *Zirkon, Apatit* und *Orthit* beobachtet. Als Einschluß im Apatit und an dessen Korngrenzen fallen sehr kleine blaue oder violette Kriställchen auf, die dem ?Korund äußerst ähnlich sind. Eine *Chloritisierung*, die den Biotit sowie die symplektitischen Klinopyroxene betrifft, spielt nur eine untergeordnete Rolle.

Abb. 18: Dünnschliffoto der Probe 47.1: Granulitischer Gneis mit Klinopyroxen-Plagioklas-Symplektiten umgeben von Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat in unmittelbarer Nähe des Kontakts zum Metabasit; der Klinopyroxen kann zu Biotit und/oder Chlorit umgewandelt werden, so daß Biotit-Plagioklas-Symplektite entstehen, die auf einen präexistierenden Phengit zurückgehen. Horizontale Bildabmessung entspricht 0,6 mm; 1 Pol.

Modalbestand (Vol.%):

Probe	16	46	47	48
Grt	19	25	22	18
Om		3	+	
Om-Sym	24	42	38	25
Qtz	7	5	4	8
Phe	1	+	1	1
Bt-Pl-Sym	*	*	*	*
Zo	<1		<1	
Pl	25	11	15	27

Probe	16	46	47	48
Am**		2	+	
Bt	20	11	16	19
Chl	<1			
Rt	2	1	2	1
Ilm	<1	+	<1	1
Ap	<1	+	1	<1
Zrn	1	+	+	+
Op	+	+	+	+

(* aufgrund der groben Struktur getrennt integriert als Bt und Pl; ** aus Cpx-Pl-Symplektiten rekristallisiert)

3.1.5 Ansprung (Blatt 129)

Im Thesenwald, etwa 2 km nordöstlich von Ansprung, befindet sich ein durch Lesesteine nachgewiesenes Eklogitvorkommen. Es handelt sich dabei um hellrötlich- bis -grünlichgraue Gesteine. Einige sporadisch verteilte Glimmerschüppchen fallen im Anschlag auf. Mitunter erscheinen engständige Klüfte, in deren Umgebung der Eklogit eine dunkel grünlichgraue Farbe annimmt. Das ebenfalls in Lesesteinen vorkommende, gelblich- bis rötlichgraue Nebengestein gehört zu den Muskovitgneisen (*mgn*).

Probe 75

Das mikroskopische Bild verdeutlicht ein granoblastisches Gefüge, das bis auf die fehlende Paralleltextur mit St11 vergleichbar ist. Mit Ausnahme des lokalen Auftretens von Amphibol und der ungleichmäßigen Verteilung von Glimmern ist die Probe als homogen anzusprechen.

Der generell xenoblastische, buchtig begrenzte *Granat* besitzt Korngrößen von 0,5 bis 1,2 mm. An Einschlußmineralen werden beobachtet: Omphazit, Rutil, Quarz und ausnahmsweise Phengit und Disthen I.

Omphazit ist farblos und besitzt xenoblastische bis hypidioblastische, kurzprismatische Formen, wobei die Individuen ebenfalls buchtig begrenzt sein können. Die Korngröße kann bei einer Spannweite von 0,2 bis 1,5 mm die des Granats etwas übersteigen. Einschlüsse von Granat, Quarz, Rutil und Phengit sind keine Seltenheit. Untergeordnet sind kleine runde Einschlüsse von Disthen I zu beobachten. Es finden sich nicht die geringsten Anzeichen begin-

nender symplektitischer Zerfallsreaktionen. Ein typisches Kennzeichen dieser Pyroxene sind allerdings parallele Entmischungslamellen mit einer Breite von ca. 1 μm (Abb. 19), die unabhängig von der Korngröße in ungefähr einem Drittel der Individuen zu erkennen sind.

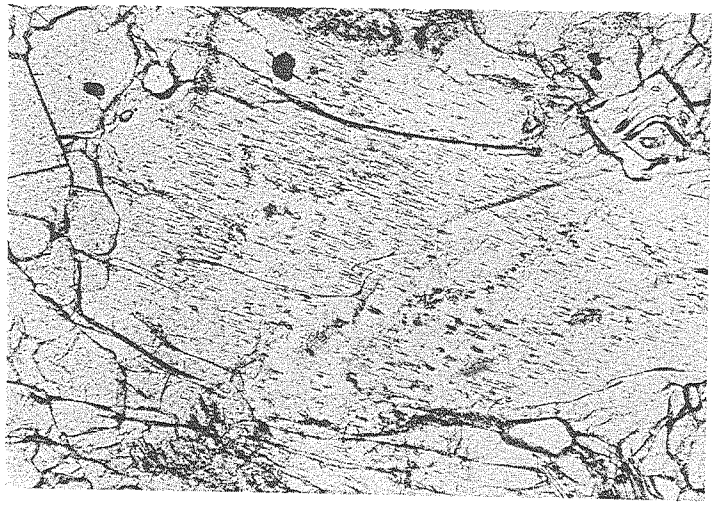


Abb. 19: Dünnschliffoto der Probe 75: Lamellare Entmischungen (?Quarz oder ?Kalifeldspat) im Omphazit gehören zu den besonderen Kennzeichen dieses Gesteins. Horizontale Bildabmessung entspricht 0,8 mm, + Pol.

Der optisch positive, deutlich gefärbte (X: farblos bis sehr hell orange, Y=Z: gräulich-orange) *Amphibol II (Pargasit bis pargasitische Hornblende)* ist in kleineren Kristallen (0,5 mm) in den Kornzwischenräumen zu finden oder bildet bis zu 3 mm große Poikiloblasten (Abb. 20 und 21). Neben den bereits aus anderen Proben beschriebenen Blebs (Quarz) sind Interpositionen fast aller anderen Minerale möglich: Granat, Quarz, Omphazit, Phengit, Phlogopit, Rutil und Disthen II.

Quarz zeigt eine etwas inhomogene Verbreitung, wobei das Mineral wie in anderen Proben in unterschiedlicher textureller Ausbildung vorkommt. Bevorzugt werden kleinere Aggregate bei Einzelkorngrößen von 0,1 bis 0,6 mm in den Zwickeln des Grundgewebes gebildet. Auch als Einschluß im Omphazit und Amphibol II kann dieses Mineral häufig angetroffen werden. Seltener dagegen sind polykristalline Einschlüsse im Omphazit, von denen radiale Frakturen ausgehen. Desweiteren bestehen auch die Blebs des Amphibols aus Quarz.

Abb. 20: Dünnschliffoto der Probe 75: Pargasit/pargasitische Hornblende mit Quarz-Blebs und Einschlüssen von Phengit, Phlogopit und Granat. Horizontale Bildabmessung entspricht 0,8 mm; x Pol.

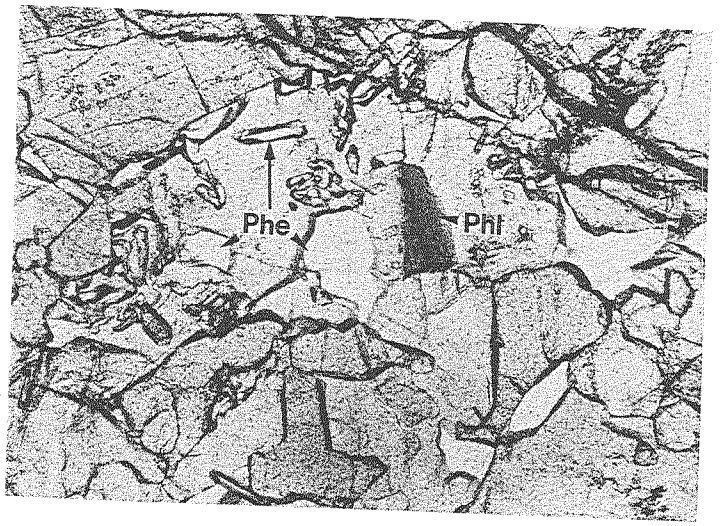


Abb. 21: dito; 1 Pol.

Disthen tritt in zwei Generationen auf. Die sehr seltenen, gerundeten Einschlüsse im Omphazit gehören zu einer früheren Bildung (Disthen I), wobei Korngrößen von 10-20 μm kaum überschritten werden. Eine zweite Generation ist an das Auftreten von Phlogopit gebunden. Dieser mitunter verzwillingte Disthen II erscheint entweder in Form von Einschlüssen im Phlogopit, oder er ist mit diesem verwachsen (Abb. 22 bis 25). Die hypidioblastischen bis idioblastischen, kurzprismatischen Kristalle besitzen Korngrößen von 0,1 bis 0,25 mm.

Eine Besonderheit dieser Probe ist die eindeutige Zugehörigkeit von *Phengit* zur Hochdruckparagenese. Dies äußert sich in Gleichgewichtskorngrenzen mit Omphazit und seltener mit Granat als auch darin, daß Phengit als Einschluß in den genannten Mineralen (im Granat allerdings sehr selten und nur am Rand) und im Amphibol II zu finden ist (Abb. 22 bis 25). Die 0,2 bis 0,6 mm großen Individuen besitzen hypidioblastische bis idioblastische Kornformen. Ein weiteres Kennzeichen sind parallele Verwachsungen mit *Phlogopit*. Dieses Mineral zeichnet sich ebenfalls durch hypidioblastische und idioblastische Formen aus. Die Größe der Tafeln entspricht der von Phengit. Phlogopit besitzt eine helle Eigenfarbe bei einem deutlichen Pleochroismus von farblos (X) über hell gelblichorange bis gräulichorange (Y=Z). Im Gegensatz zu Phengit ist Phlogopit nicht in Omphazit oder Granat eingeschlossen, allerdings ist er häufig in der Umgebung oder an den Korngrenzen von Granat lokalisiert. Außer mit Phengit ist Phlogopit auch oft mit Disthen verwachsen oder führt Einschlüsse dieses Minerals (Abb. 22 bis 25). Eine Regelung beider Glimmer ist nicht zu erkennen.

Der xenoblastische *Rutil* besitzt runde oder unregelmäßige, längliche Kornformen bei einem Korngrößenspektrum von 20 μm bis 0,2 mm. Die kleineren Körner sind dabei überwiegend als Einschlüsse in Granat, Omphazit und Amphibol II zu finden, die größeren Individuen befinden sich dagegen im Grundgewebe.

Probe St75

Bis auf das Fehlen von Phengit, Phlogopit und Disthen II ist die Probe St75 in ihrer Ausbildung mit der ausführlich beschriebenen Probe 75 identisch. Es wird dadurch nicht nur deutlich, daß die genannten Minerale eine ungleichmäßige Verbreitung besitzen, sondern daß sie in genetischer Beziehung zueinander stehen.

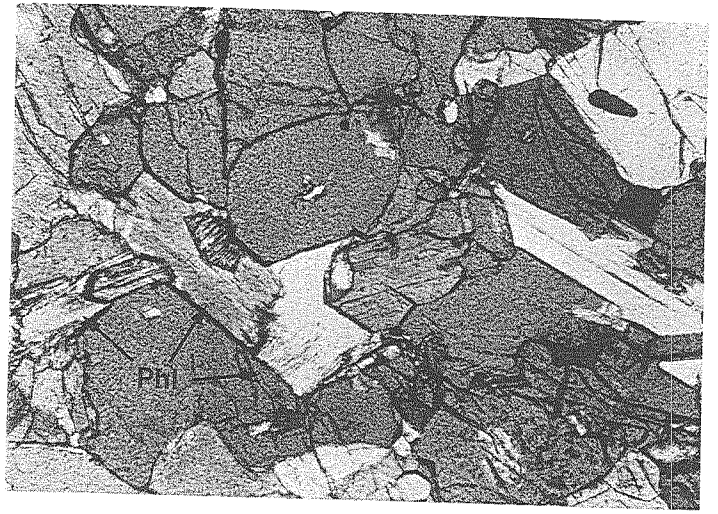


Abb. 22: Dünnschliffoto der Probe 75: Drei Phlogopittafeln in Verwachsung mit Disthen bzw. mit Disthen-Einschlüssen in Angrenzung an Granat; Phengit (rechts) besitzt dagegen überwiegend gemeinsame Korngrenzen mit Omphazit. Horizontale Bildabmessung = 0,9 mm; x Pol.

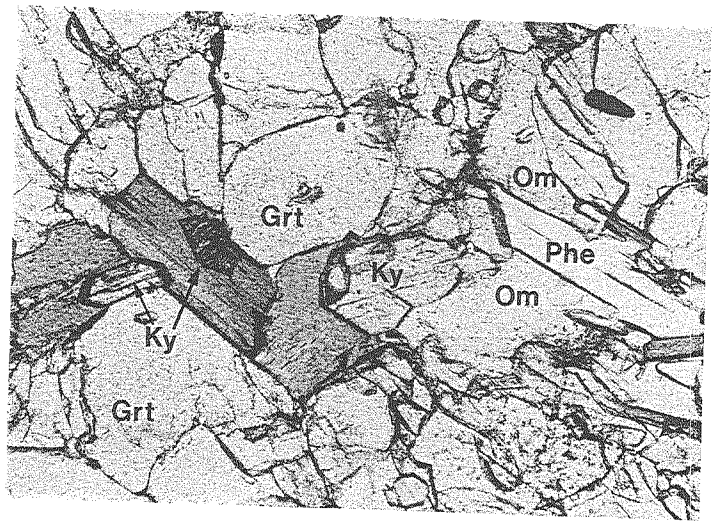


Abb. 23: dito; 1 Pol.

Abb. 24: Dünnschliffoto der Probe 75: Phlogopit in texturellem Gleichgewicht mit Phengit bei enger räumlicher Assoziation mit Granat und Disthen; Phengit befindet sich bevorzugt im Kontakt zu Omphazit und kann, im Gegensatz zu Phlogopit, als Einschluß im Omphazit erscheinen. Horizontale Bildabmessung entspricht 1,2 mm; x Pol.

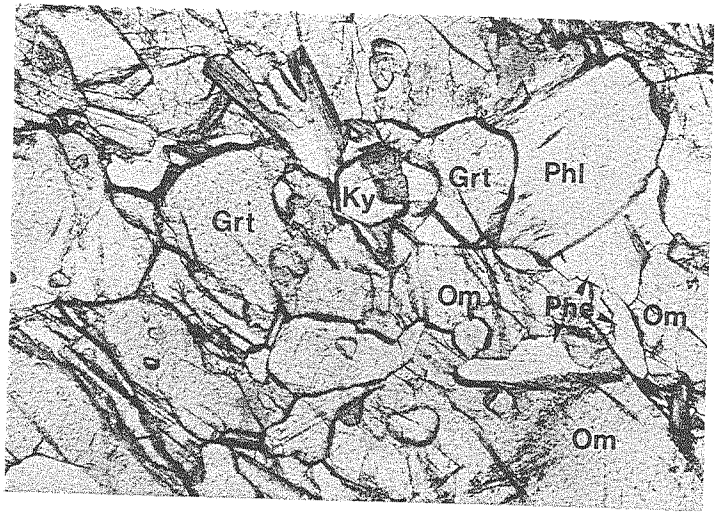


Abb. 25: dito, 1 Pol.

Probe 80

Diese Probe unterlag einer starken kataklastischen Beanspruchung, was zur Ausbildung engständiger Frakturen führte. Von diesen zahlreichen Rissen gehen retrograde, kryptokristalline Mineralneubildungen aus, wobei Omphazit und Granat durch im Lichtmikroskop nicht auflösbare Mineralaggregate ersetzt werden. Bei dem im einfach polarisierten Licht dunkelbraun erscheinenden Aggregat, das den Omphazit ersetzt, handelt es sich aller Wahrscheinlichkeit nach um Symplektite aus Klinopyroxen II und Plagioklas. Rutil bildet zunächst eine dünne Ilmenitrinde aus und kann dann schließlich, wie nur selten zu beobachten, von Titanit umsäumt werden.

Modalbestand (Vol.%)

Probe	75	St75	80	Probe	75	St75	80
Grt	38	39	38	Phe	1		<1
Grt-Abbau			4	Phe-Sym			+
Om	56	55	42	Phl	1		
Om-Sym			15	Zo			+
Am II	1	2	<1	Rt	<1	1	1
Qtz	2	3	+	Ilm			<1
Ky	1	+	+	Tnt			+

3.1.6 Knesenbachtal (Blatt 129)

Im Knesenbachtal, ca. 400 m nördlich der Ortsmitte (Kirche) von Zöblitz, befindet sich ein kleiner verlassener Steinbruch, der auf Blatt 129 der Geologischen Spezialkarte nicht als Eklogitvorkommen ausgewiesen ist. Erwähnt werden eklogitische Einlagerungen bzw. eine Wechsellagerung von Granulit und Eklogit erstmalig von Mansfeld (1961) sowie von Behr et al. (1965).

Das Nebengestein (Probe 60) ist ein feinkörniger, deutlich foliierter granulitischer Gneis (*ggn*) von weißgrauer oder bräunlichgelber Farbe. Mikroskopisch erkennt man eine xenoblastische, mylonitische Grundmasse (10-50 μm), die von zeiligen Quarzaggregaten und bis 0,5 mm großen porphyroblastischen Granaten unterbrochen wird (im Unterschied zur Ausbildung der ggn-Gesteine bei Forchheim mit einem granoblastischen Grundgewebe). Die Granate zeigen kataklastische Beanspruchung anhand einiger subparalleler Frakturen, die im Winkel von ca. 70° zu den Quarzzeilen verlaufen. Von diesen Flächen ausgehend kommt es zur Chloritisierung. Die Probe 58 wurde unmittelbar am Kontakt zu einer Metabasitlage und die Probe 59 in geringer Entfernung davon entnommen. Im Unterschied zur Probe 60 nimmt

das Gestein in Kontaktnähe eine dunklere, grünlichgraue Färbung an. Oberhalb des kleinen Steinbruches befindet sich eine Klippe, in der ebenfalls granulitischer Gneis aufgeschlossen ist. Hier erreichen die Granatporphyroblasten Durchmesser bis zu 1 cm, wobei häufig asymmetrische Druckschatten zu beobachten sind. Auffallend ist ein E-W streichendes Streckungslinear mit flachem Einfallen nach E (l: 80/05). Die s-Fläche fällt ebenfalls flach nach E ein (Daten um 120/10 nach der Fallrichtungsmethode).

Probe 61

Diese Probe entstammt einer kleinen, boudinartigen Eklogitlinse mit den Abmessungen 0,4 x 0,3 m. Das dunkelgraue, massige Gestein läßt bräunlichrote, mm-große Granate und helle Symplektitrinden erkennen.

Im Dünnschliff zeigt sich ein symplektitisches bis granoblastisch-kataklastisches Gefüge, wobei keine Foliation ausgebildet ist. Sowohl die Granate als auch in geringerem Umfang die Omphazitrelikte sind stark kataklastisch beansprucht, was sich in zahlreichen subparallelen Rissen äußert, die drei verschiedenen Fraktursystemen zugeordnet werden können. Die dominierende Rißschar scheint parallel der ac-Fläche zu verlaufen.

Der xenoblastische, 0,5 bis 2 mm große *Granat* mit isometrischer Kornform ist besonders stark frakturiert. Zunächst kommt es zur Umwandlung von Granat in Biotit und anschließend auf den geöffneten Hauptfrakturen zur Bildung von Chlorit. An Einschlüssen sind Quarz und Rutil zu finden.

Omphazit erscheint nur noch reliktisch in wenigen, stark frakturierten Individuen. Die Größe dieser Relikte beträgt 1 bis 1,5 mm. Die Körner werden von einem feinen, dunkelbraunen Symplektit ersetzt, wobei diese Reaktion an den Korngrenzen und den engständigen Frakturflächen beginnt. Die meisten der ehemaligen Omphazite sind unter Bildung von Aggregaten aus *Plagioklas, Klinopyroxen II und Amphibol* mit Lamellenbreiten im Bereich von 1 bis 5 μm vollständig pseudomorphosiert. Als Einschlußmineral konnte Quarz diagnostiziert werden.

Der xenomorphe, undulöse *Quarz* ist im Grundgewebe und als Einschluß im Granat und Omphazit anzutreffen. Mitunter findet man auch polykristalline Quarzeinschlüsse, die aus einer radialfaserigen Rinde und einem feinkörnigen, mosaikartigen Kern bestehen.

Der granoblastische, xenomorphe *Plagioklas* besitzt Korngrößen von $<0,05$ bis 1 mm und ist meist undulös gefeldert, wobei die Kornumgrenzungen unregelmäßig buchtig bis suturiert sind. Teilweise findet an den Korngrenzen eine Neukornbildung statt. Im Druckschatten von

Granat kann es zur Polygonisation kommen, wobei ein gleichkörniges Pflaster aus 0,05 mm großen Individuen gebildet wird. Der Plagioklas ist meist unverzwillingt, teilweise finden sich polysynthetische albit- bzw. periklinverzwillingte Individuen. Dabei können die Zwillingslamellen auskeilen oder verbogen sein, was typisch ist für Deformationszwillinge.

Biotit bildet sich bevorzugt auf Kosten von Granat. Das Mineral besitzt einen ausgeprägten Pleochroismus (X: hell gelblichbraun, Y=Z: dunkel rötlichbraun), wobei die rötliche Eigenfarbe vermutlich auf erhöhten Ti-Gehalten beruht. Verbiegungen und untergeordnet ein Zergleiten auf (001) gehören zu den bemerkenswerten Kennzeichen.

Chlorit ist ein häufiges Sekundärmineral, das sich sowohl auf Kosten von Granat und Biotit als auch aus dem Symplektit bildet. Er ist entweder farblos oder besitzt eine blaßgrüne Eigenfarbe und einen schwachen Pleochroismus. Nach Tröger (1967) handelt es sich dabei um Pennin (anomal blaue Interferenzfarbe, optisch negativ und Charakter der Hauptzone positiv).

Rutil tritt in diesem Gestein besonders häufig auf. Die bis 0,3 mm großen Körner sind meist hypidiomorph und pleochroitisch (n_o: rötlichbraun, n_e: gelblichbraun). Weiterhin kommt es gelegentlich zur Zwillingslamellierung nach {101}, die nach Tröger (1967) durch Scherung entsteht. Rutil ist zumindest von einem 10-20 μm breiten *Ilmenitsaum* umgeben, wenn er nicht fast vollständig von Ilmenit ersetzt wird. Anschließend findet wiederum ein Wachstum von *Titanit* auf Kosten von Ilmenit statt, so daß Verwachsungen, bestehend aus einem Rutilkern, einem inneren Ilmenit- und einem bis 0,2 mm breiten äußeren Titanitsaum, entstehen. Neben diesen Säumen bildet Titanit auch selbständige hypidioblastische Keile und xenoblastische Körner, die bis zu 0,5 mm Größe erreichen können. Kennzeichnend für den sehr verbreiteten Titanit sind eine deutliche Eigenfarbe und ein leichter Pleochroismus (X: fast farblos, Y: hell gelblichbraun, Z: gräulichrosa bis gräulichorangerosa) sowie gelegentlich eine polysynthetische Verzwillingung.

Akzessorisch sind *Apatit, Zirkon, Karbonat* und *Zoisit* anzutreffen.

Modalbestand (Vol.%):

Grt	31	Bt	2	Tnt	6
Om	1	Chl	10	Ap	1
Om-Sym	24	Zo	1	Zrn	+
Qtz	1	Rt	1	Karb	+
Pl	20	Ilm	1		

3.1.7 Wünschendorf (Blatt 116)

Etwa 1,5 km südlich von Wünschendorf ist auf Blatt 116 eine Eklogitlinse kartiert, die in Form einiger Lesesteine zutage tritt. Das dichte, graue Gestein besitzt ein massiges Gefüge. Makroskopisch lassen sich keine gesteinsbildenden Minerale identifizieren.

Probe 1

Unter dem Mikroskop zeigt das Gestein ein fibroblastisches bis symplektitisches Gefüge, in dem nur einige, bis 0,3 mm große porphyroblastische Zoisite und Rutile auffallen. Der Rutil wird zunächst von einer Ilmenitrinde und außen von einem Titanitsaum umgeben. Das dichte Grundgewebe (Korngröße $< 10\ \mu m$) besteht aus feindiablastischen Verwachsungen von Amphibol und Plagioklas sowie aus feinfaserigen Aktinolithaggregaten. Außerdem sind noch Epidot und Chlorit im Grundgewebe zu diagnostizieren.

3.1.8 Lippmanns Steinbruch bei Ansprung (Blatt 129)

Im auflässigen Lippmannschen Steinbruch, ungefähr 0,5 km nördlich von Ansprung, sind Granatserpentinite mit Granatpyroxenit-Zwischenlagen aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um 2 bis 20 cm mächtige, spitzwinklig verfaltete Lagen, die bereits in den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Sachsen, Blatt Zöblitz, beschrieben werden. Der Granatpyroxenit besteht hauptsächlich aus bräunlichrotem Granat und dunkelgrünem Klinopyroxen, wobei stellenweise auch einige dunkelbraune Orthopyroxene anzutreffen sind, während im Serpentinit makroskopisch bis 1 cm große Granate in der Serpentinmatrix erkennbar sind.

Probe 32

Der grobkörnige Granatpyroxenit besitzt ein granoblastisches Gefüge bei einem deutlichen Korngrößenspektrum, das durch die unterschiedliche Größe der jeweiligen Hauptbestandteile hervorgerufen wird (Grt > Cpx > Opx).

Der *Granat* besitzt Korngrößen im Bereich von 1 bis 15 mm bei xenomorphen, rundlichen Kornformen. Die Kristalle sind reich an Frakturen, die aber keine Orientierung erkennen lassen. Einschlüsse von Klinopyroxen, Pentlandit und Pyrrhotin treten nur selten auf.

Der *Klinopyroxen* zeigt dem Granat ähnliche oder geringere Korngrößen bei hypidiomorphen, kurzprismatischen Formen. Einschlüsse von Orthopyroxen und selten von Pentlandit

sind gelegentlich zu beobachten. Etwa 50% der Körner besitzen sehr feine, orientierte Entmischungslamellen (Abb. 26). In Elektronenrückstreubildern wird deutlich, daß die Breite der Lamellen einen Betrag von 3 μm nicht übersteigt. Obwohl die Mikrosonde aus diesem Grund keine exakte Bestimmung des Chemismus erlaubt, handelt es sich nach den Untersuchungen höchstwahrscheinlich um lamellar entmischten Orthopyroxen.

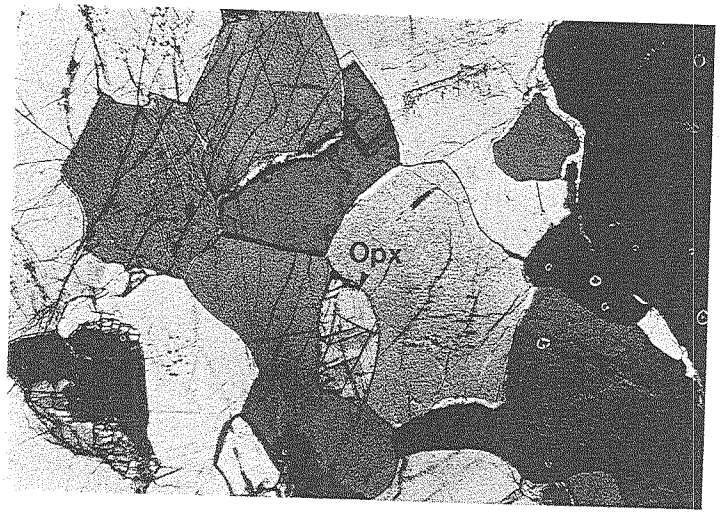


Abb. 26: Dünnschliffoto der Probe 32: Klinopyroxen mit lamellaren Entmischungen von ?Orthopyroxen (Bildmitte, gelbe Interferenzfarbe) neben Orthopyroxen (links daneben mit grauer Interferenzfarbe und höherem Relief) und Granat (oben rechts). Horizontale Bildabmessung entspricht 5 mm; + Pol.

Die hypidiomorphen *Orthopyroxene* des Grundgewebes besitzen ein enges Korngrößenspektrum (0,1 bis > 1 mm), wobei die Kristalle im Vergleich zu Granat und Klinopyroxen kleiner sind. Von Klinopyroxen unterscheiden sie sich durch eine sehr helle Eigenfarbe, einen kaum merklichen Pleochroismus (X=Y: farblos bis hellrosa, Z: farblos bis hell grünlichgrau) und eine deutliche Spaltbarkeit. Außerdem ist eine Tendenz zur Serpentinisierung zu beobachten, die von den Korngrenzen und den Spaltflächen ausgeht.

Bei dem selten vorkommenden *Amphibol* handelt es sich um *Edenit* bzw. *edenitische Hornblende*. Die bis etwa 1 mm großen Individuen besitzen eine sehr helle Eigenfarbe. Außerdem sind wenige, inhomogen verteilte *Phlogopittafeln* (X: farblos, Y=Z: gräulichorange) zu

beobachten. Die grünlichgelben *Serpentinaggregate* (vermutlich Chrysotil) enthalten fast immer reliktischen Orthopyroxen und nie Olivin, so daß die Präexistenz von Olivin, zumindest in den untersuchten Bereichen, nicht wahrscheinlich ist.

Rutil ist oft von *Ilmenit* umwachsen. Weitere *Opakminerale* (überwiegend *Pentlandit* und nur selten *Pyrrhotin*) bilden kleine, unregelmäßige Körner oder Schlieren.

Modalbestand (Vol.%):

Grt	40	Srp	6	Ilm	< 1
Cpx	48	Phl	+	Pn	+
Opx	6	Rt	+	Po	+
Am	+				

3.2 Westliches Erzgebirgskristallin

3.2.1 Mildenau (Blatt 128)

Eklogit steht in einer Felsgruppe ca. 400 m südwestlich der Brückenmühle oberhalb des Sandbaches an. Das "zuckerkörnige" Gestein zeichnet sich durch eine für Eklogite ungewöhnlich helle grauweiße (bis rötlich- oder grünlichgrauweiße) Farbe aus. Im Aufschluß erkennt man stellenweise eine Bänderung im mm- bis cm-Bereich, wobei hellrosafarbene, granatreiche und hellgrüne, pyroxenreiche Lagen abwechseln. Gelegentlich sind parallel dazu feine Hellglimmerlagen eingeschaltet, die eine schwache s-Textur abbilden. Im Anschlag fallen stellenweise mm-große, unregelmäßig auftretende Aggregate eines smaragdgrünen Glimmerminerals (*Fuchsit*) auf. Ein mittel- bis kleinkörniger, körnig-flaseriger Zweiglimmergneis (*gn*), der sogenannte Marienberger Hauptgneis, bildet das Nebengestein. Wesentliche Gemengteile sind: Kalifeldspat, Quarz, Plagioklas, Biotit und Muskovit.

Probe 15

Der Eklogit besitzt ein granoblastisches Gefüge, wobei durch geregelte Omphazitprismen eine Foliation angedeutet wird, die parallel zur kompositionellen Bänderung des Gesteins verläuft. Das Fehlen von Hellglimmer in dieser Probe ist Ausdruck der inhomogenen Verbreitung dieses Minerals.

Der idio- bis hypidioblastische *Granat* erreicht Korndurchmesser bis zu 0,5 mm, wobei die

Blasten einige Einschlüsse von Rutil, Omphazit, Quarz und Disthen enthalten.

Die hypidioblastischen *Omphazite* zeigen ein synkinematisches Wachstum an. Es handelt sich dabei um farblose, prismatische Kristalle mit Längen zwischen 0,1 und 0,7 mm und Längen:Breiten-Verhältnissen um 3:1, die keine symplektitischen Zerfallserscheinungen aufweisen. An Einschlüssen sind Rutil, Quarz, Granat und Disthen zu finden.

Die fast farblosen, poikiloblastischen, optisch negativen *Amphibole (Am II)* sind entweder quergesproßt oder in die Foliation geregelt. Es handelt sich dabei um *tremolitische* bis *aktinolithische Hornblende*. Die Prismen erreichen Längen bis über 1 mm bei Längen:Breiten-Verhältnissen von 2,5:1 und führen Interpositionen von Quarz, Rutil, Granat und Omphazit.

Darüber hinaus treten granoblastische *Quarze* statistisch im Grundgewebe verteilt oder lokal zu Aggregaten angereichert auf. Sie bilden polygonale Kornbegrenzungen mit Tripelpunkten zu den Nachbarquarzen aus. Die teilweise undulös gefelderten Individuen besitzen Korndurchmesser von 0,1 bis 0,3 mm und enthalten stellenweise Rutileinschlüsse.

Der hypidioblastische, dicktafelige *Disthen* (Ky II) formt sich nur teilweise in die s-Fläche ein, wobei die blaß grauvioletten, um 0,3 mm großen Kristalle hauptsächlich in Verwachsung mit Quarz zu finden sind. Außerdem sind kleine gerundete Disthene (Ky I) vereinzelt im Omphazit und in den Granaträndern eingeschlossen.

Als zusätzlicher Gemengteil ist *Zoisit* in Form weniger Poikiloblasten vorhanden, die ebenso wie die Amphibole in die Foliation geregelt oder quergesproßt sind. Die hypidioblastischen, dicksäuligen Kristalle erreichen Größen bis zu 2 mm bei Längen:Breiten-Verhältnissen von 3:1, wobei alle weiteren Minerale poikiloblastisch umwachsen sein können.

Rutil bildet xenomorphe, rundliche Körner mit variierender Größe im Bereich von 10 μm bis 0,1 mm. Die größeren Kristalle erscheinen bevorzugt als Bestandteil des Grundgewebes, während die kleineren Individuen überwiegend als Einschlüsse vorliegen.

Probe C15

Im Unterschied zu Probe 15 sind hier in einem kleinen Bereich einige hypidioblastische, tafelige *Phengite* mit einem Durchmesser bis zu 0,6 mm anzutreffen. Neben den in die Foliation geregelten Kristallen kommen auch einige quergesproßte Individuen vor.

Modalbestand (Vol.%):

Probe	15	C15	Probe	15	C15
Grt	38	40	Ky	2	1
Om	49	46	Phe		1
Am II	1	5	Zo	<1	1
Qtz	7	5	Rt	2	1

3.2.2 Schmalzgrube (Blatt 139)

An der Straße von Niederschmiedeberg nach Arnsfeld befindet sich 300 m nordöstlich des Hammerwerkes bei Schmalzgrube eine 15 m breite und 10 m hohe Felsklippe, in der Eklogite aufgeschlossen sind. Der frische Eklogit besitzt im Anschlag, ähnlich wie die Proben aus Mildenau, eine bemerkenswert helle Farbe und zeichnet sich durch eine deutliche Foliation aus, die parallel zu einem schwachen kompositionellen Lagenbau verläuft. Nur bei stärkerer Retromorphose nimmt das Gestein eine dunklere, grünlichgraue Färbung und ein massiges Erscheinungsbild an. Zum Nebengestein besteht ein konformer Verband. Stellenweise alternieren Eklogit und Nebengestein im cm-Bereich. Beide Gesteine besitzen eine einheitliche Hauptfoliation, die mit 20-30° nach S einfällt. Bei dem Nebengestein handelt es sich um eine glimmer- und granatreiche Varietät (*mg*) des Muskovitgneises (*mgn*). Das hellrötliche oder gelblichgraue Gestein ist reich an Hellglimmer und Granat. In den cm-mächtigen Zwischenlagen zeigt das Nebengestein allerdings ein ähnliches Aussehen wie die Granulite vom Knesenbachtal im mittleren Erzgebirgskristallin.

Probe 105

Der Eklogit besitzt ein granonematoblastisches Gefüge bei einer ausgeprägten Paralleltextur, die hauptsächlich durch streng geregelte Omphazitprismen hervorgerufen wird. Bis auf Granat sind alle weiteren Minerale mehr oder weniger deutlich in die Foliation geregelt, die im mm-Bereich flachwellig verfaltet ist. Parallel dazu ist ein Lagenbau ausgebildet, der einerseits durch die laterale Anreicherung von Zoisit, Phengit und Quarz sowie andererseits durch einen, vor allem Granat und Omphazit betreffenden Korngrößenwechsel hervorgerufen wird. Die Horizonte mit den geringeren Korngrößen, die meist auch etwas phengitreicher sind, tendieren dabei in stärkerem Maße zu retrograden Abbaureaktionen.

Der überwiegend hypidioblastische *Granat* zeigt ein breites Korngrößenspektrum im Bereich von 30 μm bis zu 0,7 mm. Die meisten Körner führen einige sehr feine Einschlüsse von oft nur 1 μm Größe, die hauptsächlich aus Rutilnädelchen bestehen. Nur selten sind etwas

größere Rutilkörner, Amphibol I, Zoisit, Disthen und Omphazit (ca. 50 μm) eingeschlossen. Granat kann randlich von einem dichten, hell grünlichgrauen bis bräunlichgrünen Mineralfilz umwachsen sein (Abb. 27 und 28). Es handelt sich dabei um bis zu 50 μm breite Säume, die aus einem teilweise radialfaserigen Aggregat aus grünem Amphibol IV, anorthitreichem Plagioklas, Epidot und Chlorit bestehen (im Modalbestand als "Grt-Abbau" ausgewiesen) und den Granat in einer späten Retromorphosephase ersetzen. Rückstreuelektronenbilder zeigen einen schmalen Plagioklassaum, der zunächst von Chlorit und Epidot und schließlich von Amphibol IV umgeben wird.

Die hypidioblastischen *Omphazite* besitzen einen mehr oder weniger breiten Symplektitsaum. Die geregelten Prismen sind von unterschiedlicher Größe mit Längen von 0,1 bis über 1 mm bei variierenden Längen:Breiten-Verhältnissen (meist um 5:1). Einschlüsse, darunter Granat und Rutil, sind relativ selten. Die lichtmikroskopisch dichten, dunkelbraunen Säume (Abb. 27 und 28) lösen sich im Rückstreuelektronenbild zu feinlamellaren Verwachsungen von Klinopyroxen II und Plagioklas auf. Gelegentlich wird Klinopyroxen II von einem späteren Amphibol (Am III) überwachsen, der sich vom Cpx durch ein geringeres Rückstreuvermögen unterscheidet. Die Lamellenbreiten variieren zwischen <1 und 5 μm.

Amphibol ist in drei Generationen anzutreffen, wobei die sporadischen Einschlüsse eines farblosen Amphibols (*Am I = pargasitische Hornblende*) mit maximal 0,1 mm Durchmesser im Granat eine präeklogitische Bildung darstellen. Ein eklogitischer Amphibol (Am II) fehlt in dem von der Probe repräsentierten Bereich infolge der inhomogenen Verteilung. Eine weitere Generation (Am III) ist Bestandteil der dichten Cpx II-Pl-Symplektite. Schließlich sind in den feinfilzigen Abbauprodukten des Granats Amphibole einer 4. Generation (= *Fe-haltiger Pargasit* im direkten Kontakt zu Granat oder *Fe-haltige pargasitische Hornblende* in den äußeren Bereichen der Säume) zu finden.

Quarz ist relativ inhomogen verteilt. Das Mineral bildet bevorzugt dickzeilige Aggregate, die aus wenigen Einzelindividuen bestehen, und erscheint auch in den Druckschatten größerer Granatblasten. Diese meist polygonal begrenzten Körner, deren Durchmesser um 0,1 bis 0,2 mm betragen, lassen eine schwache undulöse Felderung erkennen. Seltener sind stärker undulöse Quarze mit unregelmäßigen Kornbegrenzungen anzutreffen. In den Partien mit fortgeschrittener retrograder Umbildung fehlt Quarz weitestgehend.

Disthen erscheint im Grundgewebe in Form hypidioblastischer, dicktafeliger Kristalle, die zum Teil nach (100) verzwillingt sind und eine Größe von 0,1 bis 0,3 mm besitzen. Lokal sind randliche Reaktionssäume ausgebildet, die aus einem farblosen, faserigen Aggregat (= *Margarit*) bestehen (Abb. 29 und 30). Kleinere, gerundete Kristalle werden von Zoisit und Phengit eingeschlossen, während im Granat und Phengit auch gestreckte Disthene mit Längen bis zu 0,1 mm und Längen:Breiten-Verhältnissen bis zu 10:1 vorkommen.

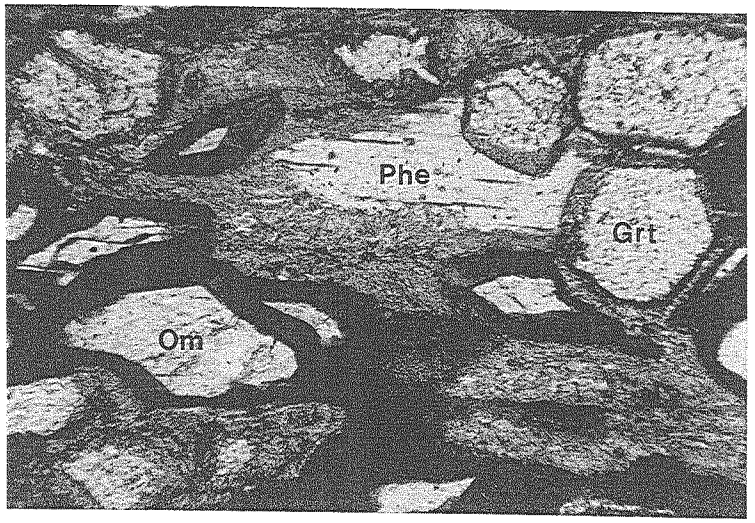


Abb. 27: Dünnschliffoto der Probe 105: Randlicher Abbau von Granat, Omphazit und Phengit zu feinverwachsenen Aggregaten: graue Säume aus Amphibol-Plagioklas-Chlorit-Verwachsungen um Granat, dunkelgraue Cpx-Pl-Am-Symplektite um Omphazit und hellgraue Bt-Pl-Symplektite um Phengit. Horizontale Bildabmessung = 1,2 mm; 1 Pol.

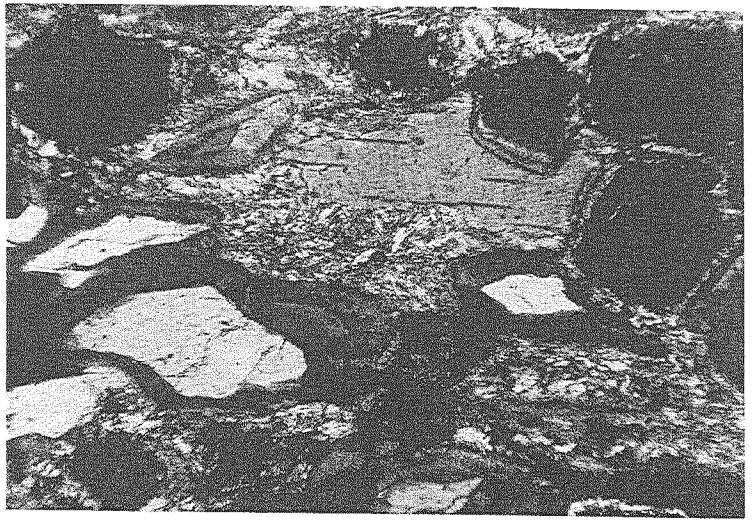


Abb. 28: dito; x Pol.

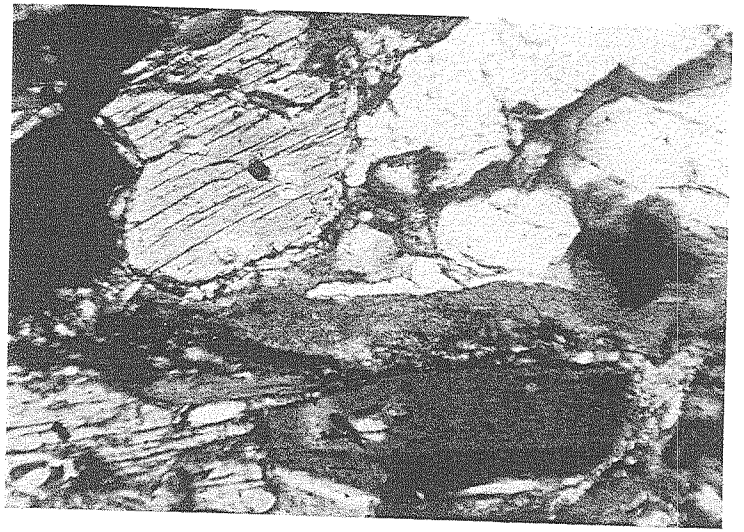


Abb. 29: Dünnschliffoto der Probe 105: Disthenblasten mit schmalen, retrograden Margaritrinden und in einem Fall mit Zwillingsbildung nach (100). Horizontale Bildabmessung entspricht 0,8 mm; + Pol.

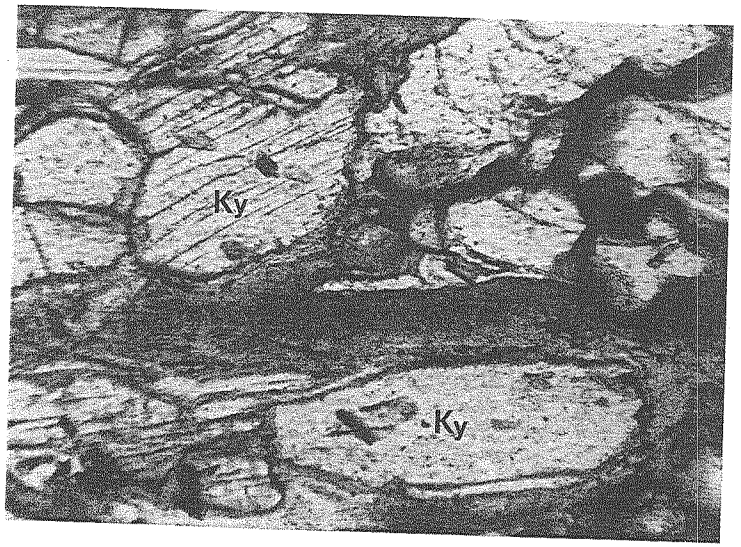


Abb. 30: dito; 1 Pol.

Die Mehrzahl der *Phengite* ist in die Foliation geregelt, wobei aber auch einige der hypidioblastischen, tafeligen Kristalle quer dazu liegen können. Die Blättchen erreichen Durchmesser bis zu 1 mm. Unter den Einschlüssen befinden sich Granat, Omphazit, Rutil, Disthen und Opake. Phengit wird zumindest randlich, und später auch von den Spaltflächen ausgehend, von einem feinfaserigen, im einfach polarisierten Licht hellbraun erscheinenden Aggregat aus *Plagioklas* und *Biotit* ersetzt (Abb. 27 und 28). Dieser Verdrängungsprozeß ist in den feiner-körnigen Lagen fast vollständig abgelaufen, wobei sich aus dem Anteil der hellbraunen Bt-Pl-Symplektite erheblich höhere Phengitgehalte in diesen Partien ergeben.

Der *Zoisit* des Grundgewebes (Zo II) tendiert neben einer erkennbaren Vorzugsorientierung in stärkerem Maße als Phengit zur Quersprossung. Die dicksäuligen bis stengeligen, zum Teil rautenförmigen Blasten können Längen bis zu 1,5 mm erreichen, wobei die Längen:Breiten-Verhältnisse einen Bereich von 2:1 bis 10:1 umfassen. Zahlreiche Interpositionen fast aller anderen Minerale (Granat, Omphazit, Disthen, Phengit, Quarz, Rutil, Opake) mit Ausnahme der retrograden Umwandlungsprodukte sind zu beobachten. Kleine, xenomorphe Zoisite (Zo I) einer früheren Generation sind gelegentlich im Granat eingeschlossen.

Die *Rutile* im Grundgewebe sind in wenigen, s-parallelen lagigen Aggregaten oder in Form einiger Einzelindividuen anzutreffen; häufiger treten sie allerdings als Einschlüsse auf. Die xenomorphen Kristalle mit einem Korndurchmesser von $<0{,}1$ mm sind oft von einem opaken *Ilmenitsaum* umgeben. Weitere Opakminerale sind *Pyrrhotin* und *Pyrit*.

Probe 12

Hier sind im Unterschied zu Probe 105 fast keine Symplektitbildungen oder sonstigen retrograden Abbaureaktionen zu beobachten. Außerdem kommen einige, um 1 mm große, farblose Amphibolpoikiloblasten (Am II) hinzu, die zur Eklogitparagenese gehören, aber bezüglich der Blastese von Granat und Omphazit eine spät- bis postkinematische Bildung darstellen. Diese Amphibole umschließen vor allem Granat, Phengit, Quarz und Omphazit. Zoisit kann ebenfalls bis über 2 mm lange Poikiloblasten bilden. Ein stofflicher Lagenbau beruht vor allem auf der lateralen Anreicherung von Quarz, Zoisit, Phengit und Disthen. Als weiterer Unterschied zu Probe 105 ist ein höherer Rutilanteil zu verzeichnen, wobei die Rutilkörner insbesondere in zum Teil perlschnurartigen, s-parallelen Lagen angeordnet sind.

Modalbestände (Vol. %):

Probe	105	12
Grt	21	34
Grt-Abbau	5	
Om	20	40
Om-Sym	34	+
Am II		<1
Qtz	1	4
Ky	1	3
Mrg	+	

Probe	105	12
Phe	4	3
Phe-Sym	11	+
Zo	3	14
Rt	+	1
Ilm	+	+
Po	+	+
Py	+	+

3.2.3 Wolkenstein (Blatt 128)

Etwa 200 m östlich vom Friedhof Wolkenstein steht eine sich etwa 1 bis 2 m über die Oberfläche erhebende Eklogitklippe mit einer lateralen Ausdehnung von ca. 15 x 25 m an. In dem dunkel grünlichgrauen, feinkörnigen, stark foliierten Gestein sind sehr selten kleine Glimmerschüppchen erkennbar. Nur in einem begrenzten Bereich ist auch das Nebengestein (Marienberger Hauptgneis = *gn*) aufgeschlossen. Makroskopisch ist eine Übereinstimmung der Paralleltextur beider Gesteine ersichtlich.

Probe 38

Mikroskopisch zeigt der Eklogit ein granonematoblastisches Gefüge und, durch Orientierung von Omphazit, Phengit, Zoisit und Amphibol sowie eingeformte Quarz- und Rutilaggregate, eine ausgezeichnete Paralleltextur. Insbesondere die größeren Granate sind fast rechtwinklig zur Foliation von Frakturen durchzogen. In bezug auf posteklogitische Mineralreaktionen entsteht eine gewisse Inhomogenität. Etwa zwei Drittel des Probenvolumens sind durch eine nahezu vollständig erhaltene Eklogitparagenese gekennzeichnet (Bereich I). Im Schliffmaßstab erkennt man aber auch Lagen (im Winkel zur Foliation) mit fortgeschrittener Retromorphose, die scharf gegen die intakte Paragenese abgegrenzt (Bereich II) und deshalb gesondert integriert worden sind. Durch jeweils partielle Reequilibrierung werden in diesen Bereichen verschiedene Stadien des retrograden Abbaus konserviert.

Der hypidioblastische bzw. xenoblastisch-rundliche *Granat* zeigt ein breites Korngrößenspektrum von 50 μm bis zu 1 mm. Die größeren, hypidiomorphen Blasten können leicht getrübte Kerne aufweisen, die hauptsächlich durch eine Anreicherung feiner Rutileinschlüsse bedingt sind; weiterhin sind auch Amphibol I und Omphazit anzutreffen. In den retrograden Berei-

chen sind auch die Granate von einem randlichen Abbau betroffen. Dies äußert sich in der Bildung von Reaktionssäumen, die aus einer inneren, schmalen Plagioklasrinde (An-betont) und einem äußeren feinfaserigen, bräunlich- oder bläulichgrünen Amphibol-Epidot-Aggregat bestehen, wobei das Aggregat radialfaserig aufgewachsen sein kann.

Die hypidiomorphen *Omphazitprismen* weisen eine Streckung in s auf, wobei Längen von 0,5 bis 1 mm und Längen:Breiten-Verhältnisse um 4:1 dominieren. Im Bereich der intakten Paragenese sind die Omphazite allenfalls von einem feinen, dunkelbraunen Symplektitsaum umgeben. Demgegenüber kann es in den retrograd rekristallisierten Zonen zu einem vollständigen Abbau der Omphazite zu lamellaren Verwachsungen von *Klinopyroxen II und albitbetontem Plagioklas* mit einer Lamellenbreite von 3-5 μm kommen. Einschlüsse, darunter Rutil und Granat, sind relativ selten. Schließlich kann *Klinopyroxen II* von *Amphibol III* überwachsen werden.

Der porphyroblastische, hypidiomorphe *Amphibol II (Magnesio-Hornblende)* ist häufig in die Foliation geregelt und seltener in einem spitzen Winkel dazu gesproßt. Die farblosen Prismen erreichen Längen bis zu mehr als 3 mm bei Längen:Breiten-Verhältnissen von 2:1 bis 6:1. Als häufige Interpositionen werden Granat, Omphazit, Rutil, Phengit, Quarz, Zoisit und Disthen beobachtet. Die eingeschlossenen Granate sind meist nicht größer als 0,2 mm. Eine frühere Amphibolgeneration (*Am I = Pargasit*) tritt in Form etwa 50 μm großer Einschlüsse im Granat auf. Die Amphibole der Generationen III und IV stellen Abbauprodukte dar, die in den retrograden Zonen entweder den symplektitischen Klinopyroxen II (*Am III = aktinolithische Hornblende*, z. T. *Magnesio-Hornblende*) oder den Granat (*Am IV* = innere Granatkorona: *Fe-haltiger Pargasit*; äußere Granatkorona: *Fe-haltige pargasitische Hornblende* oder *Edenit*) ersetzen. Abschließend kommt es zur Rekristallisation von *Plagioklas* und grünem Amphibol einer weiteren Generation (*Am V = Aktinolith*). Neben den Cpx II-Pl-Am III-Symplektiten sowie den feinfaserigen Granatabbauprodukten scheint auch der porphyroblastische Amphibol II zumindest partiell von diesen Rekristallisationserscheinungen betroffen zu sein.

Quarz bildet rundliche oder in s gelängte, unregelmäßig begrenzte Körner, die undulös gefeldert sein können. Die Korngrößen liegen bei 0,2 bis 0,5 mm, wobei sich stellenweise bis zu etwa 10 Körner foliationskonform unter Bildung kurzer Quarzzeilen aneinander reihen.

Disthen liegt in Form weniger dicktafeliger hypidioblastischer Kristalle im Grundgewebe oder eingeschlossen im Amphibol II und Phengit vor. In den stärker amphibolitfaziell rekristallisierten Bereichen werden Pseudomorphosen von *Margarit* nach Disthen beobachtet.

Die häufig s-parallelen *Phengittafeln* erreichen Durchmesser bis zu mehr als 1 mm. In den

"frischen" Partien ist ein randlicher Zerfall in ein braunes, feinschuppiges oder feinfaseriges (<1 bis 2 μm) *Biotit-Plagioklas-Aggregat* zu beobachten, das in Angrenzung an Granat fehlen kann. In retrograden Bereichen dagegen ist der Phengit vollständig abgebaut, wobei aus der Häufigkeit solcher Aggregate in diesen Partien auf einen vormals höheren Phengitgehalt im Vergleich zu Bereichen mit intakter Eklogitparagenese geschlossen werden kann. Rutil und Disthen werden als Einschlüsse beobachtet.

Der *Zoisit* bildet entweder schlanke, bis zu 2 mm lange, teilweise rautenförmige Stengel (Längen:Breiten-Verhältnis bis 10:1) oder dicksäulige, xenomorphe Porphyroblasten (Längen:Breiten-Verhältnis ca. 2:1) mit zahlreichen Einschlüssen. Letztere tendieren stärker zur Querspross ung, während die Blasten mit hohem Längen:Breiten-Verhältnis gesetzmäßig orientiert sind. Unter den zahlreichen Interpositionen der großen Blasten befinden sich Granat, Omphazit, Quarz, Rutil, Disthen und selten Zirkon.

Der *Rutil* erscheint im Grundgewebe in Form rundlicher bzw. in s gestreckter Individuen oder zeilenförmiger, s-paralleler Aggregate, die, wenn sie auf einen größeren Granat treffen, diesen stromlinienartig umfließen. Auch in den Amphibol II-Blasten sind solche Rutilzeilen zu finden. Der mittlere Durchmesser der Einzelkörner liegt zwischen 50 μm und 0,1 mm. Randlich kann es zur Verdrängung durch *Ilmenit* kommen. Als Einschluß ist Rutil in fast allen weiteren Mineralen zu finden, besonders häufig sind feinste Rutile im Granat konzentriert.

Neben Ilmenit können die folgenden, oft miteinander verwachsenen *Opakminerale* auftreten: Pyrrhotin, Chalkopyrit, Pyrit und Pentlandit. Es dominieren Schlieren, die konform zur Foliation liegen oder auch größere (bis 0,2 mm) unregelmäßige Körner.

Modalbestand (Vol.%):

Bereich	I	II
Grt	28	10
Grt-Abbau		20
Om	31	<1
Om-Sym	14	37
Am II	7	7
Qtz	5	
Ky	1	
Mrg		2

Bereich	I	II
Phe	<1	
Phe-Sym	<1	3
Zo	13	9
Pl		6
Am V		6
Rt	<1	+
Ilm	<1	+
Op	+	+

3.2.4 Großrückerswalde (Blatt 128)

Am Feldweg nahe der Wehrkirche von Großrückerswalde sind einige metergroße Blöcke eines grünlichgrauen Eklogits zu finden. Bereits makroskopisch treten mehrere, inhomogen verteilte Hornblendeporphyroblasten mit einer Größe bis zu etwa einem Zentimeter aus dem feinkörnigen Grundgewebe hervor. Als potentielles Nebengestein kommt der ebenfalls in Blöcken auftretende, flaserige oder augige Zweiglimmergneis (*gnϕ*) in Frage, der sich nur texturell von dem sogenannten Marienberger Hauptgneis (*gn*) unterscheidet.

Probe 40

Mikroskopisch wird ein feinkörniges, granonematoblastisches Grundgewebe deutlich, das von einigen bis cm-großen porphyroblastischen Hornblenden (Am II) unterbrochen wird (Abb. 31). Orientierte Omphazite, Zoisite, Phengite, Rutil- und Quarzaggregate führen zu einer deutlichen Foliierung, wobei ein dazu paralleler kompositioneller Lagenbau durch laterale Anreicherung von Zoisit entsteht.

Der überwiegend xenoblastische *Granat* besteht bei einem Korndurchmesser im Bereich von 0,1 bis 0,6 mm aus rundlichen oder ovalen Individuen. Letztere unterliegen einer leichten Regelung in die Foliation. Mitunter sind die Granate so angeordnet, daß sich ringähnliche Strukturen andeuten. Die größeren Körner sind wesentlich einschlußreicher als die kleineren, wobei sie durch eine hohe zonare Konzentration mikrometergroßer Rutileinschlüsse in den Kernen etwas getrübt sind. Untergeordnet kommen auch Omphazit und Amphibol I als Einschlüsse vor.

Die orientierten, hypidiomorphen *Omphazitprismen* besitzen eine Länge von 0,2 bis 1 mm bei Längen:Breiten-Verhältnissen um 3:1. Unter den Einschlüssen befinden sich die Minerale Granat, Rutil und Quarz. Sehr schmale, braune Symplektitrinden sind von untergeordneter Bedeutung.

Amphibol I ist in Form weniger bräunlich- bis bläulichgrüner, bis 0,1 mm großer Einschlüsse im Granat zu beobachten. Die Zusammensetzung reicht von *Fe-haltigem Pargasit* (überwiegend im Kern) bis zu *Fe-haltiger pargasitischer Hornblende* (überwiegend in den Randbereichen des Granats). Der poikiloblastische, blaß bräunlichgrüne *Amphibol II (edenitische bis pargasitische Hornblende)* umschließt zahlreiche Minerale des Grundgewebes: Granat, Quarz, Rutil, Ilmenit, Zoisit, Phengit und selten Omphazitrelikte (Abb. 31). Weiterhin kann Quarz aber auch in Form von <50 μm breiten Blebs beobachtet werden. Der Amphibol II besitzt beachtliche Größen im Bereich von 1 bis 10 mm, wobei die kleineren, einschlußärmeren Blasten noch teilweise foliationskonform orientiert sind.

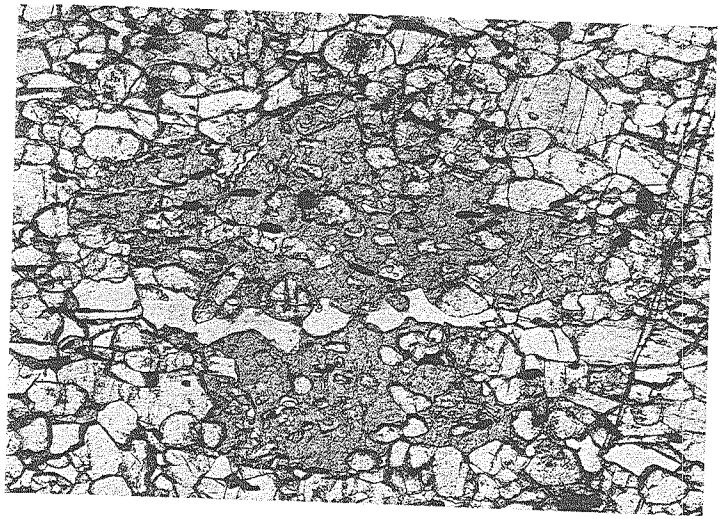


Abb. 31: Dünnschliffoto der Probe 40: Poikiloblastischer Amphibol II (edenitische/pargasitische Hornblende) mit zahlreichen Interpositionen aller weiteren eklogitfaziellen Minerale in einem paralleltexturierten Grundgewebe, das überwiegend aus Omphazit und Granat besteht. Horizontale Bildabmessung entspricht 3,6 mm; + Pol.

Außerdem bildet *Quarz* granoblastische, mitunter schwach in s gelängte Einzelkörner oder aus wenigen Individuen bestehende Aggregate, die entsprechend der Foliation geregelt sind. Die polygonalen Körner besitzen Durchmesser um 0,3 mm.

Selten sind ca. 0,2 mm große, idio- oder hypidioblastische *Disthene* zu beobachten.

Die vereinzelten, meistens foliationskonformen *Phengittafeln* können einige Individuen von Omphazit und Granat einschließen. Der Durchmesser der Tafeln kann bis zu 1 mm betragen.

Der lagenförmig angereicherte *Zoisit* ist entsprechend der Foliation geregelt oder auch im Winkel dazu postdeformativ gesproßt. Die Längserstreckung kann bis über 1,5 mm bei veränderlichen Längen:Breiten-Verhältnissen (um 4:1) betragen. Häufige Interpositionen von Rutil, Quarz, Granat, Phengit, Omphazit und Ilmenit deuten ebenfalls auf eine relativ späte Blastese hin, die vor der Amphibol II-Sprossung stattfand oder zumindest von dieser überdauert wurde.

Der statistisch im Grundgewebe verteilte *Rutil* erreicht Korngrößen bis 0,1 mm. Es handelt

sich dabei um dunkelbraune, rundliche Körner, die s-parallele Aggregate oder auch leicht in s gelängte hypidiomorphe Prismen bilden können. Häufig ist eine *Ilmenitummantelung* zu beobachten.

Weitere Opakminerale *(Pyrrhotin und Pyrit)* sind unregelmäßig verteilt, wobei eine bevorzugte Anreicherung in Verwachsung mit Zoisit und Amphibol II zu beobachten ist. Sie bestehen aus unregelmäßig begrenzten Körnern und Schlieren mit Größen bis zu 0,2 mm.

Probe E40

Prinzipiell sind die gleichen Merkmale wie in der oben beschriebenen Probe ausgebildet. Der Unterschied besteht lediglich in der Einschaltung einer 5 mm breiten, foliationsparallelen Zone, die durch abweichende Mineralgehalte und einen stärkeren Retromorphosegrad gekennzeichnet ist. Die angrenzenden Bereiche sind, ebenso wie in Probe 40, von keinen nennenswerten Abbaureaktionen betroffen. Weiterhin ist der Anteil an porphyroblastischen Amphibolen etwas geringer, wobei diese auch nur Größen von etwas mehr als 1 mm erreichen. Die Granate sind durch Korngrößen im Bereich von 0,1 bis 1 mm gekennzeichnet.

Die retrograde Domäne ist besonders reich an *Opakmineralen*, deren unregelmäßig begrenzte Körner bis zu 2 mm Größe erreichen können. Weiterhin ist dieser Bereich durch eine lagenförmige Anreicherung von *Phengit* geprägt. Die bis 1 mm großen Tafeln liegen eingeregelt oder quergesproßt vor. Von den Korngrenzen oder Spaltflächen ausgehend kommt es zur Bildung eines feinfilzigen Mineralaggregates, das im einfach polarisierten Licht eine bräunliche Farbe besitzt. Im Rückstreuelektronenbild löst sich dieses zu feinlamellaren bis -blättrigen Verwachsungen (Größe der einzelnen Lamellen < 5 µm) von *Plagioklas* und *Biotit* auf. Durch Mikrosondenanalysen konnte außerdem ein geringer Anteil an *K-Ba-Feldspat* und *?Baryt* nachgewiesen werden.

Die *Omphazite* können ebenfalls von einem mehr oder minder breiten *Cpx II-Pl-Symplektitsaum* ersetzt sein. Die Lamellenbreite beträgt 1 µm und weniger. Nur an Kreuzungspunkten entstehen 3-5 µm breite Verdickungen, die zu Analysenzwecken nutzbar sind. Eine Verdrängung des Klinopyroxen II durch *Amphibol III* (*Fe-haltiger Pargasit*) ist, infolge des unterschiedlichen Reflexionsvermögens der beiden Minerale, gelegentlich in den Rückstreuelektronenbildern zu beobachten. In einem späteren Stadium der retrograden Überprägung wird *Granat* von *Amphibol IV* (*Fe-haltiger Pargasit*) umwachsen. Dieses bläulichgrüne Mineral bildet bis zu 50 µm breite Säume.

Probe 81

Der Unterschied zu den oben beschriebenen Proben besteht in einem höheren Anteil an cm-großen Am II-Poikiloblasten sowie poikiloblastischen, bis 1 mm großen Plagioklasen. Weiterhin treten Quarzsegregationen mit Einzelindividuen von mehr als 1 mm Größe auf.

Modalbestände (Vol.%):

Probe	40	E40	81
Grt	26	37	33
Om	46	51	13
Om-Sym	3	2	10
Am II	9	1	32
Qtz	7	3	4
Ky	+	2	+
Phe	< 1	1	
Phe-Sym		< 1	
Zo	6	1	
Pl			3
Rt	2	2	4
Ilm	< 1	< 1	1
Op	+	+	+

3.2.5 Streckewalde (Blatt 128)

Etwa 500 m südlich von Streckewalde befindet sich ein weiteres, durch Lesesteine nachgewiesenes Eklogitvorkommen. Es handelt sich, wie in Großrückerswalde, um ein grünlichgraues Gestein, in dem allerdings vergleichbar große Amphibolporphyroblasten fehlen. Schon makroskopisch erkennt man in unregelmäßigen Abständen auftretende Quarzsegregationen sowie wenige bis 1 mm große Rutile. Das Nebengestein ist ebenfalls dem Marienberger Hauptgneis (*gn*) zuzuordnen.

Probe 39

Im mikroskopischen Bild zeigt sich eine große Ähnlichkeit mit der Probe E40 (Großrückerswalde). Es ist ebenfalls ein granonematoblastisches Gefüge und eine deutliche Foliation ausgebildet, während retrograde Lagen, die durch eine Konzentration von Phengit gekennzeichnet sind, im Unterschied zu Probe E40 fehlen.

Der 0,1 bis mehr als 1 mm große *Granat* besitzt hypidioblastische Kornbegrenzungen. Die größeren Körner weisen eine höhere Einschlußdichte auf. Bei den Einschlüssen handelt es sich überwiegend um kleine Rutile, aber auch um Omphazit sowie blaugrünen Amphibol I. Der Granat bildet auch Agglomerate aus mehreren Individuen.

Die geregelten, hypidioblastischen *Omphazite* sind meist frei von symplektitischen Bildungen. Nur in Angrenzung an Quarzsegregationszonen kommt es zur randlichen Umwandlung in Cpx II-Pl-Aggregate. Die Prismen besitzen Längen von 0,2 bis 1 mm bei Längen:Breiten-Verhältnissen um 3:1.

Neben den bis 0,1 mm großen Einschlüssen von Amphibol I erscheint im Grundgewebe ein xeno- bis hypidioblastischer, leicht in die Foliation geregelter *Amphibol II*. Im Gegensatz zu Großrückerswalde werden keine Poikiloblasten, sondern nur Prismen mit Längen von 0,4 mm bis wenig über 1 mm gebildet. Die Längen:Breiten-Verhältnisse betragen etwa 2:1. Charakteristisch sind die zahlreichen Quarz-Blebs hinter denen die "normalen" Einschlüsse zahlenmäßig zurücktreten. Vorrangig handelt es sich dabei um Granat, während Omphazit keine große Rolle spielt.

Die unregelmäßig bis polygonal begrenzten *Quarze* sind ein untergeordneter Bestandteil des Grundgewebes. Meist handelt es sich um etwa 0,2 mm große Körner, die eine Streckung in Richtung der Foliation zeigen können. Mitunter beobachtet man, wenn mehrere Individuen nebeneinander auftreten, die Ausbildung von Tripelpunkten. Weitaus häufiger ist Quarz in insgesamt 5 bis 20 mm großen Segregationen zu finden, die aus Einzelindividuen mit einem Durchmesser von mehr als 1 mm bestehen.

Der hypidioblastische, kurzprismatische *Disthen* erscheint nur sporadisch im Grundgewebe. Häufiger kann man die Blasten innerhalb der Quarzsegregationen antreffen.

Der *Rutil* erreicht in dieser Probe bei einer etwas ungleichmäßigen Verbreitung eine relativ große Häufigkeit. Die xenomorphen, im Durchschnitt 0,2 mm großen Kristalle bilden bevorzugt Aggregate, die foliationskonform in Zeilen oder Schlieren angeordnet sein können, wobei Granat und Omphazit umflasert werden. Daneben sind auch einzelne Rutile mit einer bemerkenswerten Länge von 1 mm zu erwähnen. Als Akzessorien können nur hypidiomorphe *Apatite* identifiziert werden, die allerdings vergleichsweise häufig anzutreffen sind.

Modalbestand (Vol.%):

Grt	44	Am II	2	Ap	1
Om	43	Qtz	4	Rt	2
Om-Sym	3	Ky	1		

3.2.6 Grünhainichen (Blatt 115)

In einem kleinen bewaldeten Areal 500 m nördlich von Grünhainichen ist ein kaum über die Oberfläche herausragender Eklogitkörper aufgeschlossen. Zahlreiche Blöcke dieses Gesteins sind auch weiter westlich am Abhang bis zum Bahnhof Borstendorf verbreitet. Die grünlichgrauen Eklogite bilden zwei Farbvarietäten, einen hellen und einen dunklen Typ, aus und besitzen entweder eine mehr oder weniger deutliche Paralleltextur oder eine regellos-körnige Ausbildung. Dabei sind die hellen Eklogite überwiegend durch einen schieferungsparallelen Lagenbau gekennzeichnet, der besonders durch die Anreicherung von Hellglimmerblättchen hervorgerufen wird. Die Probe 33.1 repräsentiert den hellen, phengitreicheren Typ, während die Probe 33.2 dem dunklen Eklogit entspricht. Das Nebengestein bildet der Marienberger Gneis (*gn*).

Probe 33.1

Das mikroskopische Bild zeigt ein granonematoblastisches Gefüge, wobei gegenüber den Eklogiten aus anderen Vorkommen (Schmalzgrube, Großrückerswalde) die Paralleltextur weniger deutlich ausgebildet ist. Omphazit, Zoisit, Phengit und Quarzaggregate können einer Regelung unterliegen, wobei die Foliationsflächen im mm-Bereich wiederholt verfaltet sind. Neben diesen Mikrofalten existieren auch Bereiche mit richtungslos-körnigem Gefüge.

Der überwiegend rundliche, hypidioblastische *Granat* besitzt Korngrößen um 0,3 mm. Ein Zonarbau ist durch eine hohe Einschlußkonzentration in den Kernen einiger meist etwas größerer Körner angedeutet. Bei diesen zahlreichen Einschlüssen handelt es sich um feinste, mikrometergroße Rutile, die eine Trübung der Granatkerne bewirken. Weitere, etwas größere Einschlüsse von Omphazit und Quarz sind ebenfalls zu beobachten.

Der hypidioblastische *Omphazit* besitzt Längen von 0,2 bis 1 mm bei unterschiedlichen Längen:Breiten-Verhältnissen. In den regellos-körnigen Zonen überwiegen kurzprismatische (Länge:Breite = 2:1) und in den foliierten Partien langsäulige Formen (Länge:Breite = 5:1). Unter den seltenen Einschlüssen finden sich Granat, Rutil und Quarz. Einige Individuen sind von einer dünnen, dunkelbraunen Symplektithaut umgeben, die aus feinem *Klinopyroxen II* und *Plagioklas* (< 1 bis 5 μm) besteht.

Der granoblastische *Quarz* ist statistisch im Grundgewebe verteilt, wobei die Durchmesser der polygonalen Körner im Schnitt 0,2 bis 0,3 mm betragen. Größen bis zu 1 mm sind relativ selten. Gelegentlich sind in die Foliation geregelte Aggregate weniger Individuen oder in s gelängte Einzelkörner zu finden.

Im Grundgewebe erscheint *Disthen* meist in 0,1 bis 0,2 mm großen, idio- bis hypidioblastischen, dicken Tafeln, die nach verschiedenen Gesetzen, meistens aber nach (100) verzwillingt sein können. Eine etwas größere (0,5-1 mm), überwiegend xenoblastische Ausbildungsform mit unregelmäßigen Kornbegrenzungen und zahlreichen Interpositionen, vor allem aus Quarz, Omphazit, Rutil und zum Teil Ilmenit, könnte einer zweiten Generation zugeschrieben werden. Jedoch bestehen zwischen beiden Ausbildungsformen kontinuierliche Übergänge. Außerdem sind nach c gestreckte Disthene vor allem als Einschluß in Phengiten zu finden.

Der teilweise geregelte *Phengit* ist in der Probe inhomogen verteilt. Die einzelnen Tafeln erreichen Durchmesser bis zu 0,5 mm. Einschlüsse von Granat, Disthen und Rutil können enthalten sein. Ein geringer Prozentsatz der Blättchen weist randlich sehr schmale, bräunliche *Biotit-Plagioklas-Symplektitrinden* auf.

Der hypidioblastische bis xenoblastische *Zoisit* erscheint in dicksäuligen (Länge:Breite = 2:1) bis stengeligen (Länge:Breite = 5:1) Blasten, die teilweise eine Länge bis über 1 mm erreichen. Der stengelige Zoisit tendiert etwas stärker zur Regelung in die Foliation, während die dicksäulige Modifikation ungeregelt erscheint und außerdem mehrere Einschlüsse enthält. Darunter dominieren Omphazit, Rutil und Quarz. Wegen der kontinuierlichen Übergänge zwischen beiden Typen kann nicht von verschiedenen Generationen gesprochen werden.

Neben winzigen Einschlüssen im Granat erscheint *Rutil* im Grundgewebe in Form xenomorpher, dunkelbrauner Körner bis zu 0,1 mm Größe. Gelegentlich wird er von *Ilmenit* ummantelt. Dieser kann aber auch separate, bis 0,1 mm große, xenomorphe Körner bilden, die wahrscheinlich ebenfalls aus Rutil hervorgegangen sind.

In Probe 33.2 finden sich in einzelnen s-parallelen Lagen höhere Gehalte retrograder Abbauprodukte, wobei die Phengitgehalte insgesamt geringer sind als in Probe 33.1.

Modalgehalte (Vol.%):

Probe	33.1	33.2	Probe	33.1	33.2
Grt	27	35	Phe	4	<1
Om	55	45	Phe-Sym	+	1
Om-Sym	4	12	Zo	3	1
Qtz	4	3	Rt	<1	<1
Ky	3	2	Ilm	<1	<1

3.2.7 Boden (Blatt 128)

Nördlich von Boden, etwa 200 m oberhalb der Straße von Boden nach Großrückerswalde, findet sich im Anstehenden ein grünlichgrauer, meist stark foliierter Eklogit. Dieses Gestein ist auch in einigen großen Blöcken in der Nähe des kleinen Aufschlusses zu finden. Ähnlich wie in Grünhainichen lassen sich ein heller (Proben 64 und 65) und ein dunkler Typ (Probe 28) unterscheiden. Parallel zur s-Textur kann man hauptsächlich in den hellen Eklogiten einen Lagenbau beobachten (Zoisit-, Hellglimmer-, Granat- und Omphazit-reiche Lagen). Die sehr ungünstigen Aufschlußverhältnisse erlauben keinen Zugang zum Nebengestein. In der Umgebung findet man, ebenso wie beim Vorkommen Großrückerswalde, die langflaserige oder augengneisartige Varietät (*gnϕ*) des sogenannten Marienberger Hauptgneises (*gn*).

Probe 65

Der ungleichkörnige Eklogit zeigt mikroskopisch ein grano- bis nematoblastisches Gefüge und eine ausgeprägte Paralleltextur durch Einregelung von Omphazit, Phengit und Zoisit sowie lagige Quarzaggregate. Das Grundgewebe wird von einigen porphyroblastischen Amphibolen durchsetzt. Eine gewisse Inhomogenität entsteht durch einen Lagenbau, der durch den Wechsel von, wenige Millimeter mächtigen, amphibolreichen (mit Granat und Phengit) und amphibolarmen Lagen (mit Omphazit, Granat, Zoisit, Phengit) gekennzeichnet ist.

Der hypidioblastische *Granat* zeichnet sich durch ein Korngrößenspektrum im Bereich von 0,2 bis über 1 mm (∅ 0,5 mm) aus. Bemerkenswert ist die Ausbildung von Frakturen, die meist im Winkel von ca. 45° zur Foliation verlaufen. Die Einschlüsse (feine Rutilnadeln, Omphazit, Disthen, ?Amphibol I) können zonar angeordnet sein, wobei sie tendenziell in den größeren Individuen meist konzentrisch in einer Übergangszone zwischen Kern und Rand angereichert sind. Die kleineren Granate scheinen etwas weniger Einschlüsse zu enthalten, die dann meist im Kern lokalisiert sind. Einige Körner sind von bis zu 20 μm breiten, radialen Anwachssäumen umgeben. Diese stellen ein retrogrades, farbloses oder blaß grünliches Aggregat aus Hornblende (Amphibol IV) und Plagioklas dar, wobei die Korngrenzen im Kontakt zu Amphibol II und den Symplektiten nach Phengit und Omphazit besonders von diesen Abbaureaktionen betroffen sind.

Der streng geregelte, hypidioblastische *Omphazit* ist meist etwas kleiner als der Granat. Die Prismen besitzen Längen um 0,5 mm (bis ca. 1 mm) bei Längen:Breiten-Verhältnissen um 5:1 und darüber. Gelegentlich wird Rutil eingeschlossen. Der Omphazit ist stets von einem etwa 20-30 μm breiten, dunkelbraunen Symplektitsaum umgeben. Das feinlamellare Aggregat besteht überwiegend aus Klinopyroxen II und Plagioklas mit einer Lamellenbreite von

ca. 3 µm (*Klinopyroxen II*) und 1-2 µm (Plagioklas), wobei durch Rückstreuelektronen eine Überwachsung des Klinopyroxen II durch Amphibol III mit einem schwächeren Reflexionsvermögen sichtbar gemacht werden kann.

Der porphyroblastische, optisch negative *Amphibol II (Tremolit bis tremolitische Hornblende)* ist lagenweise angereichert und in die Foliation geregelt oder im spitzen Winkel dazu gesproßt. Die farblosen, hypidioblastischen Prismen erreichen Längen bis 5 mm bei Längen:Breiten-Verhältnissen von 2:1 bis 5:1. An Interpositionen sind vor allem Granat und Quarz (in polykristallinen Aggregaten) und seltener Rutil, Phengit mit Symplektitrinden, Disthen, Zoisit und Apatit sowie in Ausnahmen Omphazit zu beobachten. Quarz-Blebs sind nicht ausgebildet.

Quarz ist vergleichsweise selten anzutreffen. Vor allem fehlt er in solchen Bereichen, die durch Symplektitbildung gekennzeichnet sind. Einzelne Körner finden sich in den Zwickeln im Grundgewebe sowie als Einschlüsse im Amphibol II. Dort erscheint Quarz monokristallin oder in Form polykristalliner Einschlüsse, die insgesamt bis zu 0,2 mm Größe erreichen.

Disthen, der in dieser Probe eine bemerkenswerte Häufigkeit erreicht, bildet anscheinend zwei Generationen: eine 1. Generation kleiner Körner und eine 2. Generation größerer Poikiloblasten. Eine Regelung in die Foliation ist bei beiden Generationen nicht sehr deutlich ausgeprägt. Der xenomorph rundliche bis hypidiomorph kurzprismatische *Disthen I* erreicht Durchmesser von 0,1 bis 0,2 mm. Er besitzt eine undulöse Auslöschung, zum Teil sogar Kornverbiegungen, und kann nach (100) verzwillingt sein. Disthen I wird häufig randlich von einem wirrstrahligen, bräunlichen *Margaritaggregat* pseudomorphosiert. Diese "Rinden" sind kaum breiter als 20 µm und meist dann ausgebildet, wenn die Körner von anderen Symplektiten (meist Biotit-Plagioklas) umgeben sind. Ist Disthen I im Phengit eingeschlossen, wird die Pseudomorphosierung unterdrückt. Das Auftreten der meisten Körner innerhalb von Biotit-Plagioklas-Symplektiten läßt auf ehemalige Einschlüsse im Phengit schließen. Der xenoblastische oder hypidioblastisch kurzsäulige *Disthen II* ist zunächst durch größere Korndurchmesser gekennzeichnet, wobei Längen um 0,2 bis 0,4 mm bei Längen:Breiten-Verhältnissen von 2:1 dominieren. Auch hier ist gelegentlich eine randliche Pseudomorphosierung zu beobachten. Auffälliges Kennzeichen sind weiterhin die zahlreichen Interpositionen, die zum überwiegenden Teil aus Omphazit bestehen. Auch als Einschluß in den Am II-Porphyroblasten weist Disthen II selbst derartige Einschlüsse auf.

Die *Phengittafeln* sind mehr oder weniger in die Foliation geregelt, wobei die Durchmesser im Intervall von 0,5 bis 1,5 mm liegen. Phengit ist meist schon weiter symplektitisch abgebaut als Omphazit. Es werden hellbraune *Biotit-Plagioklas-Aggregate* gebildet, die den Phengit vollständig ersetzen können. Aus deren Verbreitung kann abgeleitet werden, daß der ursprüngliche Phengitanteil relativ hoch war. Disthen I tritt als charakteristischer Einschluß

neben Rutil auf.

Der hypidiomorphe bis idiomorphe *Zoisit* ist foliationskonform orientiert und besitzt ähnliche Abmessungen wie Omphazit: Längen von 0,5 bis 1 mm und Längen:Breiten-Verhältnisse um 4:1. Die rautenförmigen Stengel können auch von Amphibol II überwachsen sein. Einschlüsse von Rutil und Omphazit sind gelegentlich vorhanden.

Die leuchtend gelbbraunen *Rutile* sind statistisch im Grundgewebe verteilt. Die überwiegend xenomorph rundlichen Körner erreichen Größen bis 0,1 mm bei einem mittleren Korndurchmesser von 0,05 mm. Auffallend ist eine Umsäumung durch *Ilmenit*. Weitere *Opakminerale* (Pyrrhotin, Chalkopyrit und Pyrit) besitzen eine xenomorphe Ausbildung und sind gegenüber Rutil vergleichsweise selten. Als akzessorischer Gemengteil ist weiterhin *Apatit* zu identifizieren.

Bei einem identischen Gefügebild unterscheidet sich die Probe 64 von der Probe 65 nur durch einen größeren Anteil symplektitischer Abbauprodukte sowie einen ursprünglich höheren Phengitgehalt, der sich aus der Häufigkeit der Bt-Pl-Symplektite ergibt.

Probe 28

Diese Probe ist mit ihrem hohen Anteil an bis zu 1 cm großen Amphibolporphyroblasten und mit ihrem übrigen Erscheinungsbild, bis auf die hier kaum ausgebildeten Symplektite, der Probe 81 von Großrückerswalde sehr ähnlich. Die Amphibole bilden, wenn auch nicht in großer Zahl, Quarz-Blebs aus. Eine Quarzsegregation besteht aus ca. 3 mm großen Einzelkörnern, die von sekundären Einschlußbahnen durchzogen werden. Gelegentlich (nicht in jedem Dünnschliff) können Atollgranate auftreten, die in den untersuchten Eklogitproben insgesamt nur sehr selten zu beobachten sind. Es handelt sich dabei um Idioblasten, deren Gesamtdurchmesser 1,5 mm beträgt. Diese werden von cm-großen Amphibolporphyroblasten umwachsen. Der Innenraum der Granate ist von einem rekristallisierten Amphibolaggregat ausgefüllt, dessen Einzelkörner einen Durchmesser um 0,1 mm besitzen, so daß der Granat nur noch aus 0,1 mm breiten, sechseckigen Säumen besteht.

Modalbestände (Vol.%):

Probe	28	64	65	Probe	28	64	65
Grt	34	15	16	Phe		3	1
Grt-Abbau		5	3	Phe-Sym		14	10
Om	42	11	20	Zo		1	2
Om-Sym	8	34	30	Rt	2	+	+
Am II	12	12	11	Ilm	<1	+	+
Qtz	1	<1	<1	Ap	<1	+	+
Ky		3	4	Op	+	+	+
Mrg		2	2				

3.2.8 Rittersberg (Blatt 129)

Nordwestlich von Rittersberg befindet sich an der Straße von Marienberg nach Zöblitz, etwa 200 m nördlich der Kniebreche, eine 10 m breite und 5-6 m hohe Felsklippe (Abb. 32). Es handelt sich dabei um Metabasitlagen mit einer Mächtigkeit im cm-, dm- oder m-Bereich, die teilweise mit cm-mächtigen Nebengesteinslagen alternieren (Abb. 33). Es dominiert ein feinkörniger, stark foliierter, hell grünlichgrauer Eklogit, der in einen dunkel grünlichgrauen, massigen Amphibolit übergehen kann. Ein Lagenbau im mm-Bereich, parallel zur Foliation, ist meistens zu beobachten. Das umgebende Gestein, der körnig-schuppige bis körnig-flaserige Marienberger Gneis (*gn*), enthält an dieser Stelle auch Einlagerungen von dichtem Grauwacken- und Schiefergneis (*gnδ*). Im Aufschlußbereich ist ein SW-vergenter Faltenbau mit ?Schleppfaltenbildung zu erkennen, wobei ein Streckungslinear mit Raumdaten um 325/45 bis 350/60 deutlich ausgebildet ist. Die Proben B28 und 57 dokumentieren den zentralen Bereich unterschiedlicher Metabasitlagen, während die Probe 56 den Übergangsbereich zum Nebengestein repräsentiert.

Probe B28

Mikroskopisch wird ein granonemato- bis lepidoblastisches, zum Teil auch kataklastisches Gefüge ersichtlich, das in unterschiedlichem Maße von Reaktionstexturen ersetzt wird. Die ausgeprägte Foliation wird durch Regelung von Omphazit, Phengit, Rutil- und Quarzaggregaten hervorgerufen. Im Dünnschliff finden sich zwei relativ scharf abgegrenzte Bereiche, die sich durch den Anteil an retrograden Bildungen unterscheiden. Im Bereich I herrscht eine relativ intakte Hochdruckparagenese vor, wobei sich hier auch Anzeichen posteklogitischer Deformationen finden lassen. Der Bereich II ist durch einen hohen Phengitanteil und umfassende retrograde Mineralneubildungen gekennzeichnet.

Abb. 32: Aufschlußfoto der Eklogitklippe bei Rittersberg an der Straße von Marienberg nach Zöblitz.

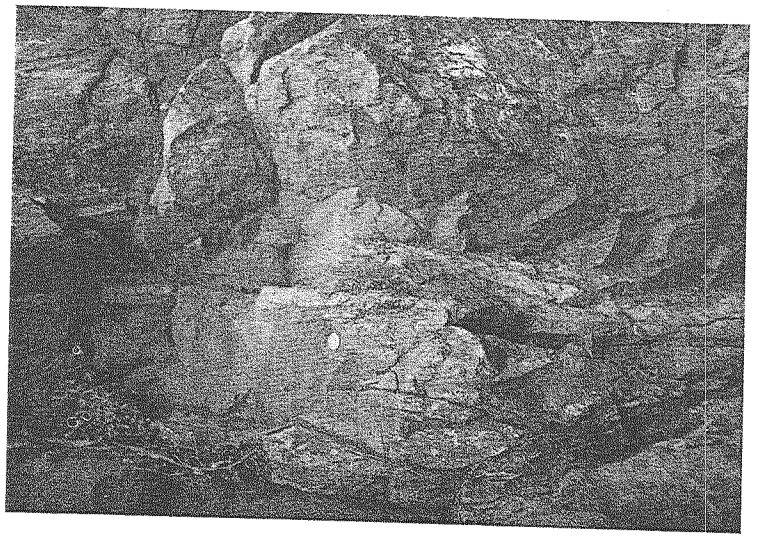


Abb. 33: Teilbereich der Eklogitklippe bei Rittersberg: Hell grünlichgrauer Eklogit mit cm-mächtigen Zwischenlagen vom granulitischem Gneis.

Der hypidioblastische bzw. xenoblastische, rundliche Granat besitzt ein Korngrößenspektrum von 0,1 bis über 1 mm bei mittleren Größen um 0,5 mm. Unter den häufigen, mitunter sphärisch angereicherten Einschlüssen sind vor allem Disthen und seltener Omphazit zu finden. Gelegentlich erscheinen Einschlußbahnen, die rotationsinduzierten Strukturen sehr ähnlich sind. Häufig sind Korrosionserscheinungen unter Bildung einer farblosen Kelyphitrinde aus Amphibol IV und Plagioklas sowie Kataklase zu beobachten.

Der in die Foliation geregelte, xeno- bis hypidioblastische, häufig undulöse *Omphazit* erreicht Längen bis zu 1 mm bei Längen:Breiten-Verhältnissen um 3:1. Die zunächst geraden Korngrenzen neigen, wie im Bereich I zu sehen, zur Suturierung und anschließend scheinbar zur randlichen feinkörnigen Rekristallisation unter Bildung von 10-20 μm großen Neoblasten. Da dieser Prozeß meist durch beginnende randliche Symplektitisierung überlagert wird, sind beide Erscheinungsbilder nicht immer zweifelsfrei zu trennen. Im Bereich II sind bei fortgeschrittener Symplektitisierung keine derartigen Rekristallisationserscheinungen von Omphazit mehr zu beobachten. Die *Cpx II-Pl-(± Am III)-Symplektite* zeichnen sich durch Lamellenbreiten von 1-3 μm aus. Omphazit zeigt ebenso wie Granat eine spröddeformative Frakturierung. Quarz, Rutil und kleine Granate sind mitunter als Einschlüsse anzutreffen.

Der xenoblastische, etwas undulöse, späteklogitische *Amphibol II* (*Magnesio-Hornblende*) ist bevorzugt im Bereich II lokalisiert. Die Blasten besitzen Größen bis zu 1,5 mm bei Längen:Breiten-Verhältnissen um 3:1 und zeigen eine Einregelung in s an. Die farblosen bis bräunlichen, sehr schwach pleochroitischen, optisch negativen Kristalle enthalten zahlreiche Einschlüsse von Granat, Disthen, Phengit, Zoisit, Omphazit und Quarz.

Die etwa 0,2 bis 0,3 mm großen *Quarze* sind undulös gefeldert und haben eine ausgeprägte Tendenz zur Subkornbildung. Die unregelmäßig begrenzten Kristalle sind einzeln oder in kurzen, s-parallelen Aggregaten im Grundgewebe zu finden.

Der relativ häufige *Disthen* löscht undulös aus und zeigt oft Verbiegungen. Die durchschnittlich 0,2 bis 0,3 mm großen, teilweise nach (100) verzwillingten Körner sind hypidioblastisch oder xenoblastisch ausgebildet, wobei lokal eine randliche Pseudomorphosierung durch wirrblättrige *Margaritaggregate* auftreten kann.

Phengit ist vor allem im Bereich II verbreitet, der ebenfalls reich an Cpx-Pl-Symplektiten ist. Die Durchmesser der tafeligen Kristalle betragen von 0,1 bis nahe 1 mm. Eine Regelung in die Foliation ist erkennbar, wobei aber auch davon abweichende Orientierungen vorkommen. Die undulösen Phengite zeigen eine starke tektonische Beanspruchung auch in Form von Verbiegungen an. Eine Verdrängung der Phengite durch Aggregate aus *Biotit*, *Plagioklas* und untergeordnet *K-Ba-Feldspat* sowie *Baryt* ist bei jedem Individuum zu beobachten,

wobei Einschlüsse von Disthen relativ häufig sind.

Zoisit ist gelegentlich in bis zu 1 mm langen Blasten (Längen:Breiten-Verhältnis ca. 3:1) zu finden, die meist in die Foliation geregelt sind. Die zahlreichen Interpositionen bestehen aus Disthen und Omphazit.

Rutil erscheint in Form 0,1 mm großer, unregelmäßiger Körner, die nur sehr selten von einem opaken *Ilmenitsaum* umgeben sind. S-konforme Rutilaggregate umflasern den Granat stromlinienförmig, was auf ein prädeformatives oder (früh-)syndeformatives Wachstum des Granats hindeutet. Im Grundgewebe sind auch gelegentlich kleine Körner von *Magnetit*, *Hämatit*, *Chalkopyrit* und *Pyrrhotin* vertreten.

Die Probe 57 entspricht in ihrem petrographischen Erscheinungsbild im wesentlichen dem Bereich II von Probe B28.

Modalbestände (Vol. %):

Probe (Bereich)	B28 I	B28 II	57	Probe (Bereich)	B28 I	B28 II	57
Grt	23	27	29	Mrg	+	3	4
Grt-Abbau	4	5	4	Phe	<1	14	3
Om	49	15	13	Phe-Sym	<1	6	4
Om-Sym	6	25	29	Zo	9	1	11
Am II	+	1	+	Rt	<1	+	+
Qtz	4	2	2	Ilm	+	+	+
Ky	4	<1	<1	Op	+	+	+

3.2.9 Stolzenhain (Blatt 115)

Bei Stolzenhain befindet sich ein kleines Eklogitvorkommen in Form einer 2 x 2 m großen Klippe. Diese besteht aus einem dunkel grünlich- bis bräunlichgrauen Gestein mit einem massigen Gefüge ohne erkennbare s-Textur. Bei dem im Aufschlußbereich nicht zugänglichen Nebengestein könnte es sich um die körnig-schuppige Ausbildung (*gnκ*) des Marienberger Hauptgneises handeln, der in der näheren Umgebung ansteht.

Proben 52 und 79

Im mikroskopischen Bild wird die ausgeprägte Inhomogenität dieses Gesteins deutlich. Unregelmäßig auftretende Retromorphosezonen mit einem nahezu vollständigen Abbau der primären Minerale (Bereich II) durchsetzen das Gestein mit relativ intakter Hochdruckparagenese (Bereich I). Eine Paralleltextur ist nicht vorhanden.

Der zur primären Paragenese gehörende *Granat* bildet rundliche, etwa 2-3 mm große Blasten. Das Mineral wird von zahlreichen Frakturen durchsetzt und enthält mehrere Einschlüsse, wozu Omphazit, Amphibol, Rutil und Apatit gehören. Granat wird randlich von Chlorit und/oder Hornblende verdrängt.

Der Klinopyroxen, ein besonders *jadeitreicher Omphazit*, besitzt xeno- bis hypidiomorphe Kornbegrenzungen. Die ebenfalls frakturierten Blasten erreichen Größen von durchschnittlich 1-2 mm (maximal 4 mm) bei Längen:Breiten-Verhältnissen um 2:1. An den Rändern und Rissen sind schmale, ca. 20 μm breite, zum Teil faserige Reaktionssäume zu beobachten. Unter den seltenen Einschlüssen dominieren Rutil und Apatit. In den Zonen mit stärkerer Retromorphose ist Omphazit, wenn überhaupt, nur reliktisch anzutreffen. Er wird zunächst von Plagioklas verdrängt, wobei die bis zu 2 mm großen Plagioklasblasten anschließend von einer partiellen Karbonatisierung (gemeinsam mit Klinopyroxen?) erfaßt werden.

Quarz scheint ebenfalls zur Hochdruckparagenese zu gehören, wobei das Mineral allerdings nur selten anzutreffen ist und vom Omphazit immer durch Reaktionssäume getrennt wird.

Das Auftreten von *Disthen* ist besonders im Bereich II zu beobachten. Es handelt sich dabei allerdings überwiegend um Relikte, die von Hellglimmer bzw. einem kryptokristallinen, bräunlichen Mineralaggregat verdrängt werden.

Glimmerminerale sind in unterschiedlichen paragenetischen Verwachsungen zu finden. Neben dem Hellglimmer nach Disthen erscheinen auch kleine Hellglimmertafeln, die von Plagioklas umwachsen werden. Ein weiteres Mineral aus dieser Gruppe (auf den Bereich II beschränkt), das oft mit Karbonat und Plagioklas assoziiert ist, wird vollständig von einem hellbräunlichen, lichtmikroskopisch nicht auflösbaren Mineralaggregat pseudomorphosiert. Die wirrblättrig gesproßten Tafeln dieses präexistenten Glimmerminerals erreichen Durchmesser bis zu 1,5 mm und zeigen noch die für Glimmer typische Auslöschung.

Karbonat, wahrscheinlich ein sekundäres Umwandlungsprodukt von Plagioklas (und teilweise von Klinopyroxen?), ist nur in der retrograden Zone anzutreffen, wobei die Granoblasten Größen bis zu 1 mm erreichen.

Unter den Akzessorien finden sich *Rutil*, *Ilmenit*, *Apatit* und selten kleine gerundete *Zirkone*. Rutil liegt in zwei Generationen vor. Eine 1. Rutilpopulation besteht aus kleinen (0,1 mm), xenomorphen Kristallen, die perlschnurartig in mehreren subparallelen Lagen aneinandergereiht erscheinen. Eine spätere Generation bildet hypidiomorphe Prismen mit Längen bis zu 1 mm, wobei eine Verwachsung mit Ilmenit gelegentlich zu beobachten ist. Apatit entwickelt bis zu 0,5 mm große, hypidiomorphe Körner, die in Form von Einschlüssen im Omphazit, Granat und vor allem in den größeren Rutilprismen auftreten.

Modalbestand (Vol. %):

Bereich	I	II	Bereich	I	II
Grt	17	+	Hgl		<1
Grt-Abbau	4	1	Ps**		22
Om	65	<1	Pl	+	29
Om-Abbau	13	16	Karb	+	30
Qtz	+	<1	Rt	<1	<1
Ky	+	+	Ilm	+	+
Hgl*	+	+	Ap	<1	<1

(* = Hgl nach Ky; ** = Pseudomorphose nach einem Schichtsilikat)

3.3 Randliches Erzgebirgskristallin

Die Eklogitvorkommen von Crottendorf und aus dem Raum Oberwiesental am W- bzw. SW-Rand des Erzgebirgskristallins sind an einen 2 km breiten Gneiszug gebunden, der das Blatt 147 der Geologischen Spezialkarte in NW-SE-Richtung quert. Am NW-Rand des Kristallins (Blatt 97) treten Eklogite nur untergeordnet als Lesesteine auf.

3.3.1 Crottendorf (Blatt 147)

Im auflässigen Steinbruch am Kalkberg, 1,5 km südwestlich von Crottendorf ist der konforme Verband von Eklogit und Gneis aufgeschlossen. Der hell rötlichgraue, körnig-schuppige Muskovitgneis (Hauptgemengteile: Muskovit, Kalifeldspat, Plagioklas, Granat) besitzt eine scharfe, plattige Absonderung parallel zur Foliation (Lage der s-Fläche: 96/32 bis 60/45). Durch die laterale Anreicherung von Biotit wird dem Gestein ein streifig-flaseriger Habitus verliehen. Der grünlichgraue Eklogit, der einen größeren Körper bildet, besitzt ebenfalls eine deutliche Foliation, die der des Gneises entspricht und ebenfalls im Abstand

weniger Zentimeter absondert.

Probe 27

Der granonematoblastische Eklogit zeigt auch mikroskopisch eine ausgeprägte Paralleltextur, die durch Vorzugsorientierung von Omphazit, Amphibol II, ±Phengit und ±Zoisit hervorgerufen wird. Die Granatindividuen können so angeordnet sein, daß ringförmige Strukturen entstehen.

Der hypidioblastische *Granat* ist durch Korngrößen von 0,05 bis 0,2 mm und eine mehr oder weniger netzwerkartige Anordnung gekennzeichnet. Es können aber auch bis zu 0,5 mm große idiomorphe Blasten auftreten, von denen sehr vereinzelte Körner einen Atollbau aufweisen. Einige Blasten besitzen asymmetrische Druckschatten. Die blaßrosafarbenen Granate zeigen getrübte Kerne, die durch eine besonders große Zahl sehr feiner (~1 µm großer) Rutileinschlüsse bedingt sind. Weitere präeklogitische Einschlüsse in den Kernen sind *Amphibol I*, *Paragonit*, *Plagioklas* und *Epidot*. Die Zusammensetzung von Amphibol I scheint sich gesetzmäßig von den Granatkernen in Richtung der Ränder (von *Edenit/edenitische Hornblende* über *aktinolithische Hornblende* bis hin zu *Aktinolith*) zu ändern.

Die mehr oder weniger geregelten, hypidio- oder xenoblastischen *Omphazitprismen* besitzen überwiegend Längen von ca. 0,1 mm (Bereich von <0,05 bis 0,5 mm) bei Längen:Breiten-Verhältnissen um 3:1. Unter den gelegentlichen Einschlüssen scheint nur Rutil vertreten zu sein.

Der *Amphibol II* (überwiegend *Aktinolith*) gehört der Eklogitparagenese an. Er ist ebenso wie der Omphazit in die Foliation geregelt, wobei die Korndurchmesser im Vergleich zu Omphazit größer sind und ca. 0,5 mm bei Längen:Breiten-Verhältnissen um 3:1 betragen. Die hypidiomorphen, farblosen (allenfalls blaß grünlichen bzw. bräunlichen) Blasten besitzen häufig Interpositionen von Granat und selten von Omphazit, Quarz und Rutil.

Der granoblastische *Quarz* erscheint mit relativ kleinen Individuen (~0,05 mm) in den Kornzwischenräumen. Häufiger bildet er aber lokale Anreicherungen im Druckschatten von Granat oder in Form s-paralleler Zeilen bei Korndurchmessern von 0,1 bis 0,2 mm. Die Kornbegrenzungen können polygonal oder unregelmäßig ausgebildet sein.

Disthen ist ein ausgesprochen seltener Gemengteil, wobei die kurzprismatischen Kristalle Größen von 0,1-0,2 mm erreichen.

Phengit erscheint sehr selten in Form von feinen, s-parallelen Blättchen, die einen Durch-

messer von 0,1 bis 0,2 mm besitzen.

Der überwiegend in s gesproßte *Zoisit* bildet entweder feine Stengel oder etwas größere, kurzsäulige Blasten. Die Längen betragen ungefähr 0,2 mm bei Längen:Breiten-Verhältnissen um 4:1 bzw. 2:1.

Neben feinsten Einschlüssen im Granat kommt *Rutil* in Form zahlreicher rundlicher oder in s gelängter, hypidiomorpher Stengel im Grundgewebe vor. Es dominieren Korngrößen von fast 0,1 mm. Nur selten sind 0,1 bis 0,2 mm große, unregelmäßige oder rundliche Opake *(Pyrrhotin, ±Pyrit)* anzutreffen.

Modalbestand (Vol.%):

Grt	44	Qtz	1	Zo	1
Om	42	Ky	+	Rt	2
Am II	10	Phe	+	Op	<1

3.3.2 Raum Oberwiesental (Blatt 147)

Zu diesem Gebiet gehören die Vorkommen Stümpelfelsen, Kreuzbrückfelsen und Katzhahnfelsen. Die grünlichgrauen Eklogite aller dieser Aufschlüsse besitzen gleiche makro- und mikroskopische Eigenschaften und sind ebenfalls mit dem Gestein von Crottendorf nahezu identisch. Besonders am Stümpelfelsen fallen cm- bis dm-große Quarzsegregationen auf, die bis cm-große Rutile, Hellglimmer und mehrere cm-große Zoisite enthalten können. Als Nebengesteine sind ebenso wie in Crottendorf Muskovitgneise (*mgn*) vertreten, die in eine grobflaserige, augengneisartige Varietät übergehen. Zwar ist der Verband von Eklogit und Gneis nicht immer direkt zugänglich, jedoch lassen ähnliche Lagerungsverhältnisse beider Gesteinstypen in unmittelbar benachbarten Aufschlüssen auf einen konformen Verband schließen.

Der 3 km westlich von Neudorf unweit des Gasthauses Siebensäure befindliche Katzhahnfelsen mit einer Höhe von mehr als 10 m besteht aus einem mächtigen Eklogitkörper. Das grünlichgraue Gestein (Proben 63 und 63.1) zeichnet sich durch eine bemerkenswert geringe Korngröße aus. Der Körper besitzt eine plattige Absonderung und eine ausgeprägte Foliation, wobei die s-Fläche im flachen Winkel nach SW einfällt (Daten im Bereich von 210/15 bis 240/35). Die Lineation besitzt eine Raumlage von etwa 130/10. Etwa 150 m südlich des Katzhahnfelsens ist eine kleinere Augengneisklippe aufgeschlossen. Das Gestein besitzt ein dem Eklogit ähnliches Einfallen der Foliation. Feldspataugen mit Sigma- und Deltastrukturen

deuten eine W- bis NW-Kinematik an.

Proben 63 und 63.1

Auch mikroskopisch offenbart sich ein bemerkenswert ähnliches Erscheinungsbild wie im Eklogit von Crottendorf. Das granonematoblastische Gestein zeigt einen geringen lagenweisen Korngrößenwechsel parallel der Foliation. Außerdem sind die Granate ebenfalls mehr oder weniger deutlich in einem polygonalen Netzwerk angeordnet. Die Granatringe besitzen einen Durchmesser von 1 bis 2 mm und umschließen die streng geregelten, nematoblastischen Minerale des Grundgewebes (Abb. 34).

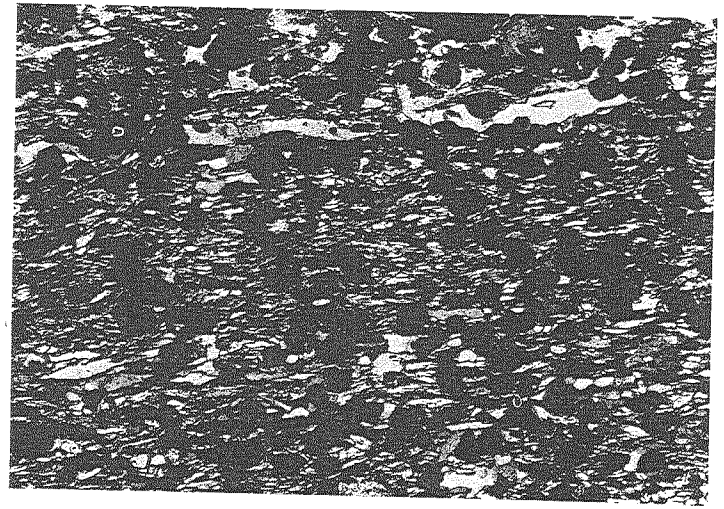


Abb. 34: Dünnschliffoto der Probe 63: Die Anordnung der Granatkristalle bildet polygonale Strukturen ab; diese Ringe umschließen das paralleltexturierte Grundgewebe aus Omphazit, Zoisit, Amphibol II und Phengit. Horizontale Bildabmessung entspricht 3,6 mm; + Pol.

Der hypidioblastische, blaßrosafarbene *Granat* besitzt Korngrößen von 0,05 bis 0,15 mm. Lagenweise treten bis zu 0,5 mm große Körner mit zum Teil idiomorpher Kornumgrenzung und asymmetrischen Druckschatten auf. Diese größeren Blasten weisen ausnahmsweise auch Atollstrukturen auf, wobei der Innenraum aus Amphibol II besteht. In den Granatkernen beobachtet man unabhängig von der Korngröße eine Häufung von Einschlüssen, die in der Mehrzahl aus mikrometergroßen Rutilnadeln bestehen. Außerdem sind auch *Amphibol I*

(*edenitische* und *Fe-haltige pargasitische Hornblende* sowie in einem Fall im Kern *Barroisit*) neben *Paragonit*, *Plagioklas* und *Epidot* anzutreffen.

Die kleinen *Omphazitprismen* markieren eine strenge Vorzugsorientierung, wobei die isometrischen Granate stromlinienförmig umflasert werden. Sie besitzen Längen von 0,1 bis 0,2 mm bei Längen:Breiten-Verhältnissen um 4:1. In den gröberen Lagen können auch Größen bis zu 0,5 mm erreicht werden. Als Einschlußminerale sind nur Rutil und Quarz zu identifizieren. Der Omphazit kann von einer dünnen, meist nur 3 bis 5 μm (maximal bis 10 μm) breiten Symplektitrinde umgeben sein. Das im einfach polarisierten Licht dunkelbraun erscheinende Aggregat erweist sich in Rückstreuelektronenbildern als feinlamellare Verwachsung (Lamellenbreite 0,5 bis 1 μm) von *Plagioklas*, *Klinopyroxen II* und $\pm$ *Amphibol III* (*aktinolithische Hornblende*). Gemeinsame Korngrenzen von Omphazit und Granat erscheinen dabei weniger reaktiv als solche zwischen Omphazit und Quarz oder einem anderen Omphazitkorn.

Amphibol tritt in verschiedenen Generationen auf. Neben dem blaßgrünen bis farblosen präeklogitischen Amphibol I und dem symplektitischen Amphibol III erscheint im Grundgewebe ein farbloser, xeno- oder hypidioblastischer, eklogitischer *Amphibol II*. Nur in einem wesentlich dickeren Schliff werden Eigenfarbe und den Pleochroismus (X: hell grünlichgelb, Y: hellgrün, Z: hell bläulichgrün) deutlich. Es handelt sich dabei überwiegend um *Aktinolith*. Nur ausnahmsweise kann im unmittelbaren Kontakt zu Granat ein sehr schmaler Saum (5-10 μm) von *Fe-haltigem Pargasit* ausgebildet werden. Dies äußert sich in einem dickeren Schliff in einer etwas kräftigeren Eigenfarbe in Angrenzung an Granat. Der Amphibol II ist nicht so streng in die Foliation geregelt wie der Omphazit und ist auch häufig in den Druckschatten größerer Granatblasten anzutreffen. Die Länge der Amphibol II-Prismen beträgt durchschnittlich 0,5 mm bei vorherrschenden Längen:Breiten-Verhältnissen von 2,5:1. Interpositionen von Granat, Quarz, Rutil sowie gelegentlich mit Phengit und Omphazit sind zu beobachten.

Die unregelmäßig umgrenzten bis polygonalen und schwach undulösen *Quarze* bilden bevorzugt kurze (bis 1,5 mm lange), foliationskonforme Zeilen, die aus wenigen Individuen bestehen, sowie Aggregate in den Druckschatten der Granate. Daneben sind auch in s gelängte Einzelkörner mit Längen:Breiten-Verhältnissen von 2:1 zu beobachten.

Disthen erscheint selten in Form 0,1 mm großer hypidioblastischer Prismen.

Selten sind die in s gesprossten *Phengitblättchen* anzutreffen, in denen gelegentlich Einschlüsse von Omphazit auftreten. Die unregelmäßig verteilten Kristalle besitzen unterschiedliche Größen im Bereich von 0,1 bis 0,5 mm. Sie können wie Omphazit von einem schmalen, etwas heller braunen Symplektitsaum umgeben sein, der aus *Biotit* und *Plagioklas*

bestehen dürfte.

Der syndeformative *Zoisit* zeigt gleiche Größe und Ausbildungsform wie der Omphazit.

Rutil erscheint in Form rundlicher Körner oder in s geregelter Prismen bei Größen bis zu 0,1 mm, die gelegentlich von opaken Rändern *(Ilmenit)* umgeben sind. Außerdem treten foliationsparallele, zeilenförmige Aggregate auf, die die Granat- und Omphazitblasten stromlinienartig umflasern. Kleine Opakkörnchen (*Pyrrhotin* und *Pyrit*) erscheinen äußert selten im Grundgewebe. Akzessorisch ist weiterhin *Zirkon* anzutreffen.

Modalbestand (Vol.%):

Grt	34	Qtz	2	Zo	<1
Om	42	Ky	1	Rt	2
Om-Sym	9	Phe	<1	Zrn	+
Am II	9	Phe-Sym	+	Op	+

3.3.3 Metzdorf (Blatt 97)

Etwa 1 km nordwestlich von Metzdorf findet man in einer kleinen bewaldeten Anhöhe Eklogite in Form von Lesesteinen, die sich texturell von allen äquivalenten Gesteinen des Erzgebirges etwas unterscheiden. Der massige, grünlichgraue Eklogit ist sehr feinkörnig. Das potentielle Nebengestein, Granat-Muskovitschiefer (*mg*) bzw. Granat-Muskovitgneis (*mgn*), findet man ebenfalls in Lesesteinen. In der unmittelbaren Umgebung steht aber auch ein dichter Gneis, die sogenannte Grauwacke von Metzdorf (*gnδ*), an.

Probe 129

Mikroskopisch erscheint ein ungleichkörniges, granoblastisches Mosaik, das von Amphibolporphyroblasten durchbrochen wird. Es handelt sich um eine vollständig intakte Eklogitparagenese ohne Anzeichen retrograder Umwandlungen. Bemerkenswert ist das Fehlen jeglicher Paralleltextur, was natürlich auch eine Frage der Aufschlußbedingungen sein kann.

Der hypidioblastische *Granat* zeigt Korngrößen im Bereich von 0,1 bis 0,5 mm bei einem Durchschnitt von 0,2 mm, wobei die Kristalle durch eine außergewöhnlich hohe Einschlußdichte im Kern bei einem nahezu einschlußfreien Rand gekennzeichnet. Diese Anreicherung etwa mikrometergroßer Rutile bewirkt eine deutliche Trübung (Abb. 35).

Der *Omphazit* ist meist kleiner als der Granat. Die hypidioblastischen Kristalle bilden ein granoblastisches Pflaster aus ca. <0,05 bis 0,1 mm großen Körnern mit Tripelpunkten, in dem bis zu 0,3 mm große, porphyroblastische Individuen auftreten können (Abb. 36 und 37). Die Längen:Breiten-Verhältnisse dieser unterschiedlichen texturellen Typen liegen bei fast 1:1 bzw. um 3:1. In einigen größeren Omphaziten sind Einschlüsse von Quarz und Rutil anzutreffen.

Der porphyroblastische *Amphibol II* (*Barroisit*) erreicht Größen bis zu 5 mm (Abb. 37). Die unregelmäßig begrenzten, farblosen (X) bis sehr hell orange (Y=Z) getönten Poikiloblasten umschließen alle Minerale des Grundgewebes, wobei der Granat in den Interpositionen die gleiche Häufigkeit und Verteilung wie im Grundgewebe besitzt. Nur der Omphazit ist deutlich seltener in den Interpositionen vertreten, was ein Wachstum des Amphibols auf Kosten von Omphazit anzeigen könnte.

Die kaum undulösen, polygonal begrenzten *Quarze* mit einer Korngröße von 0,2 mm sind häufig in den Kornzwischenräumen zu finden und bilden untereinander Tripelpunkte aus. Seltener treten lokale Quarzanreicherungen auf, wobei dann Korndurchmesser bis zu 0,5 mm erreicht werden. Nur Rutil und Disthen können gelegentlich von Quarz umwachsen sein.

Disthen bildet seltene xeno- bis hypidioblastische, bis 0,2 mm große Körner, die mit den Quarzanreicherungen räumlich assoziiert sind.

Neben den feinen Einschlüssen im Granat erscheint *Rutil* auch statistisch verteilt im Grundgewebe. Diese zahlreichen, um 0,05 bis 0,1 mm großen, rundlichen Körner sind gelegentlich von einem opaken *Ilmenitsaum* umwachsen. Außerdem sind *Opakminerale* auch in Form von unregelmäßigen *Ilmenit-* oder *Pyritkörnern* in der Matrix bzw. in Einschlüssen zu finden.

Modalbestand (Vol.%):

Grt	43	Qtz	5	Ilm	<1
Om	43	Ky	1	Py	+
Am II	7	Rt	1		

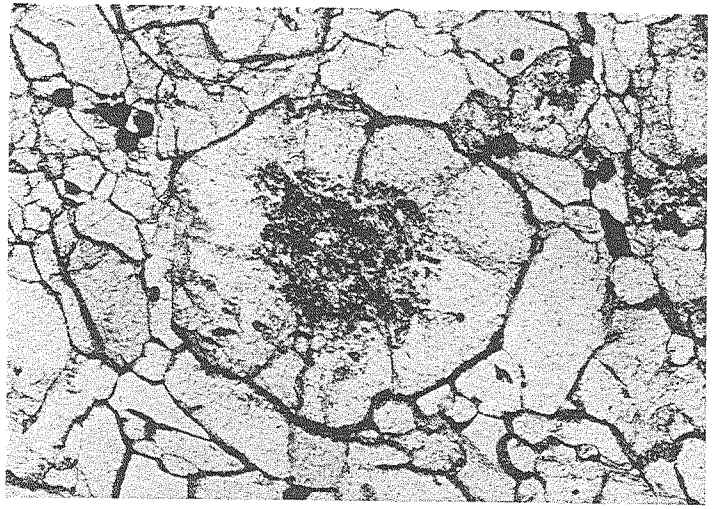


Abb. 35: Dünnschliffoto der Probe 129: Porphyroblastischer Granat mit zahlreichen Rutileinschlüssen im Kern. Horizontale Bildabmessung entspricht 1,1 mm; 1 Pol.

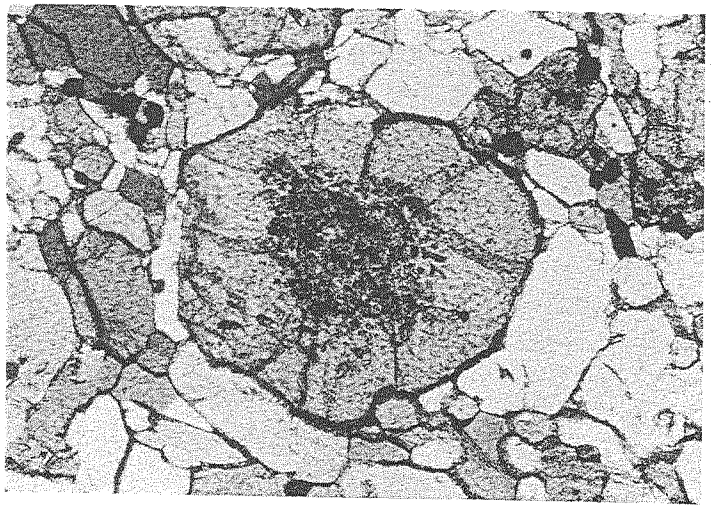


Abb. 36: dito; Granatporphyroblast, umgeben von einem granoblastischen Omphazitpflaster. x Pol.

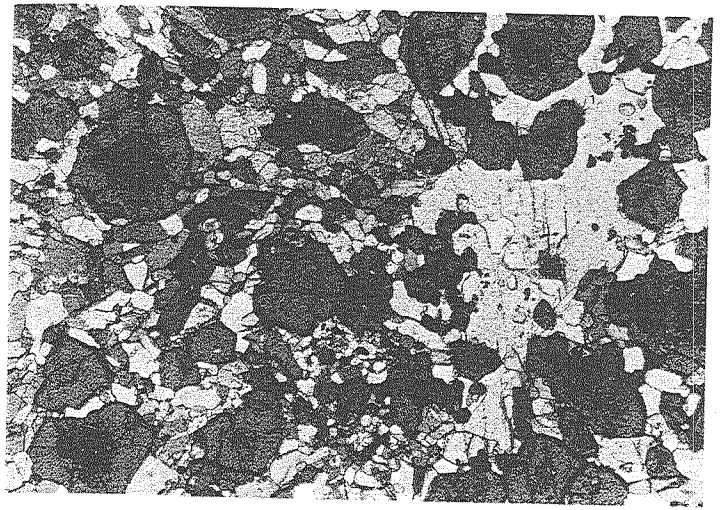


Abb. 37: Dünnschliffoto der Probe 129: Poikiloblastischer Amphibol II (Barroisit) mit Interpositionen von Granat neben porphyroblastischen Granaten und einer omphazitreichen, mosaikartigen Matrix ohne s-Textur und mit häufigen Tripelpunkten. Horizontale Bildabmessung entspricht 4 mm; x Pol.

3.4 Zusammenfassung und Diskussion

Im Erzgebirge sind ähnlich wie im Münchberger Gneiskomplex und in der Kor- und Saualpe zwei Typen von Eklogiten - ein heller und ein dunkler Typ - zu unterscheiden, die auch in einem Aufschluß (z.B. in Grünhainichen und Boden) assoziiert sein können. Die dunklen Eklogite treten im gesamten Verbreitungsgebiet auf, während die hellen Typen hauptsächlich im westlichen Teil des Kristallins konzentriert sind (vgl. Probenverzeichnis, Tab. 2, im Anhang).

Außerdem ergeben sich aus den petrographischen Untersuchungen markante Unterschiede zwischen den Eklogiten aus den verschiedenen Verbreitungsgebieten im Erzgebirge (Einheit 1 = mittleres, Einheit 2 = westliches und Einheit 3 = randliches Erzgebirgskristallin). Innerhalb einer Einheit bestehen dagegen viele Gemeinsamkeiten, was sowohl die Mineralparagenesen als auch die Gefügemerkmale betrifft. Ein auffälliges Kennzeichen ist zunächst die deutliche Verringerung der Korngrößen von Ost nach West. Während in der Einheit 1 mittlere Korndurchmesser überwiegen, dominieren im westlichen Erzgebirgskristallin feinkörnige Gesteine. In den Randbereichen des Kristallins (im Süd- und im Nordwesten) zeichnen sich die Eklogite schließlich durch eine extrem geringe Korngröße aus.

Tendenziell läßt sich in der gleichen Richtung (von Ost nach West) eine zunehmende Gefügeanisotropie nachweisen. Die nur sehr schwach entwickelte oder fehlende s-Textur der Gesteine aus der Einheit 1 ist auf ein überwiegend statisches Regime während der HP-Metamorphose zurückzuführen, dem wahrscheinlich eine dynamische, eklogitfazielle Rekristallisationsphase vorausgegangen ist. Im Gegensatz dazu besitzen die Eklogite aus dem westlichen Teil des erzgebirgischen Kristallins eine deutliche Foliation, die in den Gesteinen des randlichen Erzgebirges noch stärker ausgeprägt sein kann und auf eine syntektonische HP-Rekristallisation schließen läßt. Der Abbau der eklogitfaziellen Paragenesen führt im gesamten Erzgebirge zur Bildung symplektitischer Aggregate, die prinzipiell nur unter statischen Bedingungen gebildet und erhalten werden können. Ein an Omphazit sowie weitere eklogitfazielle Minerale gebundenes Streckungslinear mit einem E-W-Streichen ist zumindest für die näher untersuchten Vorkommen charakteristisch. Im einem Aufschluß läßt sich außerdem ein SW-vergenter Faltenbau in Verbindung mit ?Schleppfaltenbildung erkennen.

Die Paragenesen unterscheiden sich hauptsächlich durch den Anteil an hydroxylhaltigen Mineralen. In den Eklogiten aus der Einheit 1 sind Minerale mit OH-Gruppen äußerst selten. Nur ein späteklogitischer Amphibol II gehört zu den regelmäßigen Gemengteilen im Gegensatz zu Phengit und Zoisit, die sich nur sporadisch und in sehr geringem Umfang am Mineralbestand beteiligen. Wenn Granat und Omphazit mitunter noch eine schwache Foliation abbilden können, lassen Phengit und Amphibol keine Orientierung erkennen. Da diese

beiden Minerale außerdem gemeinsam mit Disthen bevorzugt in Quarzsegregationen oder in Domänen mit fortgeschrittener Retromorphose erscheinen, gehören sie sehr wahrscheinlich eher einem spät- bis posteklogitischen Metamorphosestadium an. Gegenüber dem mittleren Erzgebirge besitzen die Eklogite aus den westlichen und randlichen Teilen des Kristallins einen wesentlich höheren Anteil hydroxylführender Minerale, die neben Omphazit die Foliation sowie die Mineralstreckungslineation abbilden und der eklogitfaziellen Paragenese angehören.

3.4.1 Mittleres Erzgebirgskristallin

3.4.1.1 Das Coesitproblem

Charakteristisch für die Eklogite aus Einheit 1 ist das Auftreten von polykristallinen Quarzeinschlüssen im Granat und im Omphazit, wobei die Wirtsminerale häufig von diesen Einschlüssen ausgehende radiale Frakturen besitzen, wie dies beispielsweise aus den Abbildungen 5 und 8 im Kapitel 3.1 hervorgeht. Diese Besonderheit wird in der Literatur vielfach als Hinweis auf die Präexistenz der dichteren SiO_2-Modifikation Coesit gedeutet. Die Einschlüsse können eine ovale oder eine elongierte Form mit ebenflächigen Kornbegrenzungen besitzen, wie dies in Abb. 38 dokumentiert ist.

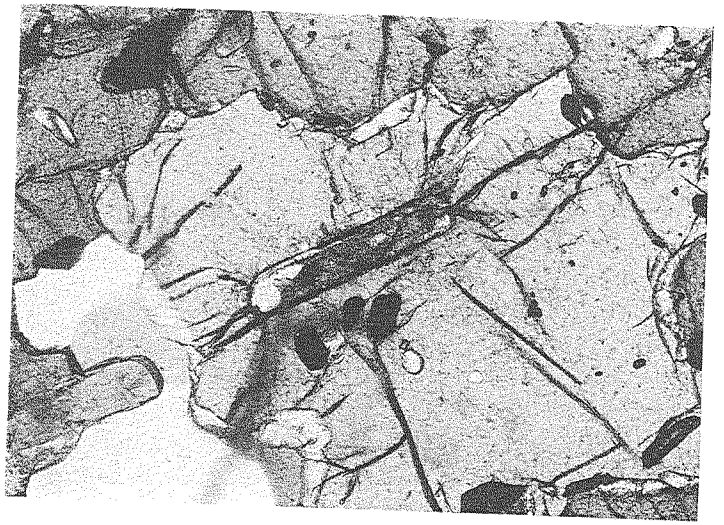


Abb. 38: Dünnschliffoto der Probe 75: Omphazit mit einem Einschluß von polykristallinem Quarz. Die elongierte Form des Einschlusses mit einem Längen:Breiten-Verhältnis von 6:1 und die ebenflächige Kornumgrenzung stellen ein Indiz für die Präexistenz von Coesit dar. Horizontale Bildabmessung entspricht 0,8 mm; + Pol.

Natürlicher Coesit, dessen Bildung nicht mit Impakten im Zusammenhang steht, wurde erstmalig in einem Grospydit (Grt + Om + Sanidin) aus dem Kimberlit der Roberts Victor Mine von Smyth & Hatton (1977) beschrieben. In diesem Beispiel ist Coesit nicht in einem anderen Mineral eingeschlossen, wird aber von feinkörnigen, radialen Quarzaggregaten umsäumt. Diese Textur ist so charakteristisch, daß sie als Beweis für die Präexistenz von Coesit betrachtet wird, auch wenn eine vollständige Transformation zu Quarz stattgefunden hat (Smyth 1977; Schreyer 1985). Smyth & Hatton (1977) nehmen an, daß der Coesit-führende Xenolith nach dem Überschreiten der Coesit-Quarz-Transformationskurve nicht länger als wenige Stunden bei einer Temperatur von mehr als 700 °C verweilte. Für die Coesit-Quarz-Transformation kommt damit eine geologisch extrem kurze Zeitspanne von nur einigen Stunden in Frage. Es wurde deshalb lange Zeit ausgeschlossen, daß das Mineral in einem metamorphen Gestein infolge des um Größenordnungen langsameren Transports zur Oberfläche erhalten werden kann.

Die Entdeckung von Coesit in einem Meta-Sediment (Pyrop-Quarzit) des Dora-Maira Massivs (Chopin 1984) steht nicht im Widerspruch zu dieser Aussage. Das Mineral erscheint in diesem Gestein nur in Form von Einschlüssen im Granat. Es handelt sich dabei um zweiphasige SiO_2-Einschlüsse, die aus einem inneren, reliktischen Coesit und einem äußeren, radialen Quarzsaum bestehen, der den Faserquarzsäumen aus den Xenolithen gleicht. Die äußere Quarzrinde wurde durch partielle Transformation aus dem Coesit gebildet und stellt demzufolge eine Pseudomorphose dar. Chopin (1984) und Gillet et al. (1984) führen die metastabile Erhaltung der SiO_2-Hochdruckmodifikation innerhalb dieser Quarzpseudomorphosen auf die hohe mechanische Festigkeit des umgebenden Granats zurück.

Durch die randliche Umwandlung von Coesit zu Quarz und die damit verbundene Volumenzunahme entsteht in den Einschlüssen ein höherer Interndruck (P_i). Die maximal mögliche Differenz zwischen P_i und dem lithostatischen Druck P_s ist u.a. eine Funktion der mechanischen Festigkeit des Wirtsminerals sowie der Differenz der Durchmesser von Wirts- und Einschlußmineral. Ist das Wirtsmineral frakturiert, dann ist im allgemeinen eine starke bis vollständige Umwandlung von Coesit in Quarz zu beobachten (Schreyer 1985). Beim Erreichen eines bestimmten kritischen Betrages $P_i - P_s$ entstehen im Wirtsmineral durch Überschreiten seiner mechanischen Festigkeit Spannungsrisse. Nach Schreyer (1985) stellen die radialen Risse um einen Quarzeinschluß im Granat meist den einzigen Hinweis auf eine derartige Hochdruckgeschichte dar.

Allerdings können solche spannungsinduzierten Frakturen auch durch zahlreiche andere Einschlußminerale hervorgerufen werden. Dies wird beispielsweise auch in der Abb. 17 im Kapitel 3.1 deutlich, die einen Zirkoneinschluß im Granat zeigt. Auch hier kommt es beim Überschreiten eines bestimmten Interndrucks, oder besser, beim Erreichen einer kritischen Druckdifferenz $P_i - P_s$ zur Rißbildung im Granat. Neben Phasentransformationen sind daher

auch unterschiedliche Kompressibilität und thermische Expansion von Wirts- und Einschlußmineral bei bestimmten P-T-Bedingungen eine wesentliche Ursache für die Erhöhung des Interndrucks. Insofern besteht kein zwingender Grund, radiale Frakturen um mono- oder polykristalline Quarzeinschlüsse als Ergebnis der Volumenzunahme infolge einer Coesit-Quarz-Transformation zu interpretieren. Wahrscheinlicher sind diese Erscheinungen in den meisten Fällen durch die größere thermische Expansion von Quarz gegenüber Granat bedingt, die beim Aufstieg zur Erdoberfläche zur Vergrößerung des Einschlußvolumens und damit zur "Sprengung" der weniger expansiven Umgebung führt. Allerdings wird in den Eklogiten aus dem mittleren Erzgebirgskristallin oft eine große Anzahl von Spannungsrissen ausgebildet, die zum Teil mit einer Gitterzerstörung des Wirtsminerals verbunden sind, was in den Gesteinen aus den Einheiten 2 und 3 in der Umgebung von Quarzeinschlüssen nicht zu beobachten ist. Es ist daher wahrscheinlich, daß die unterschiedlichen elastischen Eigenschaften von Quarz und Omphazit bzw. Granat nicht zu einer derartig hohen Rißdichte wie in den Eklogiten aus der Einheit 1 führen, sondern daß diese eher durch die Phasentransformation Coesit-Quarz verursacht worden sind.

Quarzeinschlüsse, die aus einem polykristallinen Kern und einem radialfaserigen Saum bestehen, stellen demgegenüber einen hinreichenden Beweis für die Präexistenz von Coesit dar (Smyth 1977; Chopin 1984; Schreyer 1985; Okay et al. 1989; Enami & Zang 1990). Solche Faserquarze, wie sie aus Kimberlit-Xenolithen (Smyth & Hatton 1977; Schulze & Helmstaedt 1988), verschiedenen Gesteinen der Westalpen (Chopin 1984; Chopin 1987; Reinecke 1991) sowie Eklogiten aus Norwegen (Smith 1984; Smith 1988*b*) und China (Okay et al. 1989; Wang et al. 1989; Enami & Zang 1990) beschrieben werden, sind auch für die Eklogite des mittleren Erzgebirgskristallins typisch. Die Abb. 39 zeigt einen derartigen polykristallinen Quarzeinschluß im Granat mit einem solchen charakteristischen radialfaserigen Saum. Ein weiteres wichtiges Indiz für die Präexistenz von Coesit stellen auch die gestreckten, ebenflächig begrenzten Einschlüsse dar, da Coesit einen tafeligen pseudohexagonalen oder stengeligen Habitus besitzt (Tröger 1982).

In den Eklogiten des mittleren Erzgebirgskristallins können polykristalline SiO_2-Einschlüsse sowohl im Granat als auch im Omphazit beobachtet werden, wobei sie allerdings in den Klinopyroxenen häufiger vertreten sind. Diese Tatsache ist durch die Abfolge der metamorphen Reaktionen bei der Eklogitisierung zu erklären, da aufgrund des Gesteinschemismus in den Edukten der Eklogite nicht mit nennenswerten Quarzgehalten zu rechnen ist. SiO_2 wird erst bei der Metamorphose durch den Zerfall von Plagioklas freigesetzt. Mit zunehmendem Druck wird der Plagioklas zunächst SiO_2- bzw. Albit-reicher, das heißt, der Stabilitätsbereich von Albit reicht bis zu höheren Drücken verglichen mit Anorthit. Bei dieser kontinuierlichen Reaktion wird Kalzium aus der Anorthitkomponente beispielsweise in Form von Grossular in den sich bildenden Granat eingebaut. Erst bei höheren Drücken kommt es durch den Abbau des verbliebenen albitbetonten Plagioklases zur Bildung von jadeitreichem

Klinopyroxen und Quarz. Das bedeutet, daß SiO_2 erst nach der Granatblastese in größerem Umfang freigesetzt wird, was den Einschlußreichtum des Omphazits im Gegensatz zu Granat erklärt. Auf der anderen Seite bietet aber gerade Granat aufgrund seiner geringen Kompressibilität und hohen mechanischen Festigkeit die günstigeren Bedingungen für die metastabile Erhaltung von Coesiteinschlüssen, während dem Aufbau eines erhöhten Interndrucks im Pyroxen mit einem größeren thermischen Expansionskoeffizienten Grenzen gesetzt sind.

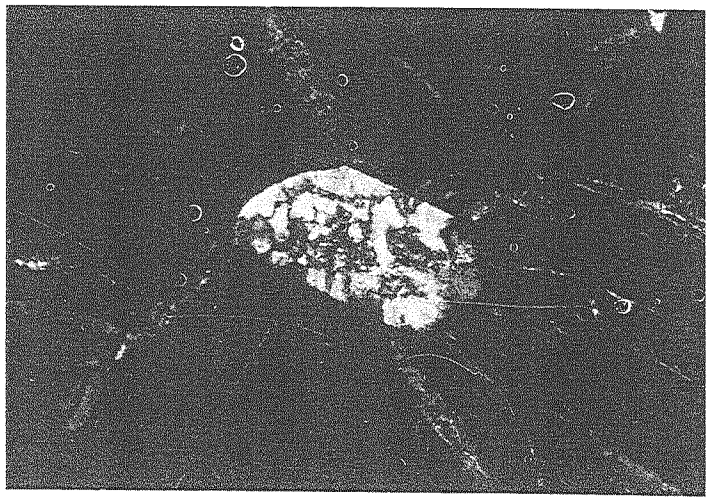


Abb. 39: Dünnschliffoto der Probe 46: Polykristalliner Quarzeinschluß im Granat. Die Aggregate erscheinen in zwei verschiedenen Texturtypen: einem mosaikartigen Kern und einer radialfaserigen Rinde. Horizontale Bildabmessung entspricht 0,28 mm; + Pol.

Diese ungünstigen Randbedingungen können der Grund sein, weshalb reliktischer Coesit bisher nicht eindeutig nachgewiesen werden konnte. Unterstrichen wird diese Vermutung auch durch die Beobachtung, daß Faserquarzsäume nur dann ausgebildet sind, wenn Granat als Wirtsmineral fungiert. Die zahlreichen Einschlüsse in den Pyroxenen sind zwar polykristalliner Natur und verursachen darüber hinaus auch radiale und konzentrische Spannungsrisse im Wirtsmineral, zeigen aber keine charakteristischen Texturen. Die gesamten Beobachtungen, insbesondere aber das Auftreten von Faserquarz im Granat sowie die elongierte Form mehrerer Einschlüsse, legen den Schluß nahe, daß Coesit während des Höhepunktes der Metamorphose in allen untersuchten Gesteinen aus dem mittleren Erzgebirgskristallin stabil war und mit Omphazit, Granat und Rutil koexistierte.

3.4.1.2 Paragenetische Beziehungen

3.4.1.2.1 Präeklogitische und eklogitische Entwicklung

In den überwiegend mittelkörnigen Eklogiten aus der Einheit 1 sind die folgenden Hochdruckparagenesen zu beobachten:

[1] Grt-Om-Qtz/Coe-Am II-Rt-Zrn-Ap-Po-(Phe-Zo)
[2] Grt-Om-Qtz/Coe-Kfs-Rt-Zrn-Po (± Phe, Zo, Ky in Qtz-Segregation)
[3] Grt-Om-Qtz/Coe-Kfs-Am II-Rt-Zrn-Ap-Po
[4] Grt-Om-Qtz/Coe-Rt-Zrn-Po-Py
[5] Grt-Om-Qtz/Coe-Am II-Rt-Zrn-Po-Py
[6] Grt-Om-Qtz/Coe-Rt-Zrn-Ap-Po
[7] Grt-Om-Qtz/Coe-Kfs-Rt-Zrn-Ap-Po-Py
[8] Grt-Om-Qtz/Coe-Rt-Ap-Zrn
[9] Grt-Om-Qtz/Coe-Am II-Phe-Phl-Ky-Rt
[10] Grt-Cpx-Opx-Qtz-Am-Phl-Rt-Po-Pn

1: Voigtsdorf (Am II = pargasitische Hornblende); 2 u. 3: Eppendorf (Am II = Pargasit bis pargasitische Hornblende); 4 bis 6: Umgebung Mittelsaida; 7: Forchheim; 8: Knesenbachtal; 9: Ansprung (Am II = Pargasit bis pargasitische Hornblende); 10: Granatpyroxenit/Lippmanns Steinbruch bei Ansprung (Am = Edenit/edenitische Hornblende)

Präeklogitische Mineralrelikte sind in den untersuchten Proben nur in wenigen Fällen nachweisbar. Dazu gehören sporadische Einschlüsse von Amphibol I (Fe-haltiger Pargasit) und Zoisit im Granat, die einer prä- und/oder früheklogitischen Entwicklung entsprechen. Die ebenfalls relativ seltenen Interpositionen von Disthen I (bevorzugt im Omphazit) sind, auch wenn Paragonit nicht nachweisbar ist, vermutlich auf die Reaktion

(1) $\quad Pg \rightleftarrows jd + Ky + V$[1]

zurückzuführen und fixieren damit einen Abschnitt der früheklogitischen Entwicklung. Zahlreiche SiO_2-Einschlüsse im koexistierenden Omphazit sprechen für eine simultane Entstehung beider Phasen infolge der Destabilisierung von Plagioklas nach der Reaktion

(2) $\quad ab \rightleftarrows jd + Qtz.$

[1]Schreibweise der Reaktionsgleichungen: Großschreibung bei Mineralphasen, Kleinschreibung bei Komponenten (vgl. Evans 1990); Abkürzungen siehe Anhang

Relativ schwierig ist die genetische Zuordnung vereinzelter Phengiteinschlüsse im Granat oder im Omphazit (wie in Eppendorf, Mittelsaida und Forchheim), da im Grundgewebe nur ausnahmsweise (Paragenese [9], siehe unten) Gleichgewichtskorngrenzen zwischen Phengit und Omphazit bzw. Granat bestehen. Meistens sind die Phengite im Grundgewebe nur im Zusammenhang mit Quarzsegregationen zu beobachten. Aus diesen Verwachsungsverhältnissen ergibt sich die Schlußfolgerung, daß Phengit während des Metamorphosehöhepunktes instabil war. Darauf deutet schließlich auch das Auftreten von Kalifeldspat hin (siehe unten). Die Einschlüsse von Phengit in Granat und Omphazit sind damit sehr wahrscheinlich Zeugen der prä- bis früheklogitischen Metamorphoseentwicklung, während die Phengite in Assoziation mit Disthen II und Zoisit in den Quarzsegregationen einer spät- bis posteklogitischen Metamorphosephase angehören. In analoger Weise wird auch die genetische Stellung von Phengit, Zoisit und Disthen in den Eklogiten des Münchberger Gneiskomplexes interpretiert, da die genannten Minerale auch hier in spätkinematischen Mobilisationszonen mit Quarz assoziiert sind (Matthes et al. 1970; Schmidt 1972).

Neben dem Auftreten von Quarzpseudomorphosen nach Coesit zeichnen sich die Gesteine des mittleren Erzgebirgskristallins durch weitere Besonderheiten aus, die auch aus anderen Coesit-Eklogiten bekannt sind. Dazu gehören einmal das Auftreten von Kalifeldspat sowie zum anderen außergewöhnliche, lamellare Entmischungen im Omphazit.

Kalifeldspat erscheint in den untersuchten Proben in Form kleiner Einschlüsse mit einer Größe von wenigen Mikrometern im Omphazit und teilweise auch in Assoziation mit den polykristallinen Quarzaggregaten. Dieses Mineral wird als akzessorischer Bestandteil auch in den coesitführenden Xenolithen des Roberts Victor Kimberlits (Schulze & Helmstaedt 1988) und in den Eklogiten des Westlichen Gneiskomplexes/Norwegen (Griffin & Qvale 1985) beobachtet. In beiden Fällen tritt der Kalifeldspat als Einschluß im Klinopyroxen auf. Ein weiteres Beispiel, wo das Mineral, wie auch im Erzgebirge, in Assoziation mit Quarzpseudomorphosen erscheint, ist aus der Shandong-Provinz in Ostchina bekannt (Enami & Zang 1990). In allen Fällen handelt es sich, wie im mittleren Erzgebirgskristallin, um Hochtemperatureklogite. Die Metamorphosetemperaturen (etwa 850 °C für Norwegen und 900 °C für die Xenolithe) liegen oberhalb der thermischen Stabilitätsgrenze von Phengit. Bei diesen Bedingungen ist folglich nicht mehr Phengit, sondern Kalifeldspat der wesentliche K-Träger in den Eklogiten. Die Assoziation von Kalifeldspat mit Quarz bzw. Omphazit legt möglicherweise auch eine genetische Beziehung dieser drei Minerale nahe. Ein solches Erscheinungsbild könnte durch die Instabilität von Plagioklas im Verlauf der Metamorphose erklärt werden. In einer Spätphase der Eklogitisierung werden K_2O und SiO_2 durch die Destabilisierung des verbliebenen albitbetonten Plagioklases, der Kalium in Spuren enthält, freigesetzt.

Die charakteristischen, lamellaren Entmischungen im Omphazit, wie in der Abb. 19 im Kapitel 3.1 dokumentiert, sind bisher nur aus einigen Coesit-Eklogiten Norwegens (Smith

& Cheeney 1980; Smith 1988b) und wenigen diamantführenden Gesteinen des Kokchetav Massivs (Shatsky, pers. Mitt.) bekannt. In beiden Fällen handelt es sich um SiO_2- bzw. Kalifeldspat-Entmischungen. Die identischen Erscheinungsbilder lassen auch für das Erzgebirge mit hoher Wahrscheinlichkeit auf derartige Entmischungen schließen. Da jedoch die Lamellenbreite einen Betrag von wenigen Mikrometern nicht übersteigt, kann für die betreffenden Proben erst nach zusätzlichen Untersuchungen (beispielsweise mit einem hochauflösenden TEM) eine endgültige Aussage getroffen werden.

Die räumliche Verteilung von Omphaziteinschlüssen im Granat läßt eine Konzentration in den Randbereichen erkennen. Eine solche Tendenz ist umgekehrt für Granateinschlüsse im Omphazit nicht festzustellen. Nach diesen Beobachtungen sollten zumindest die Granatkerne zeitlich vor der Blastese von Omphazit gebildet worden sein. Prä- oder früheklogitische Minerale, die in den Granatkernen auftreten, in den Randzonen des Granats und im Omphazit dagegen fehlen, weisen ebenfalls auf eine solche Kristallisationsfolge hin. Omphazit führt außerdem zur eklogitfaziellen Paragenese gehörende Einschlüsse wie Quarz, Rutil, Kalifeldspat und Disthen I.

Der nicht regelmäßig erscheinende, poikiloblastische Amphibol II enthält häufig Interpositionen sämtlicher eklogitfazieller Minerale wie Granat, Omphazit, Quarz und Rutil sowie in der Paragenese [9] auch Phengit, Phlogopit und Disthen. Andererseits ist Amphibol II in keinem der genannten Minerale eingeschlossen. Dies läßt zweifelsfrei auf eine relativ späte Blastese, bezogen auf die Kristallisation von Granat und Omphazit, schließen. Sowohl die Gleichgewichtskorngrenzen, die zu Granat und Omphazit bestehen, als auch die Bildung außerhalb des Plagioklas-Stabilitätsfeldes belegen eindeutig die Zugehörigkeit von Amphibol II zur Eklogitparagenese. Die texturellen Beziehungen sprechen damit für eine späteklogitische Entstehung (post-P_{max} und evtl. auch post-T_{max}).

Die Ursache für das relativ späte Erscheinen von Amphibol in der Paragenese liegt sicherlich im Überschreiten seines Stabilitätsbereiches während des Metamorphosehöhepunktes im Coesit-Feld. Experimentellen Untersuchungen zufolge (Mirwald & Massonne 1980; Essene et al. 1970) können Amphibol und Coesit nicht koexistieren. Die Bildung von Coesit anstelle von Quarz erfordert im Bereich von 700...800 °C einen Druck von 28-29 kbar. Bei diesen Temperaturen reicht das Am-Stabilitätsfeld aber nur bis zu Drücken von ca. 24 kbar. Insofern gehören zwar Coesit und Amphibol in den untersuchten Gesteinen der Eklogitparagenese an, sind jedoch keinesfalls kofaziell, sondern entsprechen verschiedenen Abschnitten in der Metamorphoseentwicklung.

Anhand textureller Beziehungen sowie phasenpetrologischer Überlegungen kann für die Eklogitparagenesen [1] bis [8] die in der Abb. 40 dargestellte Reaktionsfolge rekonstruiert werden.

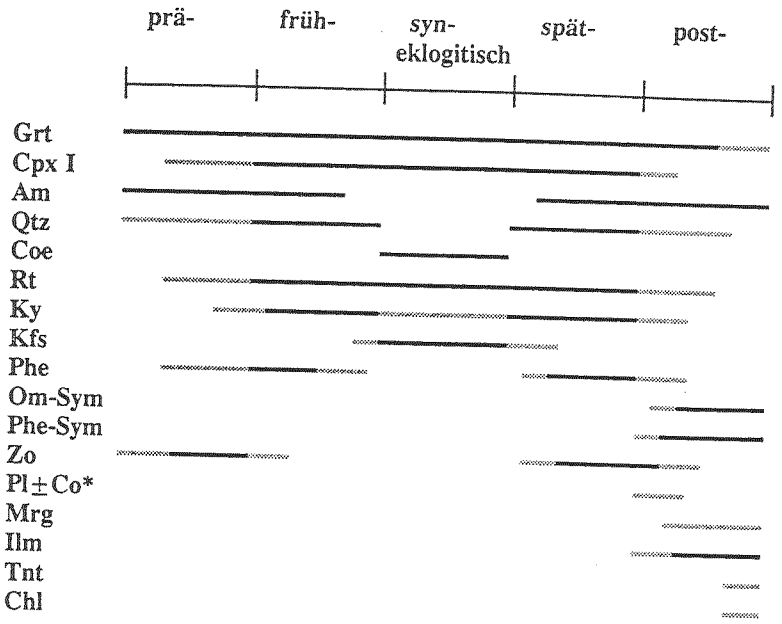


Abb. 40: Stabilitätsbeziehungen der Minerale während der einzelnen Metamorphoseabschnitte in den Eklogiten des mittleren Erzgebirgskristallins. Die durchgehenden Linien zeigen den Existenzbereich des jeweiligen Minerals an, während die unterbrochene Markierung eine unsichere Zuordnung bzw. das Bildungs- und Zerfallsintervall andeutet.

Eine Ausnahme bildet die Paragenese [9] aus dem Eklogit von Ansprung: Der Unterschied zu allen anderen Proben besteht in dem Auftreten von Phlogopit neben Phengit und Disthen II. Die Verwachsungsverhältnisse, wie sie auch in den Abbildungen 20 bis 25 (Kapitel 3.1) zum Ausdruck kommen, belegen zweifelsfrei die Zugehörigkeit von Phengit zur Eklogitparagenese. Im Gegensatz zu Phlogopit ist Phengit nicht auf bestimmte Domänen fixiert. Phengit erscheint sowohl im Grundgewebe als auch in Form von Einschlüssen im Omphazit (Abb. 24-25) und bildet dabei Gleichgewichtskorngrenzen mit diesem Mineral aus (Abb. 22-23). Dagegen tritt Phlogopit vorzugsweise in Nachbarschaft zu Granat und dabei immer in Assoziation mit Phengit und Disthen II auf. Beide Glimmerminerale scheinen aufgrund der texturellen Beziehungen im Gleichgewicht zu stehen. Charakteristischerweise ist Disthen II nur als Einschluß im Phlogopit oder in Verwachsung mit diesem Mineral anzutreffen, was eine genetische Beziehung nahe legt und auf die Reaktion

(3) $\quad Grt + Phe \rightleftarrows Phl + Ky$

schließen läßt. An der Grenze des Stabilitätsfeldes von Phengit werden unter Zufuhr von Mg (aus dem Granat) analog der Gleichung (3) Phlogopit und Disthen gebildet. Wie auch aus Abb. 41 hervorgeht, findet diese Reaktion im Gegensatz zum symplektitischen Phengitabbau (zu Biotit + Plagioklas) außerhalb des Plagioklas-Stabilitätsfeldes, also unter eklogitfaziellen Bedingungen, statt, da Phlogopit in dem späteklogitischen Amphibol II bereits als Einschluß enthalten sein kann (siehe Abb. 20 und 21).

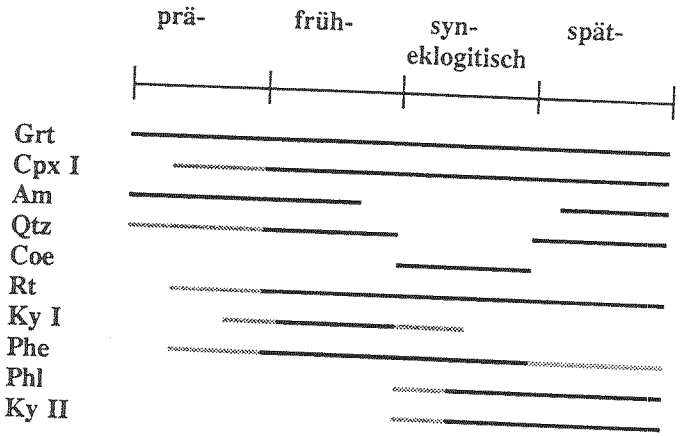


Abb. 41: Anhand der texturellen Beziehungen rekonstruierte Stabilitätsbeziehungen für die Paragenese [9] aus dem Eklogit von Ansprung.

Das Auftreten von Dunkelglimmer in der Hochdruckparagenese "normaler" (basaltischer) Eklogite ist weltweit nur auf äußerst wenige Fälle beschränkt. So wird Biotit als akzessorische Phase in den Eklogiten des Sunnfjord (Kvineset und Sande) beschrieben (Krogh 1980), wobei die genetische Stellung dieses Minerals jedoch unklar ist. Außerdem lassen die deutlich abweichenden Paragenesen (sowie Metamorphosetemperaturen um 500 °C) keinen Vergleich mit dem Erzgebirge zu. Phlogopit ist aus Eklogiten des tschechischen Mittelgebirges (aus der Bohrung T 7 bzw. aus Xenolithen in Tertiärvulkaniten) bekannt (Fiala & Padera 1984; O'Brien et al. 1990). Das Mineral erscheint in der Paragenese Grt-Cpx-Am ±Zo, Ky, Qtz, Rt. Da Phengit in diesen Gesteinen zu fehlen scheint, besteht keine Möglichkeit zur Ableitung der beschriebenen Phl- und Ky-bildenden Reaktion (3). Allerdings ist die genannte Mineralassoziation bis auf das gelegentliche Auftreten von Zoisit sowie die Abwesenheit von Phengit mit dem erzgebirgischen Material vergleichbar. Darüber hinaus implizieren die K_D-Werte mit $< 3{,}7$ für den Fe-Mg-Austausch zwischen Grt und Cpx relativ hohe Metamorphosetemperaturen, die denen der koexistierenden Peridotite entsprechen. Das

Auftreten von Phlogopit beschränkt sich schließlich noch auf wenige Hochtemperatureklogite in Norwegen und China, in denen auch Coesit beschrieben wird (Smith 1988*b* bzw. Enami & Zang 1990).

Der Eklogit von Ansprung stellt damit das erste Beispiel der Koexistenz von Phengit und Phlogopit in einem derartigen Gestein dar. Diese Aussage kann auch auf die abgeleitete Reaktion (3) erweitert werden. Die Untersuchungen zeigen, daß neben dem Zerfall von Paragonit nach Gleichung (1), wie in der Literatur vielfach erwähnt, auch die thermische Instabilität von Phengit eine disthenbildende Reaktion in Eklogiten auslösen kann.

3.4.1.2.2 Posteklogitische Entwicklung

Verschiedene posteklogitische Abbaureaktionen, deren wahrscheinliche Abfolge ebenfalls der Abb. 40 zu entnehmen ist, erlauben die Rekonstruktion der Aufstiegsgeschichte.

Omphazitabbau

In vielen Proben zeigen die Omphazite Zerfallserscheinungen, die jedoch in den meisten Fällen nur die Kristallränder betreffen. Das Mineral (Cpx I) wird dabei, von den Korngrenzen ausgehend, zu symplektitischen Verwachsungen von Klinopyroxen II und Plagioklas nach der Reaktion

(4) $$\text{Cpx I} + \text{Qtz} \rightleftarrows \text{Cpx II} + \text{Pl}$$

abgebaut. Daher sind in symplektitreichen Domänen die Quarzgehalte gegenüber Bereichen mit intakter Paragenese stark reduziert. Die Klinopyroxen II-Lamellen besitzen die gleiche optische Orientierung wie der Omphazit, aus dem sie hervorgehen, da es sich bei diesem Prozeß nach Boland & Van Roermund (1983) um eine diskontinuierliche Ausfällungsreaktion handelt, die von der Kornoberfläche aus in den Kristall "hineinwandert". Typisch ist, daß die Klinopyroxen-Lamellen stets breiter sind als die des Plagioklases, wie dies aus Rückstreuelektronenbildern hervorgeht.

In einigen Fällen (siehe Abb. 10, Kapitel 3.1) können zwei scharf voneinander getrennte Texturtypen, die sich durch eine unterschiedliche Lamellenbreite auszeichnen, beobachtet werden. Es handelt sich dabei um verschiedene Symplektitgenerationen, deren Lamellenbreite durch die von der Temperatur kontrollierte Diffusionsrate beeinflußt wird. Würde es sich um einen kontinuierlichen Zerfallsprozeß handeln, der sich über ein bestimmtes Temperaturintervall erstreckt, müßte sich auch die Lamellenbreite der Symplektitsäume von außen

nach innen allmählich verringern. Die Beobachtungen implizieren jedoch einen zweistufigen Vorgang infolge Dekompression, wobei die feiner-lamellaren Symplektite, die den Omphazit unmittelbar umgeben, zu einem späteren Zeitpunkt und bei niedrigeren Temperaturen entstanden sind. Die sich nach außen anschließenden gröberen Aggregate entsprechen einem früheren Zerfallsstadium bei höheren Temperaturen. In einer kürzlich erschienenen Arbeit wird versucht, Lamellenbreite und Bildungstemperatur zu korrelieren, um quantitative thermometrische Aussagen treffen zu können (Joanny et al. 1991; siehe Kapitel 6).

Ein auffälliges Merkmal ist auch die ungleichmäßige Verbreitung von Symplektiten innerhalb einer Probe, da der Omphazitabbau in bestimmten bevorzugten Domänen beginnt. In einigen Proben beschränkt sich das Auftreten von Cpx II-Pl-Verwachsungen nur auf quarzreiche Segregationszonen. Joanny et al. (1991) beobachten den Omphazitabbau zuerst an Om-Om-Korngrenzen. Die vorliegenden Untersuchungen zeigen, daß in erster Linie Om-Qtz-sowie Om-Phe-(Phe-Sym)-Kornkontakte und erst anschließend Om-Om- sowie Om-Am II-Korngrenzen von der Symplektitisierung erfaßt werden. Kornverzahnungen zwischen Quarz und Omphazit stellen wahrscheinlich eine Vorstufe der Symplektitbildung dar.

In einem späteren Abbaustadium wird Klinopyroxen II durch Amphibol III ersetzt, wobei die Bildung dieses symplektitischen Amphibols (edenitische, pargasitische und Fe-haltige pargasitische Hornblende; neben Granat auch Fe-haltiger Pargasit) die Kornkontakte zu Granat oder Amphibol II bevorzugt. Infolge stärkerer amphibolitfazieller Überprägung kommt es schließlich, wie in wenigen Proben zu beobachten, zur Rekristallisation der Symplektite zu einem Mosaik aus Plagioklas und Amphibol IV. Nur im Eklogit vom Knesenbachtal ist eine Rekristallisation der Symplektite zu Plagioklas und Chlorit angezeigt.

Beim Eklogit von Forchheim wird im unmittelbaren Kontaktbereich zum Nebengestein die Bildung von Biotit (±Chlorit) auf Kosten des symplektitischen Pyroxens bevorzugt, wobei sich mit zunehmender Kontaktentfernung wieder die Tendenz zur Amphibolsprossung durchsetzt. Wichtig ist die Tatsache, daß auch im Nebengestein in den an den Metabasit grenzenden Bereichen Cpx II-Pl-Symplektite gebildet werden, die die Präexistenz von Omphazit in diesem leukokraten Gestein belegen. Der symplektitische Klinopyroxen wird hier in noch stärkerem Maße als im Metabasit biotitisiert, so daß im Ergebnis dieser Reaktion Bt-Pl-Symplektite entstehen, die nicht auf ehemalige Phengite zurückgehen, sondern aus Omphaziten entstanden sind.

Abbau von Phengit und Disthen

Die bevorzugt an Quarzsegregationen gebundenen (späteklogitischen) Minerale wie Phengit und Disthen II unterliegen ebenfalls posteklogitischen Abbaureaktionen. Phengit wird dabei

randlich bis vollständig analog der Gleichung

(5) $Phe + Na^+ + Ca^{2+} \rightleftarrows Bt + Pl + H_2O$

von symplektitisch verwachsenen Biotit-Plagioklas-Aggregaten ersetzt, wobei diese Reaktion im Kontakt zu Quarz selektiv gefördert wird.

Der Disthenabbau erfolgt dagegen zum Teil in einem zweistufigen Prozeß, dem die Reaktionen

(6a) $Ky + grs + Qtz \rightleftarrows an$

oder

(6b) $Ky + grs \rightleftarrows an + Co$

und

(7) $Ky + an + V \rightleftarrows Mrg + Qtz$

zugrunde liegen. Dies äußert sich in den charakteristischen Plagioklasrinden, in denen sehr kleine Körner von ?Korund auftreten können. In einigen Fällen sind zweischalige Reaktionssäume ausgebildet, die im äußeren Teil aus Plagioklas und in Angrenzung an Disthen aus Hellglimmer bestehen.

Granatabbau

Nur in wenigen Proben ist ein lokal begrenzter Abbau von Granat festzustellen, wobei es sich meistens um eine randliche Verdrängung durch Amphibol IV bzw. Amphibol IV + Epidot/Klinozoisit + Plagioklas handelt.

Modifizierte Granatabbaureaktionen sind nur in speziellen Proben und oft in Verbindung mit fortgeschrittener posteklogitischer Überprägung zu beobachten. Dies betrifft beispielsweise die Probe 18, wo Zoisite, die von einer Quarzrinde umsäumt werden (Abb. 13) als auch wurmartige Verwachsungen von Zoisit und Quarz (Abb. 14), auftreten. Diese Paragenese ist durch den vollständigen Abbau von Omphazit zu Cpx II-Pl-Am III-Symplektiten gekennzeichnet, wobei der Modalgehalt von Granat im Vergleich zu Proben ohne Zoisit-Quarz-Verwachsungen ebenfalls deutlich reduziert ist. Die texturellen Verhältnisse implizieren den Abbau von Granat nach der Reaktion

(8) $an + grs + V \rightleftarrows Zo + Qtz.$

In der gleichen Paragenese ist außerdem eine Verdrängung von Granat durch Disthen, die möglicherweise durch die Reaktion

(9) $an + grs + Qtz \rightleftarrows di + Ky$

beschrieben werden kann, zu beobachten. Disthen unterliegt anschließend einem randlichen Abbau zu Hellglimmer. Weiterhin zeigen viele Granate in dieser Paragenese schmale Plagioklasrinden, die eine Folge des Granatabbaus entsprechend der Gleichung

(6a) $grs + Ky + Qtz \rightleftarrows an$

darstellen können.

In den Gesteinen aus Forchheim und dem Knesenbachtal kommt es dagegen zur Biotitsprossung auf Kosten von Granat, wobei Granat und/oder Biotit anschließend noch von Chlorit ersetzt werden können.

Abbau von Rutil

In vielen Proben zeigt der Rutil zumindest einen randlichen Abbau in opake Säume aus Ilmenit. Bei starker amphibolitfazieller Überprägung kommt es auch zur Bildung von Titanit.

3.4.2 Westliches Erzgebirgskristallin

3.4.2.1 Präeklogitische und eklogitische Entwicklung

[1] Grt-Om-Qtz-Am II-Ky-Zo-Rt
[2] Grt-Om-Qtz-Am II-Ky-Phe-Zo-Rt
[3] Grt-Om-Qtz-Ky-Phe-Zo-Rt-Po-Py
[4] Grt-Om-Qtz-Am II-Ky-Phe-Zo-Rt-Po-Py
[5] Grt-Om-Qtz-Am II-Ky-Phe-Zo-Zrn-Rt-Po-Chp-Py-Pn
[6] Grt-Om-Qtz-Am II-Ky-Phe-Zo-Rt-Pn-Py
[7] Grt-Om-Qtz-Am II-Ky-Rt-Ap
[8] Grt-Om-Qtz-Ky-Phe-Zo-Rt
[9] Grt-Om-Qtz-Am II-Ky-Phe-Zo-Rt-Ap-Po-Chp-Py
[10] Grt-Om-Qtz-Am II-Ky-Phe-Zo-Rt-Chp-Po
[11] Grt-Om-Qtz-Ky-...-Rt-Ap

1 u. 2: Mildenau (Am II = tremolitische bis aktinolithische Hornblende); 3 u. 4: Schmalzgrube; 5: Wolkenstein (Am II = Magnesio-Hornblende); 6: Großrückerswalde (Am II = edenitische bis pargasitische Hornblende mit Quarz-Blebs); 7: Streckewalde (Am II mit Quarz-Blebs); 8: Grünhainichen; 9: Boden (Am II = Tremolit bis tremolitische Hornblende); 10: Rittersberg (Am II = Magnesio-Hornblende); 11: Stolzenhain

Die feinkörnigen, deutlich foliierten Eklogite des westlichen Erzgebirgskristallins weisen gegenüber dem mittleren Erzgebirge in stärkerem Maße auf eine syntektonische Rekristallisation hin. In einigen Proben zeigt der Quarz als Reaktion auf beginnende Durchbewegung undulöse Auslöschung, während anhaltende duktile Deformation darüber hinaus, wie in Rittersberg, zur Bildung von Subkörnern führt. In dem betreffenden Vorkommen löscht der Omphazit ebenfalls undulös aus und neigt teilweise auch zur randlichen Neubildung feiner Körner, was auf eine hohe Strainrate hinweist. Allerdings ist nicht in jedem Fall zweifelsfrei eine beginnende Symplektitisierung von der deformationsbedingten Kornneubildung zu trennen. Darüber hinaus zeigen in Rittersberg auch die Hellglimmer durch Verbiegungen kristallplastische Verformungen an.

Die Verwachsungsverhältnisse erlauben die Rekonstruktion der in Abb. 42 dargestellten vereinfachten Koexistenzbeziehungen, die für die Paragenesen [1] bis [10] zutreffen. Infolge der starken posteklogitischen Überprägung und den mit anderen Proben nicht vergleichbaren Phasenbeziehungen ist die Ableitung der metamorphen Entwicklung für die Mineralassoziation [11] ohne weitere Untersuchungen sehr schwierig.

Prä- bzw. früheklogitische Mineralrelikte (in Form von Einschlüssen im Granat) sind gegenüber dem mittleren Erzgebirgskristallin häufiger anzutreffen. Dazu gehören relativ regelmäßig Amphibol I (Pargasit, Fe-haltiger Pargasit, pargasitische Hornblende, Fe-haltige pargasitische Hornblende) und desweiteren Zoisit I. Einschlüsse von Disthen I sind, da sie auch im Omphazit auftreten, entsprechend der Reaktionsgleichung (1) eindeutiger als die beiden anderen Minerale der früheklogitischen Metamorphoseentwicklung zuzuschreiben.

Die Blastese von Granat setzt bereits präeklogitisch ein, wodurch dieses Mineral für die Konservierung von prograden Relikten eine große Bedeutung besitzt. Im Gegensatz zu Granat, der oft idioblastisch ausgebildet ist, unterliegt der Omphazit infolge dynamischer Rekristallisation einer deutlichen Streckung. Auch Zoisit (Zo II), Phengit, Disthen (Ky II) und Amphibol II können eine mehr oder weniger deutliche Regelung aufweisen, wobei Zoisit und Amphibol II in etwas stärkerem Maße als Phengit zur Quersprossung tendieren. Auch Rutil tritt oft in perlschnurartigen, s-parallelen Aggregaten auf, wobei größere Granatblasten (teilweise gilt dies auch für Omphazit) stromlinienartig umflasert werden. Dagegen werden derartige Rutilbahnen von den porphyroblastischen Amphibolen umwachsen. Quarz kann ebenfalls foliationskonforme Zeilen bilden, ist jedoch auch häufig in größeren Segregationen

mit ausgeprägter Polygonaltextur zu beobachten. Zeilenquarze werden nach Barker (1990) bei hoher Strainrate und/oder hoher Temperatur gebildet. Quarzbetonte Mikrodomänen entstehen auch im Druckschatten größerer Granatblasten. Teilweise ist ein zur s-Textur paralleler metamorpher Lagenbau zu beobachten, der durch laterale Konzentration von Zoisit, Phengit, Quarz und Disthen gekennzeichnet ist.

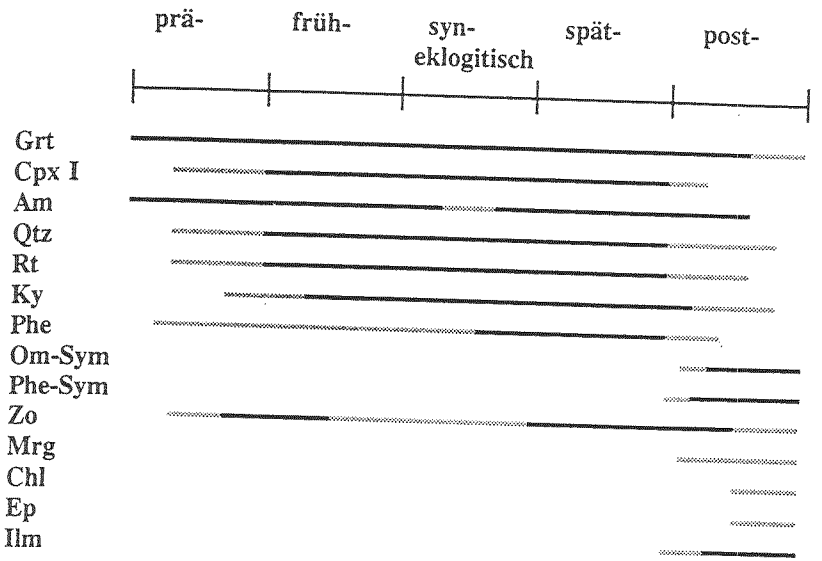


Abb. 42: Wahrscheinliche Reaktionsfolge für die Mehrzahl der Eklogite des westlichen Erzgebirgskristallins.

Bezogen auf Granat und Omphazit kann die Blastese von Phengit, Zoisit und Amphibol mitunter eine spätkinematische Bildung darstellen. Mit Ausnahme der Paragenese [8] geht die Phengitbildung dem Wachstum von Zoisit und Amphibol voraus. Die Kristallisationsfolge der beiden letzten Minerale kann in den einzelnen Eklogitvorkommen variieren. Aus den Verwachsungsverhältnissen läßt sich häufig eine gleichzeitige Blastese von Amphibol und Zoisit rekonstruieren, wobei das Wachstum eines dieser beiden Minerale meistens etwas länger andauert. So schließt entweder Zoisit oder Amphibol die eklogitfazielle Metamorphosegeschichte ab.

Auffälligerweise treten nur in einigen Amphibolen (Am II) Quarz-Blebs auf, wobei sich folgende Gesetzmäßigkeit abzeichnet: Handelt es sich um tremolitische, aktinolithische oder Magnesio-Hornblende bzw. um Tremolit, werden keine Blebs ausgebildet. Dagegen sind in edenitischer und pargasitischer Hornblende, genau wie im mittleren Erzgebirgskristallin,

Quarz-Blebs zu beobachten. Unter den Interpositionen in den porphyroblastischen Amphibolen dominiert neben den Quarz-Blebs vor allem Granat, wobei dieses Mineral mit der gleichen Häufigkeit wie im Grundgewebe auftreten kann. Da Omphazit, wenn überhaupt, allenfalls in reliktischer Form als Einschluß vorliegt, scheinen die edenitischen und pargasitischen Hornblenden späteklogitisch auf Kosten von Omphazit entstanden zu sein. Der SiO_2-Überschuß wird dabei in Form von Quarz ausgeschieden, was auch die charakteristische Bleb-Textur erklären würde.

Auf der anderen Seite gehören die tremolitischen, aktinolithischen und Magnesio-Hornblenden sowie der Tremolit bereits zur eklogitfaziellen Peakparagenese, auch wenn ihre Blastese mitunter etwas länger andauern kann. Das geht auch aus der foliationskonformen Einregelung der Amphibol II-Blasten hervor. Eine Ausnahme stellt die Paragenese [9] dar, wo die Amphibolblastese über das eklogitfazielle Metamorphosestadium hinausreicht, da die Phengiteinschlüsse im Gegensatz zum Omphazit bereits von Symplektitrinden umsäumt werden können.

Als Ursache für das relativ späte Erscheinen von Amphibol in einigen Eklogiten kommt entweder das Fehlen von Fluiden oder, ebenso wie im mittleren Erzgebirge, das Überschreiten des Stabilitätsbereiches von Amphibol während des Metamorphosepeaks in Betracht. Die Bildung von Phengit und teilweise auch von Zoisit ist jedoch der Amphibolsprossung vorausgegangen. Diese Tatsache beweist die Präsenz von Fluiden zumindest schon vor der Bildung von Amphibol und ist ein Indiz dafür, daß während des Metamorphosehöhepunktes die zur Stabilisierung von Amphibol erforderlichen P-T-Bedingungen überschritten waren. Da die zahlreichen Einschlüsse in den Amphibolen in der Regel keine posteklogitischen Reaktionssäume besitzen, scheint die Blastese dieses Minerals in der Regel auf das späteklogitische Metamorphosestadium beschränkt zu sein. In einigen Fällen gibt es allerdings Hinweise auf eine kontinuierliche Überleitung zur amphibolitfaziellen Entwicklung.

3.4.2.2 Posteklogitische Entwicklung

Wie die Eklogite aus dem mittleren Erzgebirgskristallin zeigen auch diese Gesteine verschiedene Stadien retrograder Abbaureaktionen, deren wahrscheinliche chronologische Folge ebenfalls in der Abb. 42 dokumentiert ist.

Omphazitabbau

Omphazit wird häufig von einem symplektitischen Aggregat aus Klinopyroxen II und Plagioklas entsprechend der Gleichung (4) ersetzt. Das weitgehende Fehlen von Quarz bei fort-

geschrittenem Omphazitabbau ist durch den Verbrauch von SiO_2 bei dieser kontinuierlichen Reaktion bedingt.

Im Gegensatz zum mittleren Erzgebirgskristallin wird nur eine Generation von Symplektiten ausgebildet, die durch eine sehr geringe Lamellenbreite gekennzeichnet ist. Diese Aggregate sind mit der zweiten Symplektitgeneration des mittleren Erzgebirges vergleichbar. Charakteristisch ist ebenfalls die ungleichmäßige Verbreitung von Symplektiten in einer Probe, wobei der zugrunde liegende selektive Abbau vor allem durch die Art der Nachbarminerale bedingt ist. Im Kontakt zu Symplektiten nach Phengit sowie auch zu Quarz werden die Abbaureaktionen besonders gefördert. Wie auch im mittleren Erzgebirge entstehen in einem späteren Stadium symplektitische Amphibole anstelle der Klinopyroxene, die nach weiterer Rekristallisation gemeinsam mit Plagioklas ein granoblastisches Pflaster bilden können.

Vereinzelte Eklogite (Proben 28 und 81) aus diesem Bereich weisen gegenüber dem mittleren Erzgebirge noch auf eine alternative posteklogitische Entwicklung hin. Dies äußert sich zunächst in dem weitgehenden Zurücktreten von Klinopyroxen-Plagioklas-Symplektiten und einem hohen Anteil porphyroblastischer Amphibole, der bis zu etwa 30 Vol.% betragen kann. Im Gegensatz zum Omphazit ist Phengit dabei weitestgehend von symplektitischen Aggregaten ersetzt. Auch wenn Phengit als Einschluß in den Amphibolporphyroblasten erscheint, sind zumindest symplektitische Rinden ausgebildet, eine Erscheinung, die für die seltenen Omphaziteinschlüsse nicht zutrifft. Die Amphibol II-Blastese bleibt daher nicht auf das späteklogitische Stadium beschränkt, sondern leitet kontinuierlich zur amphibolitfaziellen Metamorphoseentwicklung über. Amphibol wird zunächst auf Kosten von Omphazit und anschließend auch durch Verdrängung von Granat gebildet, wodurch Atollgranate entstehen.

Damit wird deutlich, daß die amphibolitfazielle Überprägung in Eklogiten auch ohne Ausbildung einer symplektitischen Abbauphase der Omphazite möglich ist, da Omphazit bei Anwesenheit wäßriger Fluida direkt von Amphibol verdrängt werden kann. Zwischen der spät- und der posteklogitischen Amphibolblastese bestehen allerdings kontinuierliche Übergänge. Durch die Tatsache, daß in mehreren Proben Omphazit sowohl durch Cpx-Pl-Symplektite als auch durch porphyroblastische Amphibole ersetzt wird, kommt die Komplexität metamorpher Reaktionen, vor allem die Retromorphose betreffend, zum Ausdruck. Es wird deutlich, daß sogar im Dünnschliffmaßstab Phasengleichgewichte nur innerhalb definierter Mikrodomänen zu bestehen scheinen.

Diese Beobachtung zeigt, daß die Kinetik der posteklogitischen Entwicklung und die Einstellung von Gleichgewichten nicht allein von den P-T-Bedingungen, sondern in erheblichem Maße von der Verfügbarkeit einer fluiden Phase abhängig ist. Die Reaktionskinetik soll im Kapitel 7 ausführlicher diskutiert werden.

Abbau von Phengit und Disthen

Die Phengite sind im Vergleich zum Omphazit in stärkerem Maße von posteklogitischen Abbaureaktionen betroffen. Dabei kommt es, ausgehend von den Korngrenzen und später von den Spaltflächen, zur Bildung symplektitischer Verwachsungen aus Plagioklas und Biotit analog der Reaktion (5). In zwei Fällen sind in den Plagioklas-Biotit-Aggregaten auch geringe Gehalte von K-Ba-Feldspäten und Baryt nachweisbar, die über die Gleichung (5) hinausgehend die Abbaureaktion

(10) $\quad Phe \rightleftarrows Bt + Pl \pm K\text{-}Ba\text{-}Fsp \pm Brt + V$

implizieren. Analog dem symplektitischen Omphazitzerfall ist auch diese Reaktion nicht unabhängig von den Nachbarmineralen. Eine verstärkte Symplektitbildung ist insbesondere im Kontakt zu Quarz und eine Verzögerung der Reaktion in Angrenzung an Granat zu beobachten.

In vielen Proben ist Phengit lagenweise angereichert, wobei in der Nachbarschaft eine verstärkte Symplektitisierung des Omphazits zu verzeichnen ist. Die markante Korrelation von phengitbetonten Domänen mit Bereichen fortgeschrittener Destabilisierung von Omphazit ist dadurch erklärbar, daß der Phengitabbau dem Omphazitzerfall vorausgeht. Die dabei freigesetzten Fluida initiieren den symplektitischen Abbau von Omphazit, obwohl dabei zunächst keine hydroxylhaltigen Minerale gebildet werden. (Erst in einer späteren Phase entsteht ein symplektitischer Amphibol III auf Kosten von Klinopyroxen II.) Eine solche Reaktionsfolge ist anhand der Einschlüsse in den porphyroblastischen Amphibolen direkt nachweisbar, wobei Phengit partiell symplektitisiert ist, Omphazit dagegen nicht. Diese Tatsache erklärt auch die stärkere Retromorphosetendenz der hellen Eklogite, die gegenüber den dunklen Typen durch höhere Phengitgehalte gekennzeichnet sind.

Bei der posteklogitischen Überprägung kommt es auch zur Pseudomorphosierung von Disthen, wobei im Gegensatz zum mittleren Erzgebirgskristallin die folgenden Hydratationsreaktionen

(11) $\quad Ky + Zo + H_2O \rightleftarrows Mrg + Qtz$

und

(12) $\quad Ky + An + H_2O \rightleftarrows Mrg + Qtz$

in Frage kommen. Die äußerst feinblättrigen Margarit-Quarz-Aggregate können den Disthen nur randlich umsäumen bis vollständig pseudomorphosieren, wobei der Disthenabbau ähnlich der Symplektitisierung von Omphazit besonders auf Bereiche mit Plagioklas-Biotit-Symplektiten lokalisiert ist. Diese Tatsache deutet ebenfalls darauf hin, daß die Reaktionen (11) und (12) durch das beim Phengitabbau freigesetzte H_2O initiiert werden.

Granatabbau

Der Abbau von Granat ist nur in Proben mit weit fortgeschrittener Symplektitbildung zu beobachten und bleibt auch in diesen Fällen auf die Kornränder beschränkt, wo sich in der Regel Säume aus lichtmikroskopisch nicht auflösbaren Mineralaggregaten bilden. Diese bestehen überwiegend aus Amphibolen (Am IV), Plagioklas und Chlorit sowie teilweise Epidot, wobei im unmittelbaren Kontakt zu Granat zunächst eine schmale Plagioklasrinde ausgebildet wird. Ein solcher koronitischer Plagioklas wird auch von Messiga & Bettini (1990) beim Granatabbau in Eklogiten des Böhmischen Massivs beschrieben und ist vermutlich auf die Reaktion (6a) zurückzuführen. Nur vereinzelt findet eine Verdrängung von Granat durch porphyroblastische Amphibole unter Bildung von Atollstrukturen statt.

Rutilabbau

Während der posteklogitischen Überprägung kann es zur Bildung von Ilmenit auf Kosten von Rutil kommen.

3.4.3 Randliches Erzgebirgskristallin

3.4.3.1 Präeklogitische und eklogitische Entwicklung

[1] Grt-Om-Am II-Qtz-Ky-Phe-Zo-Rt-Po-Py
[2] Grt-Om-Am II-Qtz-Phe-Zo-Rt-Po-Py
[3] Grt-Om-Am II-Qtz-Ky-Phe-Zo-Rt-Zrn-Po-Py
[4] Grt-Om-Am II-Qtz-Ky-Zo-Rt-Zrn-Po-Py
[5] Grt-Om-Am II-Qtz-Ky-Rt-Py

1: Stümpelfelsen, Crottendorf (Am II = Aktinolith); 2: Crottendorf; 3: Katzhahnfelsen (Am II = Aktinolith, im Kontakt zu Grt = Fe-haltiger Pargasit); 4: Katzhahnfelsen, Stümpelfelsen; 5: Metzdorf (Am II = Barroisit)

Die äußerst feinkörnigen Eklogite aus den Randbereichen des Erzgebirgskristallins weisen fast immer eine ausgeprägte Paralleltextur auf. Nur der Eklogit von Metzdorf vom NW-Rand des Kristallins (Paragenese [5]) läßt zumindest in dem beprobten Material keinerlei Regelung erkennen.

Die Gesteine von der SW-Flanke des Kristallins (Paragenesen *[1] bis [4]*) zeigen durch strenge Regelung von Omphazit, Amphibol II, Phengit und Zoisit sowie durch das Auftreten von Quarzzeilen ein syndeformatives, eklogitfazielles Kristallwachstum an. Teilweise bilden Amphibol und Quarz asymmetrische Druckschatten um Granat, die durch nicht-koaxiale Deformation bedingt sind. Ein auffälliges Charakteristikum dieser deutlich foliierten Gesteine sind Granatarrangements in Form polygonaler Netzwerke, die den "honeycomb"-Texturen sehr ähnlich sind. Diese isometrischen Granatringe, bestehend aus etwa 10 Individuen, umschließen die geregelte omphazitreiche Matrix. Darüber hinaus können die seltenen porphyroblastischen Granate in wenigen Fällen (ca. 1-3 pro Schliff) eine Atollstruktur aufweisen.

Demgegenüber zeigt das Gestein von Metzdorf ein heterogranulares Polygonalgefüge, wie es aus keinem weiteren Vorkommen des Erzgebirges bekannt ist. Auch hier tendiert der Granat zur Clusterbildung. Eine solche Textur ist für statische Bedingungen bzw. Temperung im Anschluß an die dynamische Rekristallisation typisch und wird insbesondere unter dem thermischen Regime der Granulitfazies ausgebildet (Bard 1986).

Beide Gefügetypen scheinen in Eklogiten weltweit nicht sehr verbreitet zu sein. Beispielsweise beschreiben Matthes et al. (1975) für die mittelkörnigen Eklogite des Münchberger Gneiskomplexes vergleichbare ringförmige Granatanordnungen. Einige Gesteine aus dem Champtoceaux Komplex/Armorikanisches Massiv (Lasnier 1970) sind darüber hinaus in ihrem gesamten Erscheinungsbild mit den erzgebirgischen Proben identisch. Das betrifft sowohl die extreme Feinkörnigkeit (Korngrößen: $<0{,}05$ bis 0,2 mm) als auch die geregelte, von den Granatringen durchsetzte Matrix. Ein mit Metzdorf vergleichbares Polygonalgefüge ist ebenfalls aus den sehr feinkörnigen Eklogiten des Champtoceaux Komplexes sowie vom Cabo Ortegal und dem Malpica Tuy/Galizien bekannt (Vogel 1967 bzw. Wegen 1978: aus Godard 1988).

Die charakteristischen Texturen werden von Godard (1988) als Hinweis auf feinkörnige vulkanische Edukte mit porphyrischem Gefüge gedeutet, wobei das Granatwachstum auf die Bereiche der Mesostasis lokalisiert sein soll. Die Unterschiede zwischen dem grobkörnigen Eklogit I und dem sehr feinkörnigen Typ II (der den Eklogiten des randlichen Erzgebirgskristallins gleicht) im Armorikanischen Massiv führt der Autor auf eine unterschiedliche Herkunft zurück. Diese Interpretation ist, zumindest das Erzgebirge betreffend, nicht zwingend (vgl. Kapitel 7). Obwohl das selektive Wachstum von Granat sicher auch andere Ursachen haben kann, steht außer Frage, daß beide Texturtypen (das heterogranulare Polygonalgefüge und das Richtungsgefüge mit Granatsphäroiden) magmatische Reliktgefüge verkörpern.

Im Unterschied zu den Eklogiten aus dem westlichen und vor allem dem mittleren Erzgebirgskristallin sind in den vorliegenden Gesteinen neben den Reliktgefügen auch zahlreiche prograde Minerale konserviert. Dazu gehören Amphibol I, Plagioklas, Paragonit und Epidot, die in Form von Einschlüssen überwiegend in den Granatkernen auftreten. Durch diese Paragenese kann der Weg der prograden Metamorphose eingegrenzt werden. Das Erreichen der Eklogitfazies ist sowohl von der Granulit-, von der Blauschiefer- als auch von der Amphibolitfazies aus möglich, wobei im vorliegenden Fall die letztgenannte Variante zutrifft. Die Granatkerne entsprechen ebenfalls dem amphibolitfaziellen Metamorphosestadium, während die Granatränder mit den eklogitfaziell gebildeten Omphaziten im Gleichgewicht stehen. Die Existenz von Plagioklas und Paragonit in dem metamorphen Ausgangsprodukt läßt auf die beiden omphazitbildenden Reaktionen

(1) $\quad Pg \rightleftarrows jd + Ky + V$

und

(2) $\quad ab \rightleftarrows jd + Qtz$

schließen. Während der synkinematische Omphazit nur Einschlüsse von Rutil und Quarz enthält, sind bei den Mineralen Amphibol II und Phengit auch Granat und Omphazit in den Interpositionen anzutreffen. Deshalb scheint die Blastese dieser Minerale die des Omphazits überdauert zu haben. Bei den Paragenesen [1] bis [4] ist zwischen der Bildung von Omphazit, Disthen und Zoisit einerseits und Amphibol bzw. Phengit andererseits kein zeitlicher Hiatus angezeigt, da auch die beiden letzten Minerale einer deutlichen Regelung unterliegen und somit synkinematisch gebildet worden sind. Nur in der Paragenese [5] zeigt Amphibol II ein spätkinematisches Wachstum an. Generell sind jedoch in diesen Eklogiten, im Gegensatz zu den Gesteinen aus den beiden anderen Einheiten, Amphibole während der gesamten metamorphen Entwicklung stabil. Die aus den texturellen Beziehungen abgeleitete Reaktionsfolge für die Paragenesen [1] bis [5] ist in der Abb. 43 dokumentiert.

3.4.3.2 Posteklogitische Entwicklung

Die posteklogitische Überprägung verläuft hier ähnlich wie in den Eklogiten des westlichen Erzgebirgskristallins, wobei die extreme Feinkörnigkeit des Materials die Identifizierung der feinverwachsenen Minerale erschwert. Bei den untersuchten Proben werden meistens nur schmale Reaktionssäume um die Minerale Omphazit und Phengit ausgebildet. Dem Omphazitabbau nach der Reaktion

(4) $\quad Cpx\ I + Qtz \rightleftarrows Cpx\ II + Pl$

folgt die Bildung eines symplektitischen Amphibols (Am III) anstelle von Klinopyroxen.

Entsprechend der Gleichung

(5) $$Phe + Na^{+} + Ca^{2+} \rightleftarrows Bt + Pl + H_2O$$

wird Phengit randlich von sehr feinverwachsenen Aggregaten aus Plagioklas und Biotit ersetzt.

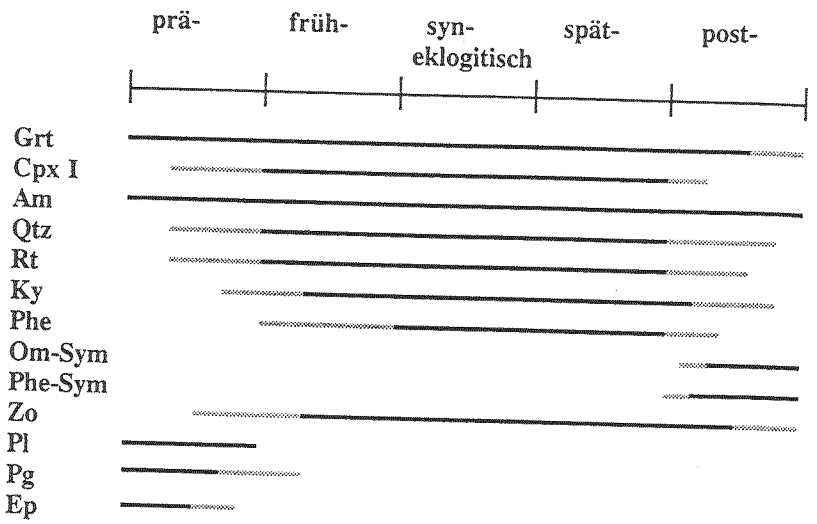


Abb. 43: Rekonstruktion der paragenetischen Beziehungen in den Eklogiten des randlichen Erzgebirgskristallins während der verschiedenen Metamorphosestadien.

4 Geochemie

Viele Eklogite aus weiteren Vorkommen in den Varisziden (z.B. Münchberger Gneiskomplex: Matthes et al. 1975, Stosch & Lugmair 1990; Armorikanisches Massiv: Godard 1988; NW Iberisches Massiv: Kuijper et al. 1985; Cabo Ortegal Komplex: Bernard-Griffiths et al. 1985) sowie den Alpen und den Kaledoniden zeigen eine chemische Affinität zu rezenten Basalten mittelozeanischer Rücken. Eine solche Feststellung trifft auch Werner (1981*a*,*b*) für das Erzgebirge, wobei die Protolithe als Ozeanbodenbasalte interpretiert werden. Seltener werden Ähnlichkeiten mit kontinentalen Tholeiiten beschrieben (Bernard-Griffiths & Jahn 1981; Paquette et al. 1989). Aus diesem Grund wird im folgenden ein Vergleich der Haupt-, Spuren- und Seltenerdelementgehalte mit rezenten Basalten unterschiedlicher plattentektonischer Zugehörigkeit, insbesondere aber eine kritische Betrachtung der MORB-Affinität vorgenommen. Eine weiterführende Diskussion über die Zuordnung der Edukte zu einer konkreten paläotektonischen Position auf der Grundlage erprobter Diskriminanzverfahren schließt sich in einem gesonderten Kapitel an.

Schwierigkeiten bei der geochemischen Zuordnung metamorpher Gesteine sind durch den metamorphen Lagenbau der Gesteinskörper oder die Möglichkeit verschiedenartiger Stoffverschiebungen bedingt, weshalb an einigen Vorkommen gezieltere Untersuchungen erfolgten. Zur Charakterisierung des metamorphen Lagenbaus wurden aus einem Eklogitkörper jeweils eine pyroxenreiche (Probe 9) und eine granatreiche Lage (Probe 10) bzw. Bereiche mit unterschiedlichen Phengitgehalten (Proben 33.1 und 33.2) analysiert. Um die stoffliche Beeinflussung durch das Nebengestein ging es bei der Untersuchung von Nebengesteins- bzw. Eklogitproben aus den Aufschlüssen Knesenbachtal, Kniebreche und Forchheim (Proben 58, 59, 60, 61/ 56, 57/ 16, 46, 47, 48; siehe Probenverzeichnis Tab. 2), die entweder aus unterschiedlichen Bereichen, bezogen auf den Kontakt, oder aus verschieden mächtigen Lagen entnommen wurden. Darüber hinaus umfaßt der ausgewählte Probensatz Gesteine mit verschieden starker posteklogitischer Überprägung, was eventuell Aussagen über Stoffmobilitäten im Zusammenhang mit der Retromorphose erlaubt. Weiterhin soll untersucht werden, ob die Eklogite auch geochemisch eine regionale Abhängigkeit zeigen, und inwieweit sich der helle und der dunkle Typ aus dem westlichen Erzgebirgskristallin unterscheiden lassen.

An insgesamt 40 Proben (Eklogite, Granatpyroxenit und ausgewählte Nebengesteine) wurden die Haupt- und eine Reihe Spurenelemente mittels RFA (Röntgenfluoreszenzanalyse) bestimmt, wobei die FeO-Gehalte mit Hilfe konventioneller Naßchemie ermittelt wurden (Tab. 3). Die CIPW-Normen und Niggli-Werte sind in Tab. 4 angegeben. Darüber hinaus wurden die Gehalte weiterer Spurenelemente mit AES (Atomemissionsspektrometrie) nach der Methode von Schrön et al. (1983) analysiert (Tab. 5). In ausgewählten Proben erfolgte die Bestimmung der Seltenen Erden mit einem ICP-AES-Gerät am Institut für Geowissen-

schaften und Lithosphärenforschung der Universität Gießen (Zuleger & Erzinger 1988); einige zusätzliche Analysen wurden von H.-G. Stosch in Köln durchgeführt (Tab. 6).

4.1 Geochemische Klassifizierung der untersuchten Proben

Bereits Lange (1965) leitet die erzgebirgischen Eklogite aus basischen Eruptiva ab. Die vorliegenden Untersuchungen deuten - mit Ausnahme der Probe 79 - ebenfalls auf ein basaltisches Ausgangsmaterial hin. Dies läßt sich bereits durch die Eduktanalyse auf Grundlage der mg-, c-, al- und alk-Niggli-Werte (nach Leake 1964; keine Abb.) und das Diskriminanzverfahren von Moine & De La Roche (1968) bestätigen (Abb. 44).

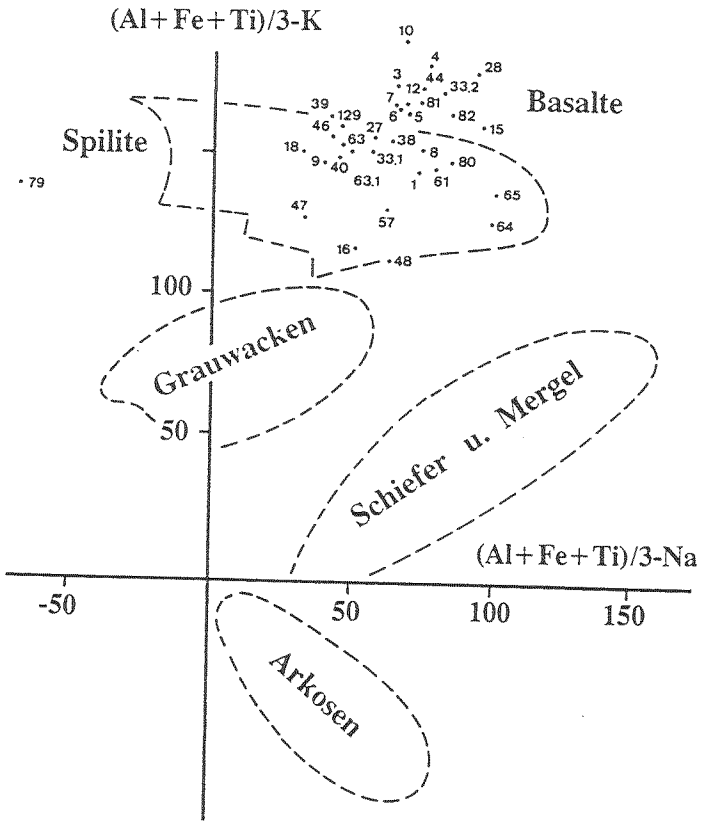


Abb. 44: Charakterisierung des Edukts der untersuchten Proben nach Moine & De La Roche (1968)

Bei den Nebengesteinsproben (59, 60) aus dem Aufschluß Knesenbachtal handelt es sich nach der Eduktanalyse (Beuge 1988; keine Abb.) um Orthogesteine, die anhand des Klassifikationsschemas von Winchester & Floyd (1977) mit Daziten/Rhyodaziten vergleichbar sind (Abb. 45 und 46). Allerdings sind diese Proben aus der unmittelbaren Umgebung der Eklogitlinse entnommen worden, so daß eine stoffliche Beeinflussung durch den Metabasit nicht ganz auszuschließen ist, was aber an der orthogenen Natur nichts ändern dürfte. In unmittelbarer Kontaktnähe besitzt das Nebengestein (58) einen andesitischen Chemismus. Die aus einer kleinen Eklogitlinse dieses Aufschlusses stammende Probe 61 kann als kontaminiert angesehen werden, da sie in Abb. 46 in das Feld für Alkalibasalte fällt, in Abb. 45 aber noch - so wie die anderen Eklogite - mit Subalkalibasalten vergleichbar ist. Das gilt sinngemäß auch für die Proben aus dem Aufschluß Forchheim. Die Eklogite in unmittelbarer Nähe zum Nebengestein oder aus den nur dm-mächtigen Lagen (16, 47, 48) zeigen im Vergleich zu Probe 46 aus dem Zentralbereich eines größeren Körpers einen abweichenden geochemischen Charakter, der auf einen Stoffaustausch mit dem Nebengestein zurückzuführen ist. Durch die erhöhten SiO_2-Gehalte kommt es zu einer Verschiebung der Projektionspunkte in Richtung Andesite oder Trachy-Andesite. Allerdings ist der Eklogit aus dem Zentralteil einer mächtigeren Lage (46) analog Probe 61 wahrscheinlich ebenfalls stofflich durch das Nebengestein beeinflußt, was partiell zu Ähnlichkeiten mit Alkali-Basalten führt (Abb. 46).

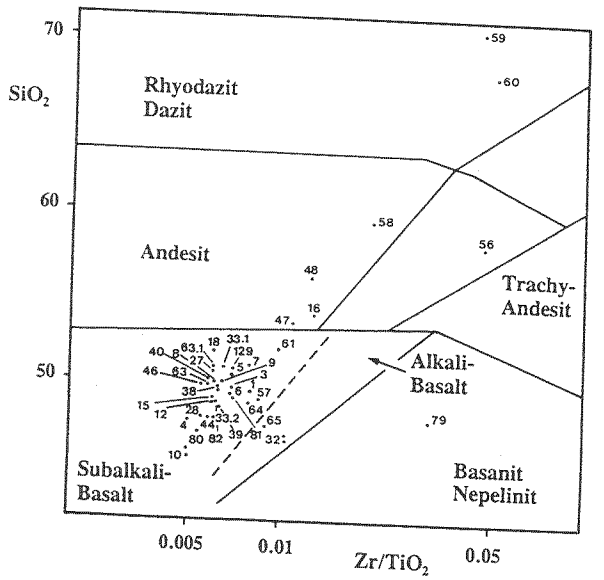


Abb. 45: Charakterisierung der untersuchten Proben im Diagramm SiO_2 (Gew.-%) vs. Zr/TiO_2 zur geochemischen Klassifizierung von Vulkaniten und Metavulkaniten nach Winchester & Floyd (1977)

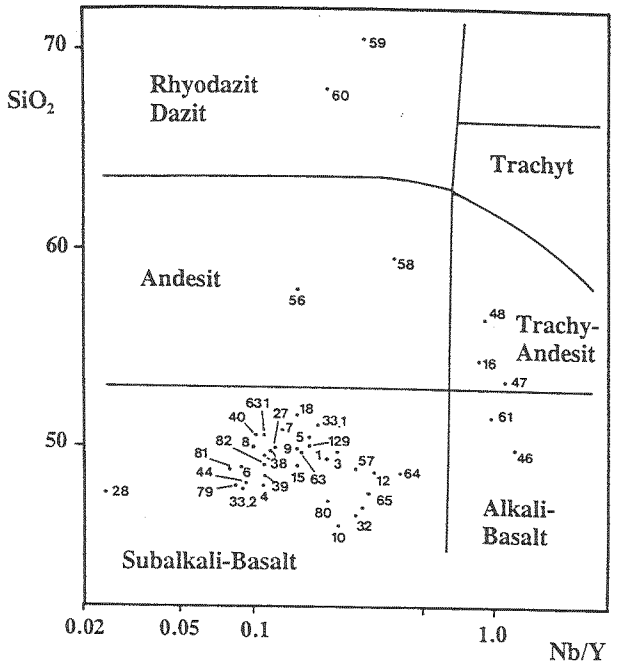


Abb. 46: Klassifizierung der untersuchten Proben im Diagramm SiO_2 (Gew.-%) vs. Nb/Y (ppm) nach Winchester & Floyd (1977)

Mit Ausnahme dieser speziell untersuchten Proben aus dem Kontaktbereich sowie dem angrenzenden Nebengestein besitzen die untersuchten Eklogite und deren retrograde Äquivalente generell einen subalkalischen Basaltchemismus (Abb. 45 und 46). Die durchschnittlichen Gehalte der Haupt- und einiger wichtiger Spurenelemente sind in Tab. 7 dargestellt, wobei die Proben aus dem Kontaktbereich zum Nebengestein mit ≥53 Gew.-% SiO_2 nicht berücksichtigt werden. Der geochemische Charakter der erzgebirgischen Eklogite ist unabhängig von ihrer regionalen Position und der damit verbundenen unterschiedlichen Mineralparagenesen sehr einheitlich, wenn man von dem hellen Eklogittyp absieht, der auf das westliche Erzgebirgskristallin beschränkt zu sein scheint (Tab. 7). Die hellen Eklogite sind durch einen primitiveren Basaltchemismus gekennzeichnet, was sich im Vergleich zu den dunklen Typen in erhöhten Al_2O_3-, MgO-, Cr- und Ni- sowie in geringeren TiO_2-, FeO-, Zr- und Y-Gehalten äußert. Ein ähnliches Verhalten zeigen auch die Eklogite aus dem Münchberger Gneiskomplex, wo erstmals eine Unterscheidung zwischen einem hellen und einen dunklen Typ vorgenommen wurde (e.g. Matthes et al. 1975). Die Differenzierung von Ti-reichen und Ti-armen (bzw. Ky-freien und Ky-führenden) Eklogiten in der Kor- und Saualpe (e.g. Miller et al. 1988) ist mit der Einteilung in dunkle und helle Typen äquivalent.

Tab. 7: Vergleich der Haupt- und Spurenelementgehalte der Eklogite aus den verschiedenen regionalen Einheiten sowie des hellen und des dunklen Eklogittyps aus dem westlichen Erzgebirgskristallin (Durchschnittswerte aus den RFA-Daten in Tab. 3; bei Gehalten unterhalb der NWG wird zur Mittelwertbildung mit der halben NWG gerechnet)

	westliches Erzgebirgskristallin						randliches Erzgebirgskristallin			mittleres Erzgebirgskristallin		
	heller Typ			dunkler Typ								
	Ø	Min	Max	Ø	Min	Max	Ø	Min	Max	Ø	Min	Max
SiO_2	49.10	47.74	50.97	49.28	48.08	50.46	50.43	50.08	50.81	49.03	45.54	51.71
TiO_2	0.70	0.33	1.14	1.98	1.62	2.40	1.56	1.41	1.69	1.92	1.34	2.65
Al_2O_3	17.69	15.97	18.98	14.31	13.92	14.66	14.41	14.04	15.17	15.85	13.49	17.62
Fe_2O_3	2.22	0.00	8.82	2.92	0.94	4.78	2.39	1.15	4.84	2.51	0.51	5.13
FeO	5.26	1.25	7.24	9.22	7.01	11.78	8.74	5.75	10.12	9.25	7.30	11.90
MnO	0.11	0.06	0.15	0.19	0.10	0.22	0.21	0.19	0.25	0.21	0.14	0.31
MgO	8.89	7.04	10.70	7.08	6.62	7.37	7.53	7.24	8.16	6.48	5.70	7.39
CaO	11.62	10.22	12.53	10.92	10.02	11.60	10.55	9.74	10.99	10.93	9.15	12.09
Na_2O	2.25	1.57	3.03	3.03	2.75	3.70	3.14	2.94	3.35	2.92	2.40	3.86
K_2O	0.57	0.10	1.25	0.10	0.03	0.14	0.13	0.07	0.20	0.14	0.02	0.55
P_2O_5	0.07	0.02	0.13	0.17	0.13	0.27	0.12	0.08	0.14	0.17	0.02	0.28
Mg#	0.55	0.45	0.67	0.38	0.34	0.42	0.41	0.38	0.45	0.36	0.33	0.43
Sc	28	25	32	41	36	43	36	34	38	38	33	43
V	169	103	244	349	311	421	320	277	348	341	267	427
Cr	479	160	1118	307	296	126	459	185	309	189	144	262
Co	37	21	46	40	35	45	38	35	41	39	24	48
Ni	82	43	123	64	41	79	65	60	72	57	17	86
Zn	48	22	73	93	37	130	118	99	150	120	83	174
Rb	33	<5	83	2	<5	<5	4	<5	7	5	<5	16
Sr	202	92	349	73	54	93	77	38	158	102	53	199
Y	18	10	26	45	36	52	35	31	38	43	27	55
Zr	48	29	69	124	94	151	98	91	103	119	85	160
Nb	3	<5	8	4	<5	10	4	<5	5	6	<5	12
Ba	90	48	147	32	<20	56	43	21	69	46	<20	161

(westliches Erzgebirgskristallin, heller Typ: Proben 12, 15, 33.1, 57, 64, 65; westliches Erzgebirgskristallin, dunkler Typ: Proben 28, 33.2, 38, 39, 40, 81; randliches Erzgebirgskristallin: Proben 27, 63, 63.1, 129; mittleres Erzgebirgskristallin: Proben 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 18, 44, 82)

Weiterhin unterscheiden sich die Eklogite mit intakter Hochdruckparagenese chemisch nicht von ihren symplektitisierten Äquivalenten, auch wenn bereits größere Volumina von solchen Abbaureaktionen erfaßt sind. Nur die Gesteine mit fortgeschrittener amphibolitfazieller Rekristallisation, die weit über das symplektitische Abbaustadium hinausgeht, besitzen eine deutlich von den intakten (dunklen) Eklogiten abweichende Zusammensetzung. Das betrifft hauptsächlich die Proben 1 und 80, deren Haupt- und Spurenelementgehalte allerdings - wie in Tab. 3 im Anhang ersichtlich - jenen der hellen Eklogite entsprechen.

4.2 Alkalinität und Magmenzugehörigkeit

Die untersuchten Eklogite und ihre retrograden Äquivalente lassen sich auch anhand des Diskriminanzdiagramms TiO_2 vs. Zr/P_2O_5 (Abb. 47) als subalkalisch charakterisieren, was bereits aus den Diagrammen zur Unterscheidung der Alkali- und Subalkalireihe nach Winchester & Floyd (1977) hervorgeht (Abb. 45 und 46). Ausgenommen sind nur vereinzelte Proben, wie z.B. 46 und 61, die mit Sicherheit eine Kontamination erfahren haben, sowie die Probe 79, für die ein basaltisches Edukt - wie Abb. 44 vermuten läßt - ohnehin sehr unwahrscheinlich ist.

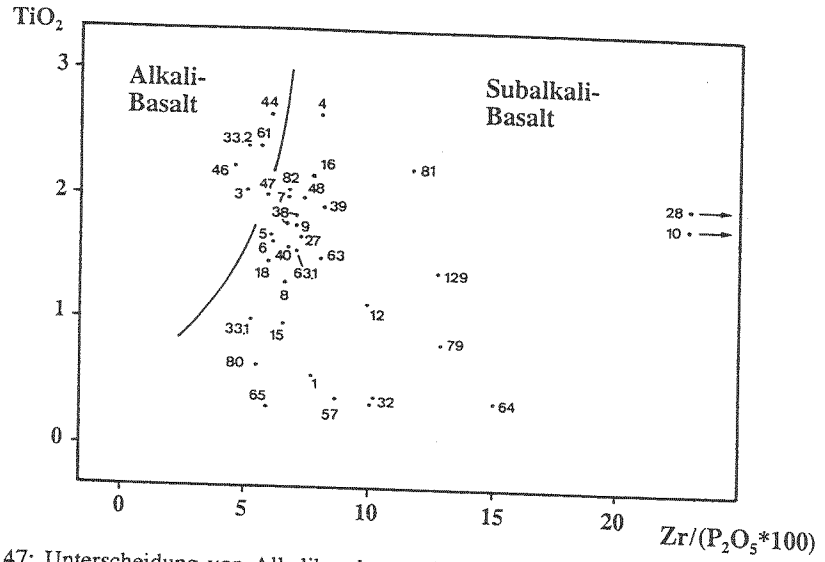


Abb. 47: Unterscheidung von Alkalibasalten und Subalkalibasalten mittels TiO_2 (Gew.-%) gegen $Zr/(P_2O_5*100)$ nach Winchester & Floyd (1976)

Eine weitere Differenzierung der Subalkalibasalte in Tholeiite und High-Alumina- bzw. Kalkalkali-Basalte ist beispielsweise anhand des Alkaliindex in Relation zu Al_2O_3 (Middlemost 1975) möglich. Wie in Abb. 48 dargestellt, ordnet sich die Mehrzahl der Proben in das Tholeiit-Feld ein. Mit Ausnahme der Grt-betonten Probe 10 gilt das für alle dunklen Eklogite. Dagegen sind die hellen Eklogite (Proben 12, 15, 57, 64, 65) und ebenso die stärker retrograd überprägten Typen (1, 18, 80) sowie Probe 79 mit High-Alumina-Basalten vergleichbar. Etwa die gleichen Proben fallen nach dem Diskriminanzverfahren mittels V gegen FeO/MgO (Miyashiro & Shido 1975) ebenfalls ins Kalkalkalibasalt-Feld (Abb. 49). Beschränkt man sich bei der Charakterisierung der Magmenserien auf immobile Spurenelemente wie V und Cr (Abb. 50), so werden weniger Proben als kalkalkalisch ausgewiesen.

Entsprechend der verschiedenen MgO-Gehalte unterscheiden sich die beiden Eklogittypen ebenfalls deutlich in ihrem Differentiationsindex (Mg#[1]), wobei sich die Werte der dunklen Typen im Bereich von 0,33-0,45 bewegen. Der Index der hellen Eklogite ist mit 0,45-0,67 bedeutend höher, was auch mit den Beobachtungen im Münchberger Gneiskomplex (Matthes et al. 1975) übereinstimmt. Die beiden amphibolisierten Gesteine (1 und 80) entsprechen mit ihren Mg#-Werten wiederum den hellen Eklogiten. Ein erwartungsgemäß hoher Wert von 0,74 wird bei dem Granatpyroxenit (Probe 32) beobachtet. Werte im Bereich von 0,7 bezeugen ein Gleichgewicht der Schmelze mit Mantelolivin.

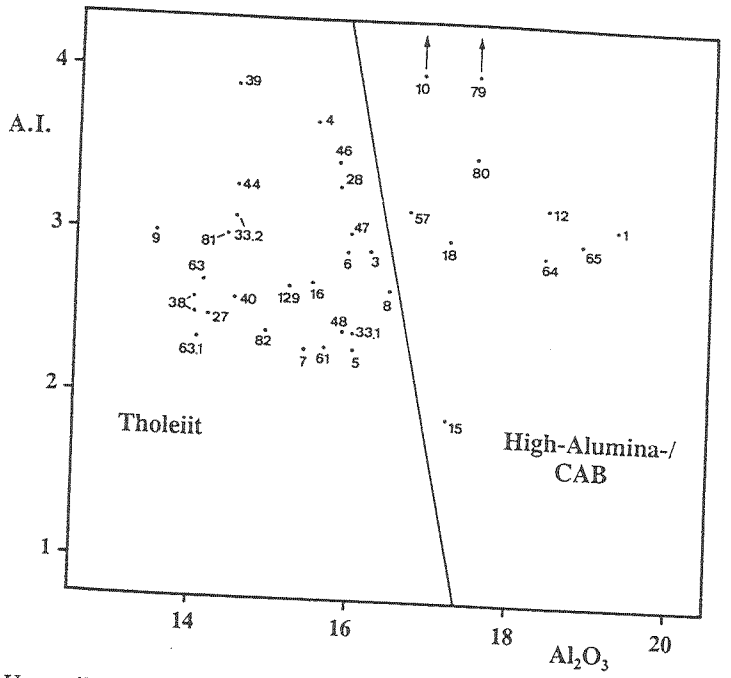


Abb. 48: Unterteilung von Tholeiiten und High-Alumina Basalten mittels Alkaliindex (AI = $[Na_2O+K_2O]/[SiO_2-43] * 0.17$) gegen Al_2O_3 (Gew.-%) nach Middlemost (1975)

Weitere Informationen bezüglich der Magmenserien und der damit verbundenen Differentiationstrends können aus der Korrelation bestimmter Elemente abgeleitet werden. Für die untersuchten Metabasite ergibt sich bei einer Reihe von Elementpaaren wie z.B. Ni-Mg, V-Sc, Ti-Sc, Y-Mg# oder Zr-Mg# ein deutlicher linearer Zusammenhang (Tab. 8a). Eine für

[1] $Mg\# = Mg/Mg+\Sigma Fe$

MOR-Basalte häufig beschriebene negative Korrelation zwischen Ti und Mg sowie Al und Mg, die durch kotektische Kristallisation von Olivin und Plagioklas unter niedrigen Drücken entsteht (e.g. Bender et al. 1978), wird in dem vorliegenden Datensatz allerdings nicht beobachtet. Strenggenommen geben solche Korrelationen aber nur bei Serien gleichen Alters und gleicher Förderorte Auskunft über magmatische Trends, was bei der untersuchten Probenserie nicht ohne weiteres vorausgesetzt werden kann.

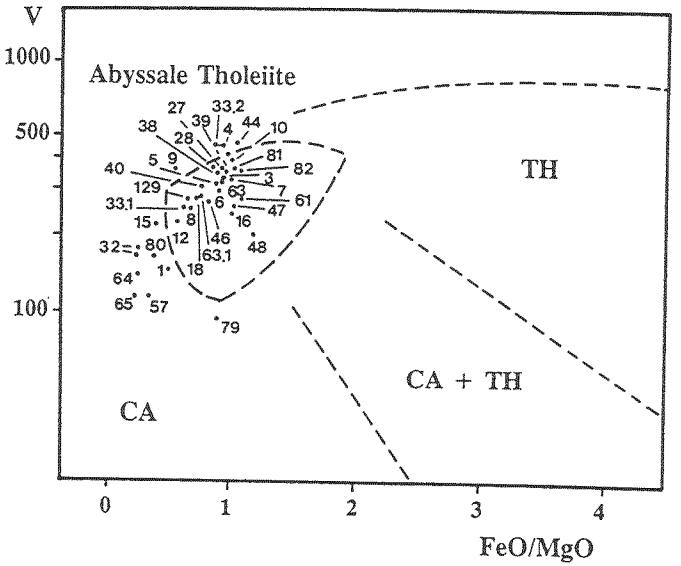


Abb. 49: Unterscheidung von Kalkalkalibasalten und Tholeiiten mittels V (ppm) und FeO/MgO (Gew.-%) nach Miyashiro & Shido (1975)

Bei Einbeziehung aller untersuchten Proben (Tab. 8b) ergeben sich deutliche Korrelationen von K_2O (positiv) und CaO (negativ) mit SiO_2. Auch in Inselbögen wurde in einer Serie kogenetischer Magmen zwischen K_2O und SiO_2 eine positive Korrelation festgestellt, während CaO, TiO_2, FeO+Fe_2O_3 mit SiO_2 negativ korrelieren. Das deutet auf Plagioklas und Magnetit als Hauptfraktionierungsphasen in der Magmenevolution hin. Kristallfraktionierung scheint auch der wichtigste Prozeß bei der Generierung der verschiedenen Magmen in Inselbögen zu sein. Für die untersuchte Probenreihe kann allerdings kein Zusammenhang zwischen SiO_2 und FeO bzw. TiO_2 festgestellt werden, womit Magnetit im Gegensatz zu Plagioklas nicht als Fraktionierungsphase in Betracht kommt. Die Kristallisation von Magnetit wird bei Fraktionierung unter reduzierenden Bedingungen unterdrückt. Das führt zur FeO-Anreicherung in den frühen Stadien der Magmenentwicklung (= tholeiitischer Trend). Unter oxidierenden Bedingungen dagegen kristallisiert Magnetit und führt zur Verarmung der Residualschmelze an Fe (Miyashiro 1974). Diese Trends sind wahrscheinlich eher auf unterschiedliche a_{O2}/a_{H2O}-Verhältnisse zurückzuführen als auf chemische Unterschiede in den Ausgangsmagmen.

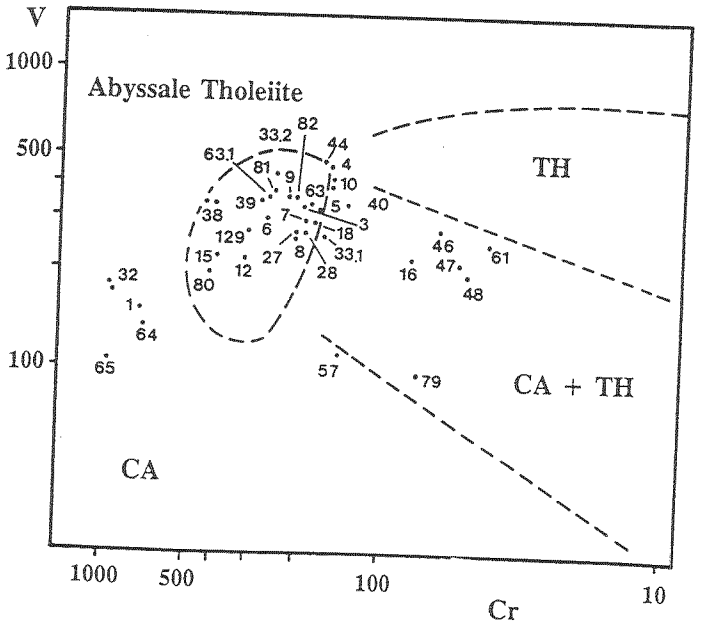


Abb. 50: Unterscheidung von Kalkalkalibasalten und Tholeiiten mittels V und Cr (ppm) nach Miyashiro & Shido (1975)

4.3 Hauptelemente

Die meisten Eklogite zeigen subalkalische und tholeiitische Charakteristika, was typisch ist für MOR-Basalte. Allerdings weisen MOR-Basalte auch geochemische Ähnlichkeiten mit Tholeiiten ozeanischer Inseln und kontinentalen sowie Inselbogen-Tholeiiten auf, besitzen jedoch gegenüber diesen Basalttypen meist niedrigere Konzentrationen an inkompatiblen Elementen.

Generell bestehen bei einer Reihe von Eklogitproben Ähnlichkeiten mit MOR-Basalten. Vergleichsgrundlage sind die Durchschnittswerte von primitiven oder normalen (N-Typ), Übergangs- (T-Typ) und angereicherten oder Plume- (P-Typ) MOR-Basalten (Schilling et al. 1983). Diese Klassifikation beruht auf spezifischen Unterschieden der Spurenelementgehalte, da sich die MOR-Basalte aus verschiedenen Rückensegmenten in ihren Hauptelementen

kaum unterscheiden. Eine MORB-Affinität ist bei fast allen dunklen Eklogittypen zu beobachten, wobei nur wenige Proben (27, 38) einen Hauptelementchemismus besitzen, der einschließlich aller Elemente mit dem MORB-Durchschnitt übereinstimmt. Ein MORB-Charakter ist aber auch bei den Proben 3, 4, 7, 5, 8, 33.2, 40, 63 und 63.1 und mit Einschränkungen auch bei weiteren dunklen Eklogiten (6, 9, 10, 28, 39, 44, 81, 82, 129) festzustellen.

Bezogen auf die Hauptelemente besitzen insbesondere jene Proben mit erhöhten Al_2O_3- und relativ niedrigen TiO_2-Gehalten auch Ähnlichkeiten mit Inselbogenbasalten. Dies betrifft in erster Linie die hellen Eklogite (12, 15, 33.1, 57, 64, 65) sowie die stärker amphibolitfaziell überprägten Gesteine (1, 80), die bereits als High-Alumina- bzw. Kalkalkali-Basalte klassifiziert worden sind. Wahrscheinlich handelt es sich bei den weitgehend amphibolitfaziell rekristallisierten Typen auch um ehemalige helle Eklogite. Die Probe 18, die ebenfalls stärker retrograd überprägt ist und infolge der hohen Al_2O_3-Gehalte in Abb. 48 im High-Alumina-Basalt-Feld liegt, weicht allerdings in ihrem Hauptelementchemismus ($Fe_2O_3\downarrow$, $MgO\downarrow$, $Na_2O\uparrow$) etwas von den hellen Eklogiten ab. Bei dieser Probe handelt es sich allerdings definitiv um einen dunklen Eklogittyp, wobei der posteklogitische Abbau - im Gegensatz zu den amphibolitfaziell rekristallisierten Proben 1 und 80 - nicht über das Symplektitstadium hinausgeht. Die ebenfalls durch hohe Al-Gehalte gekennzeichnete Probe 79 besitzt einen Hauptelementchemismus, der in keiner Weise mit Basalten vergleichbar ist ($FeO\downarrow$, $MgO\downarrow\downarrow$, $CaO\downarrow$, $Na_2O\uparrow\uparrow$).

Für den Vergleich der erzgebirgischen Eklogite mit Back-Arc-Basalten liegen nur in begrenztem Umfang Vergleichsdaten vor. Die Untersuchungen in der Scotia Sea von Saunders & Tarney (1979) zeigen, daß es sich dabei einerseits um relativ primitive Basalte mit 7-8% MgO, andererseits auch um stärker fraktionierte Typen mit 4-5% MgO handeln kann, wobei die Back-Arc-Basalte in ihrem Hauptelementchemismus - bei etwas höheren Alkaligehalten - sowohl MOR-Basalten als auch Inselbogentholeiiten ähneln. Im K_2O/SiO_2-Plot zeigen sie sowohl niedrigere K_2O-Gehalte (0,1-0,3%) als Tholeiite mittelozeanischer Rücken als auch K_2O-Gehalte, die ins Subalkali-Feld reichen (0,35-0,5%). Gleichfalls charakteristisch für Back-Arc-Basalte ist, daß die K_2O- und MgO-reicheren primitiven Typen die höchsten Al_2O_3-Gehalte besitzen, was evtl. auf eine durch Subduktion veränderte Mantelquelle hindeutet. Ein solches Verhalten ist auch bei den untersuchten Proben deutlich ausgeprägt, da die hellen Typen (12, 15, 33.1, 57, 64, 65) sowie die stärker amphibolitfaziell überprägten Gesteine (1, 80) mit den höchsten Al_2O_3- und MgO-Gehalten auch die stärkste K_2O-Anreicherung zeigen, wie dies beispielsweise auch aus der deutlichen positiven Korrelation von Al und K in Tab. 8a hervorgeht.

4.4 Spurenelemente

4.4.1 LIL-Elemente

Die LIL-Elemente (Cs, Rb, K, Ba, Pb, Sr) sind wegen ihres niedrigen Ionenpotentials durch wäßrige Lösungen besonders leicht mobilisierbar, weshalb ihre petrogenetische Aussagefähigkeit im Falle metamorpher Gesteine begrenzt ist. Generell sind die meisten MOR-Basalte, verglichen mit Tholeiiten ozeanischer Inseln und kontinentalen Tholeiiten, an diesen Elementen verarmt. Da die LIL-Elemente mit Ausnahme von Sr inkompatibel sind, sollten ihre Verhältnisse in basaltischen Schmelzen von der Mineralogie der Mantelquelle und dem Grad der Teilschmelzung bzw. der fraktionierten Kristallisation nicht wesentlich beeinflußt werden und daher jenen in der Mantelquelle entsprechen.

In MOR-Basalten sind die größeren Ionen stärker verarmt als die kleineren, so daß die Elementverhältnisse K/Rb, K/Ba und Sr/Rb hier höher sind als in anderen Tholeiiten (Wilson 1989). Back-Arc-Basalte sowie Inselbogentholeiite zeigen gegenüber N-MORB eine relative Anreicherung an K, Rb, Ba und Sr, da diese mobilen Elemente in der Mantelquelle durch subduktionszonengebundene Fluida akkumuliert werden. Gegenüber P-MORB scheinen nur K und Sr angereichert zu sein. Jedoch sind die Elementverhältnisse als petrogenetische Indikatoren besser geeignet, weil sie Unterschiede durch verschiedene Schmelzgrade ausschließen.

Verglichen mit N-MORB ist das K/Rb-Verhältnis der untersuchten Eklogite wesentlich niedriger. Auch die Durchschnittsverhältnisse für P-MORB von etwa 400 (Wilson 1989) werden bei den untersuchten Proben, wo die Werte fast ausnahmslos unter 300 liegen, nicht erreicht. Ebenso ist auch das K/Ba-Verhältnis nicht typisch für MORB. Die Rb/Sr-Werte unterliegen großen Schwankungen, wobei sie für N-MORB ebenfalls zu hoch sind. Dagegen lassen sich diese Elementverhältnisse in Back-Arc-Basalten, Inselbogentholeiiten und, mit Einschränkungen, auch in P-MORB wiederfinden. Obwohl nicht ganz sicher ist, ob die Gehalte dieser mobilen Elemente tatsächlich noch die Schmelzzusammensetzung repräsentieren, deutet doch die positive Korrelation von K, Rb und Ba mit Al sowie zumindest ein schwacher Zusammenhang mit Mg# auf eine primäre Häufigkeitsverteilung hin.

4.4.2 HFS-Elemente

Die Elemente mit hohem Ionenpotential wie Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta werden häufig gemeinsam mit anderen relativ immobilen Elementen (Ti, Y, P) verwendet, um Basalte unterschiedlicher tektonischer Position zu trennen. Generell sind diese Elemente in P-MORB oder Tholeiiten ozeanischer Inseln im Vergleich zu N-MORB angereichert, in Inselbogenbasalten

dagegen verarmt (e.g. Wilson 1989).

In den untersuchten Eklogiten umspannen die Zr-Gehalte einen weiten Bereich, wobei sich eine deutliche Systematik abzeichnet. Niedrige Konzentrationen um 50 ppm und darunter, die charakteristisch für Inselbogenbasalte sind, dominieren in den hellen Eklogiten (Proben 12, 15, 33.1, 57, 64, 65) ebenso wie in den Proben 1 und 80, die von einer weitgehenden amphibolitfaziellen Rekristallisation betroffen sind. Die höchsten Zr-Gehalte von >200 ppm sind erwartungsgemäß in den geringmächtigen Eklogitlagen (Proben 16, 47, 48) bzw. der kleinen Eklogitlinse (61) zu finden, die nach aller Wahrscheinlichkeit eine Kontamination durch das Nebengestein erfahren haben. Außerdem ist in der herausfallenden Probe 79 eine hohe Zr-Konzentration präsent. Die dunklen Eklogite besitzen Zr-Gehalte, die entweder mit MORB (bis zu etwa 100 ppm: Proben 8, 10, 18, 27, 40, 63, 63.1, 129) oder Back-Arc- bzw. Intraplattenbasalten (Proben 3, 4, 5, 6, 7, 9, 28, 33.2, 38, 39, 44, 46, 81, 82) vergleichbar sind.

Die Konzentrationen der Elemente Ta, U und Th liegen, bis auf wenige Ausnahmen, unterhalb der Nachweisgrenze der RFA von 5 ppm. In vielen Fällen betrifft dies auch Nb, wofür allerdings zusätzliche AES-Analysen (Tab. 5) vorliegen. Die höchsten Nb-Gehalte sind in Intraplatten-Tholeiiten sowie -Alkalibasalten mit durchschnittlich 13 bzw. 53 ppm anzutreffen. Durchschnittswerte von 8 ppm sind charakteristisch für P-MORB und Back-Arc-Tholeiite, wobei die niedrigsten Konzentrationen von 3 ppm in N-MORB bzw. von 1 ppm in Inselbogenbasalten anzutreffen sind (Wilson 1989). Die Mehrzahl der untersuchten Eklogite zeigt Nb-Konzentrationen im Bereich von 3 bis 8 ppm, die mit den Werten für Back-Arc-Basalte sowie MORB vergleichbar sind. Zwischen den hellen und den dunklen Eklogittypen bestehen nur geringe Unterschiede, wobei die hellen Typen etwas geringere Gehalte aufweisen. Erhöhte Nb-Gehalte von 30-40 ppm sind in den kontaminierten Proben (16, 46, 47, 48, 61) mit gleichzeitiger Zr-Anreicherung festzustellen.

Weiterhin ist anhand der Zr/Nb-Verhältnisse eine Unterscheidung von N- (>30) und P-MORB (~10) möglich (Sun 1980), wobei aber auch Intraplattenbasalte (Tholeiite und Alkalibasalte) kleine Zr/Nb-Quotienten aufweisen (Pearce 1982). Bei Inselbogen- und Back-Arc-Basalten sind die Zr/Nb-Verhältnisse in der Regel ebenfalls niedrig; allerdings können auch höhere Werte bis zu etwa 40 auftreten. Die meisten hellen und einige dunkle Eklogite (1, 3, 8, 10, 12, 15, 16, 18, 28, 33.1, 64, 65, 80) zeichnen sich durch niedrige Zr/Nb Verhältnisse aus und sind diesbezüglich sowohl mit Intraplatten- und Back-Arc-Basalten als auch mit P-MORB vergleichbar. Dabei sind auch Werte <10 häufig zu beobachten. Nur drei Proben (dunkle Eklogite) besitzen Verhältnisse von >30, was charakteristisch ist für N-MORB.

4.4.3 Ferrophile Elemente

Zu dieser Gruppe gehören die Elemente Cr, V, Sc, Ni und Co, die aufgrund der Einbaumöglichkeiten in Klinopyroxen (Cr, V, Sc) und in Olivin (Ni, Co) über die Magmendifferenzierung Auskunft geben können. Wie in Tab. 8a ersichtlich, besteht zwischen Sc und V bzw. Ti eine deutliche positive Korrelation, die eine Fraktionierung von Titanaugit, aber auch von Ilmenit bedeuten könnte. Cr zeigt eine deutliche Abhängigkeit von Mg bzw. Mg#, was eine gleichzeitige Kristallisation von Olivin und Cr-reichem Spinell bedeuten könnte, wobei die unterschiedlichen Cr-Gehalte im Bereich von etwa 1000 bis 100 ppm verschiedene Fraktionierungsgrade widerspiegeln.

Auch Ni zeigt eine starke positive Korrelation mit Mg. In den "primitiveren" Eklogiten (heller Typ) werden Ni-Gehalte von >100 ppm (15, 57) bzw. >80 ppm (33.1, 65) erreicht. Die dunklen Typen zeichnen sich mit durchschnittlich 60 ppm durch insgesamt geringere Konzentrationen aus. Zwei Proben von hellen Eklogiten liegen allerdings mit ihren Gehalten noch unter dem Durchschnittswert der dunklen Eklogite, womit eine größere Variabilität zum Ausdruck kommt. Die Proben mit stärker fraktioniertem Chemismus (47, 48, 61, 79) sind durch die niedrigsten Ni-Gehalte von ≤20 ppm gekennzeichnet. Solche niedrigen Ni-Gehalte (~10 ppm) sind typisch für Inselbogenbasalte, was darauf hindeutet, daß es sich nicht um primäre Magmen handelt, da sie auf ihrem Weg zur Oberfläche einer Olivinfraktionierung unterliegen. Allerdings entsprechen die Gehalte in den vorliegenden Fällen sicher nicht mehr der Konzentration in der Schmelze.

4.5 Seltene Erden

Die chondritnormierten Verteilungskurven der Seltenen Erden (Abb. 51a-d; Normierung nach Boynton 1984) lassen - wie auch die anderen Spurenelemente - keine Abhängigkeit von der regionalen Position der Eklogite erkennen. Die REE-Verteilungen zeigen keine starke Fraktionierung, wenn man von den durch Kontamination veränderten Eklogiten (46, 48, 61) und der Eklogitprobe 79 sowie einer Nebengesteinsprobe (60) absieht, die von einer relativen Anreicherung der leichten Seltenen Erden betroffen sind (Abb. 51a).

Die dunklen Eklogite (9, 27, 33.2, 63, 129, 38, 40, 82) zeigen teilweise eine mehr oder weniger deutliche relative La-Abreicherung bei sonst fehlender Fraktionierung (Abb. 51b und 51c), wie dies auch in den Äquivalenten aus den alpinen Externmassiven bzw. im Münchberger Gneiskomplex beobachtet wird (Paquette et al. 1989; Stosch & Lugmair 1990). Die Unterschiede der Proben 9 und 10 aus dem gleichen Vorkommen resultieren aus dem metamorphen Lagenbau, der sich in unterschiedlichen Granat-Klinopyroxen-Verhältnissen äußert, wobei in der granatreicheren Lage (10) die schweren Seltenen Erden angereichert

sind. Der Granatpyroxenit (32) weist gegenüber den dunklen Eklogiten etwas niedrigere REE-Konzentrationen bei einer schwachen relativen LREE-Verarmung auf.

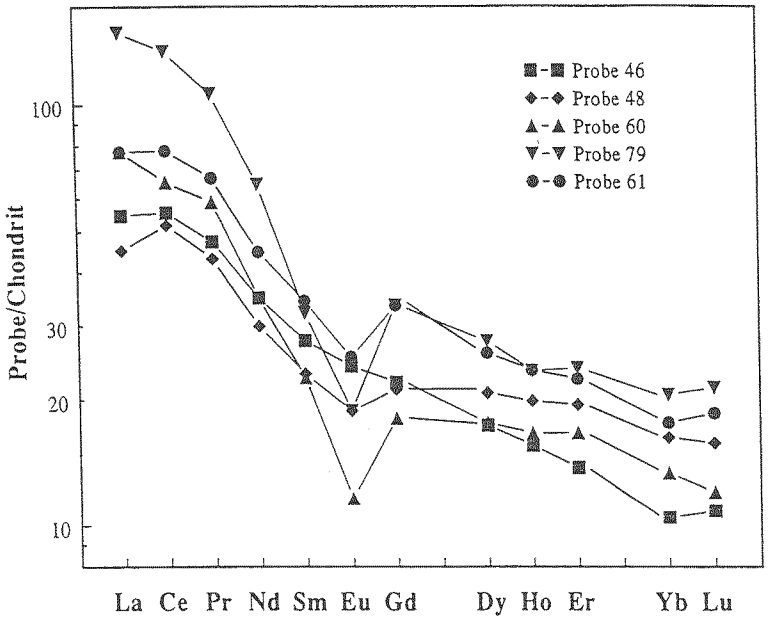


Abb. 51a: Chondritnormierte REE-Verteilungsmuster von Eklogiten aus dem Kontaktbereich zum Nebengestein (Proben 46, 48, 61) und einer Nebengesteinsprobe aus dem mittleren Erzgebirgskristallin sowie der Probe 79 aus dem westlichen Erzgebirgskristallin.

Die hellen Eklogite stellen - verglichen mit den dunklen Typen - auch hinsichtlich ihrer REE-Verteilungen keine so homogene Gruppe dar (Abb. 51d). Ein Teil der hellen Eklogite (12, 15) besitzt REE-Verteilungen, die mit den dunklen Typen identisch sind. Die anderen Vertreter zeigen eine schwache LREE-Anreicherung (33.1, 57, 64, 65), wobei in den Proben aus dem Vorkommen Boden (64, 65) zusätzlich eine deutliche positive Eu-Anomalie ausgebildet ist. Die den hellen Eklogiten geochemisch ähnlichen amphibolitisierten Proben (1 und 80) aus dem mittleren Erzgebirgskristallin (Abb. 51b) sind ebenfalls durch eine leichte Anreicherung der LREE in Kombination mit einer schwachen positiven Eu-Anomalie gekennzeichnet.

Die generell nicht oder nur wenig fraktionierten REE-Muster sprechen für hohe Schmelzraten, wobei auch die für primitive Basalte charakteristischen REE-Konzentrationen von etwa 10-facher Anreicherung gegenüber Chondrit dominieren. Generell nehmen mit steigenden

Schmelzraten die REE- sowie auch die Zr-Gehalte ab; Mg wird dabei angereichert. Das wird auch anhand der untersuchten Proben bestätigt, wobei die niedrigsten REE-Gehalte in den Proben mit den höchsten Mg-Konzentrationen zu beobachten sind (1, 32, 57, 64, 65, 80). Dagegen besitzen die Proben mit den höchsten K_2O-Gehalten die größten LREE/HREE-Quotienten.

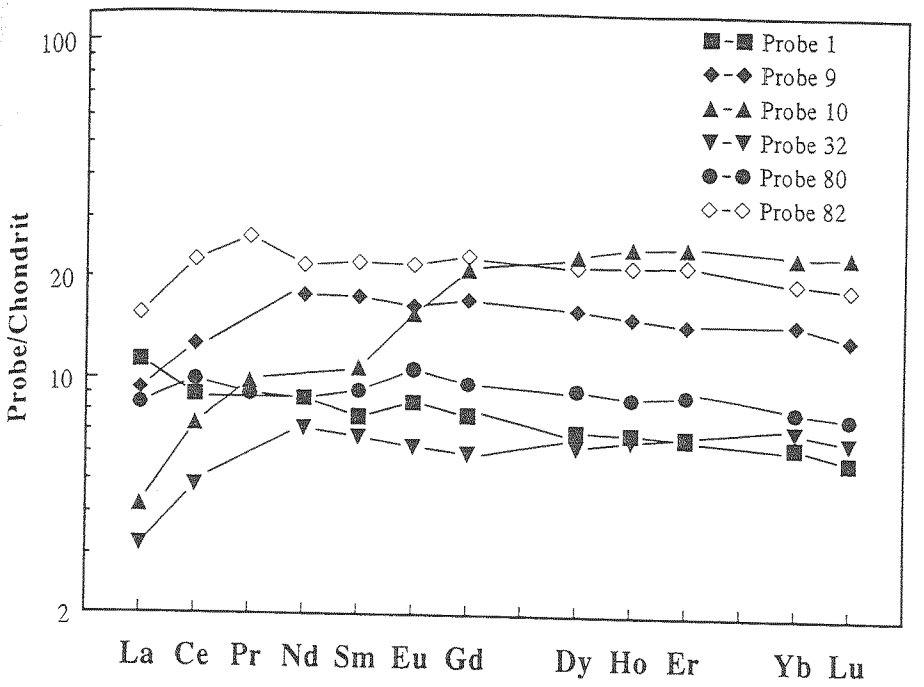


Abb. 51b: Chondritnormierte Verteilungsmuster der Seltenen Erden für die dunklen Eklogite aus dem mittleren Erzgebirgskristallin einschließlich der beiden amphibolitfaziell überprägten Gesteinstypen (1 und 80).

In den meisten Fällen fehlen Eu-Anomalien. Nur in wenigen Proben (48, 60, 61, 79) zeigen sich negative Anomalien, die auf eine fraktionierte Kristallisation von Plagioklas zurückgehen. Die betreffenden Proben sind wiederum durch die höchsten K_2O-Gehalte gekennzeichnet. Die positiven Eu-Anomalien der Proben 64 und 65 sowie 1 und 80 werden höchstwahrscheinlich durch Plagioklas-Akkumulation verursacht. Ein ganz ähnliches REE-Verteilungsspektrum wird auch in den Eklogiten der alpinen Externmassive (Paquette et al. 1989) sowie in den dunklen Typen des Münchberger Gneiskomplexes (Stosch & Lugmair 1990) beobachtet.

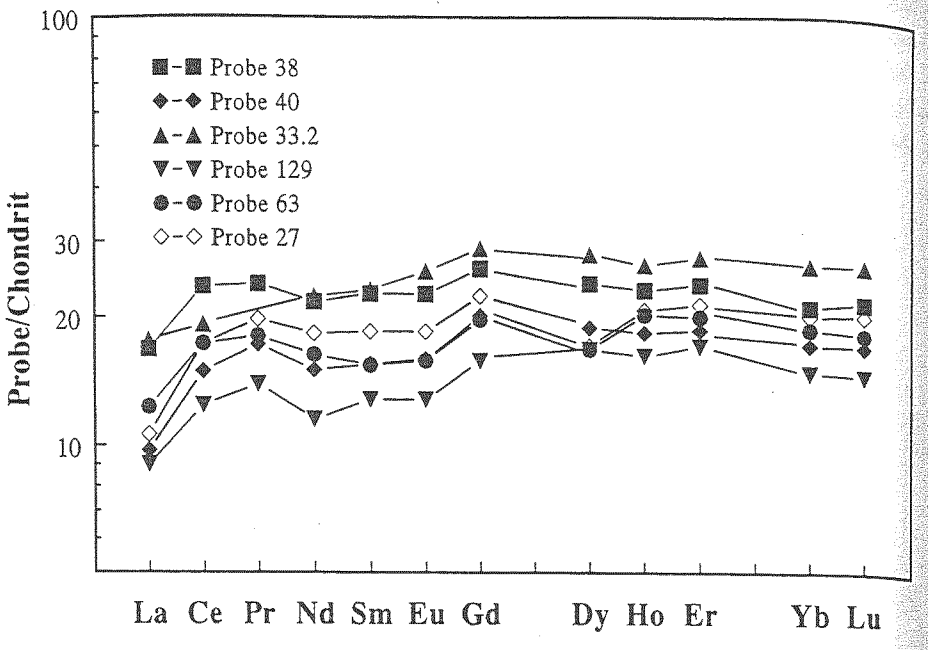


Abb. 51c: Chondritnormierte REE-Verteilungen für die dunklen Eklogite aus dem westlichen sowie dem randlichen Erzgebirgskristallin.

Bei rezenten Basalten können, von Ausnahmen abgesehen, in Abhängigkeit vom geotektonischen Milieu charakteristische REE-Verteilungskurven ausgebildet werden. So besitzt ein typischer N-MORB unfraktionierte HREE und stark verarmte LREE. P-MORB zeigt nur eine leichte Tendenz zur LREE-Abreicherung und ist in einigen Fällen LREE-angereichert. Allgemein besitzt N-MORB $La/Sm_N < 1$ und P-MORB $La/Sm_N > 1$, wobei dieses Elementverhältnis bei den untersuchten Eklogiten wegen der relativen La-Abreicherung nicht sehr aussagekräftig ist. Die REE-Verteilungsmuster von Inselbogenbasalten können LREE-verarmt, unfraktioniert oder auch stark LREE-angereichert sein. Bei Inselbogentholeiiten überwiegen LREE-verarmte, bei Kalkalkalibasalten LREE-angereicherte Kurven. Die Höhe der Gehalte an Sr, K und Ba korreliert dabei mit dem Grad der LREE-Anreicherung. Die Verteilungsmuster von Back-Arc-Basalten sind im wesentlichen flach bei einer etwa 6-bis 30-fachen Anreicherung relativ zu Chondrit und einer leichten Tendenz der LREE-Anreicherung. Sie umspannen den gleichen Bereich wie Inselbogen-Tholeiite und viele MOR-Basalte.

Demnach können die REE-Verteilungsmuster der Mehrzahl der untersuchten Proben am besten mit Back-Arc-Basalten verglichen werden. Unter Berücksichtigung des gesamten

Spektrums der REE-Muster rezenter Basalte (e.g. Saunders 1984) sind aber auch Ähnlichkeiten mit Inselbogenbasalten und N- bis P-MORB festzustellen. Solche REE-Charakteristika sind möglicherweise auch für Tholeiite typisch, die in einem kontinentalen Extensionsregime generiert werden (O'Nions & Clarke 1972; Paquette et al. 1989). Die hellen und die dunklen Eklogite unterscheiden sich - wie vergleichbare Gesteine aus der Kor- und Saualpe sowie dem Münchberger Gneiskomplex (Miller et al. 1988; Stosch und Lugmair 1990) - in ihren REE-Verteilungen, wobei auch die hellen Typen des Erzgebirges zumindest teilweise plagioklasreiche Kumulate darstellen. Eine LREE-Anreicherung in Kombination mit erhöhten K_2O-Gehalten und negativer Eu-Anomalie wird für die Eklogite des Münchberger Gneiskomplexes durch Kontamination mit krustalem Material erklärt (Stosch & Lugmair 1990). Das trifft auch auf einen Teil der erzgebirgischen Eklogite (Proben aus dem Nebengesteinskontakt) zu.

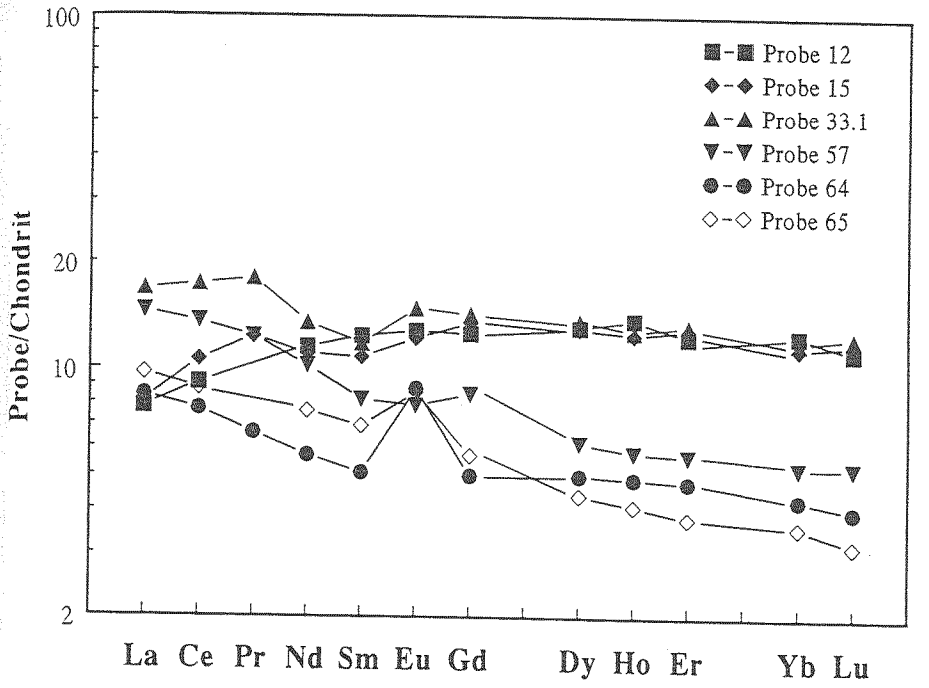


Abb. 51d: Chondritnormierte REE-Verteilungen für die hellen Eklogite aus dem westlichen Erzgebirgskristallin.

4.6 Spidergramme

4.6.1 Chondritnormierte Spidergramme

Die chondritnormierten Elementhäufigkeiten (Normierung nach Sun 1980) der untersuchten Proben sind in Abb. 52a-d dargestellt, wobei die Elemente bis auf Ca, Sr (Feldspat), Y bzw. Yb (Granat) und Ti (Magnetit) inkompatibel sind. Generell sollten die etwas weniger inkompatiblen Elemente (in der rechten Hälfte der Spidergramme) in partiellen Schmelzen weniger angereichert werden. Die Kurven einiger dunkler Eklogite steigen allerdings nach rechts an (Abb. 52c), so wie dies auch auf normale MOR-Basalte zutrifft. Da die Kurven von MOR-Basalten in der Regel die Elementmuster in der Mantelquelle widerspiegeln, läßt dieses Verhalten auf eine Verarmung der stärker inkompatiblen Elemente über geologische Zeiträume in der Quelle schließen. Im Unterschied dazu zeigen die hellen Eklogite eine Anreicherung der meisten inkompatiblen Elemente (Abb. 52d). Das gilt erwartungsgemäß auch für die kontaminierten Eklogite (46, 48, 61) sowie das Nebengestein (60) und die Probe 79 (Abb. 52a). Ein solcher Kurvenverlauf ist für angereicherten MORB und IAB typisch.

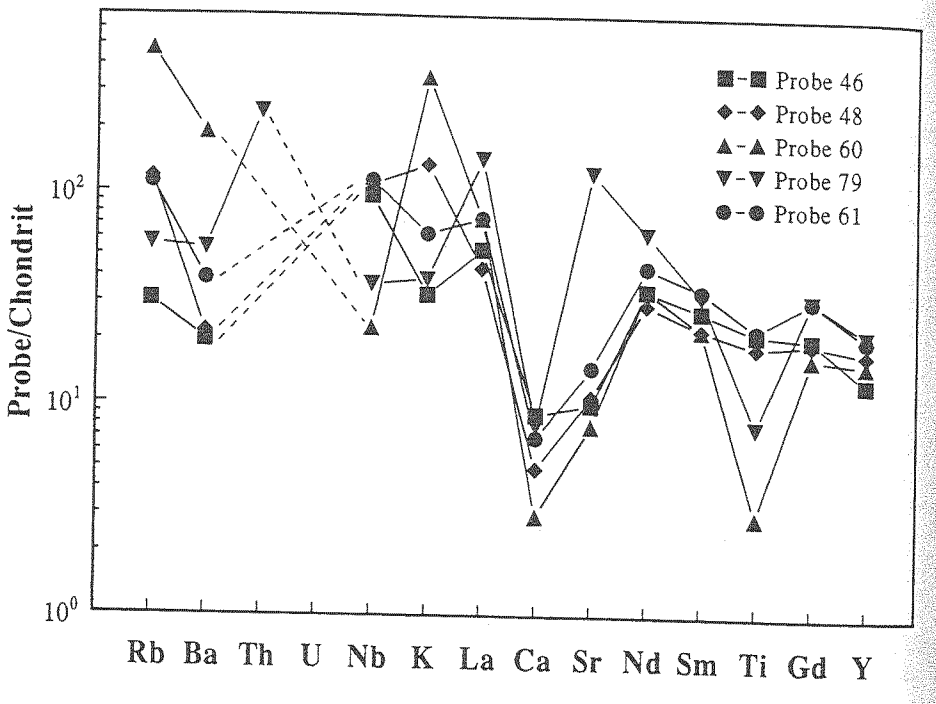


Abb. 52a: Chondritnormierte Elementverteilungen (Normierung nach Sun 1980) der Eklogite aus dem Nebengesteinskontakt (46, 48, 61) und dem Nebengestein (60) sowie der Probe 79.

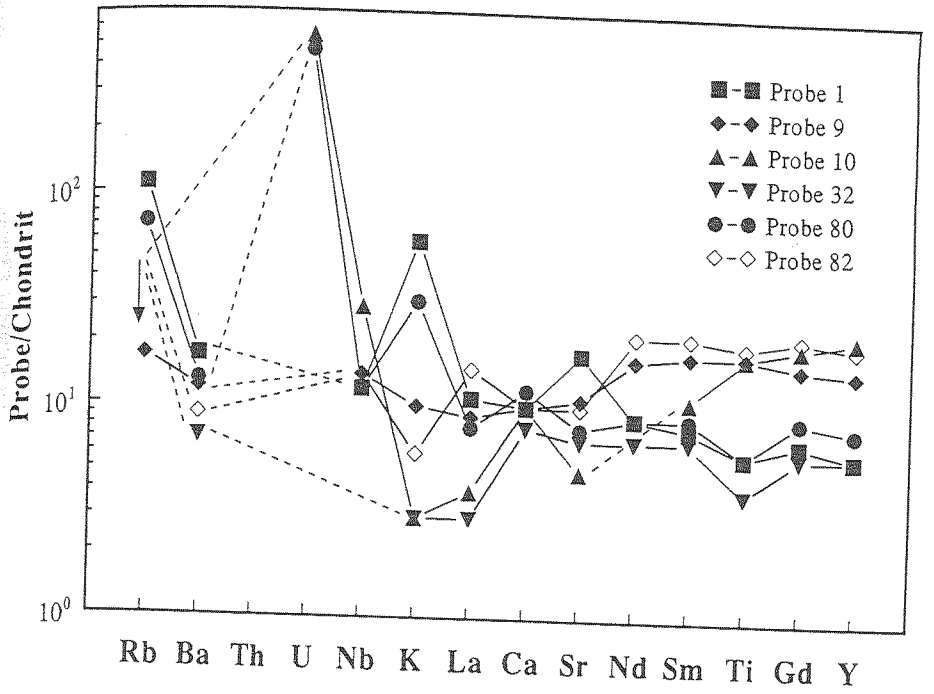


Abb. 52b: Chondritnormierte Elementhäufigkeiten für die dunklen Eklogite aus dem mittleren Erzgebirgskristallin einschließlich der beiden amphibolitfaziell überprägten Gesteinstypen (1 und 80).

Weiterhin besitzen die Kurven von einer Reihe von Proben (9, 12, 15, 27, 33.1, 33.2, 38, 40, 63, 82, 129) eine relativ glatte Form, wie dies für rezente MOR- oder auch Ozeaninsel-Basalte charakteristisch ist, wobei letztere die stärker inkompatiblen Elemente, besonders aber Nb und Ta, bevorzugt anreichern. Dagegen zeichnen sich die Kurven subduktionsgebundener Basalte durch deutliche Peaks (vor allem bei Sr, K, Ba, ±U) und einen Nb-"Trog" aus, wobei positive Abweichungen durch Elemente hervorgerufen werden, die der Mantelquelle durch Fluida zugefügt worden sind. Durch solche Peaks sind die hellen Eklogite (57, 64, 65) sowie die amphibolitisierten Proben (1, 80) gekennzeichnet. Dies sind genau jene Proben, die sich durch LREE-Anreicherung auszeichnen. Auf deren Vergleichbarkeit mit Inselbogenvulkaniten wurde in diesem Zusammenhang bereits hingewiesen. Allerdings lassen die positiven Eu-Anomalien (Abb. 51d) und die positiven Sr- und K-Peaks (Abb. 52d) eher auf Plagioklas-reiche Kumulate als auf eine primäre Schmelzzusammen-

setzung schließen. Das wird auch durch die negativen Sr- und K-Peaks in den assoziierten dunklen Typen aus dem westlichen Erzgebirgskristallin deutlich (Abb. 52c), die aus einer fraktionierten Kristallisation von Plagioklas resultieren und für beide Eklogittypen auf ein gemeinsames Ausgangsmagma schließen lassen. Demgegenüber sind die dunklen Eklogite aus dem mittleren Erzgebirgskristallin, aus deren näherer Umgebung bisher keine hellen Eklogittypen bekannt sind, erwartungsgemäß nicht durch derartige relative Sr-Verarmungen gekennzeichnet.

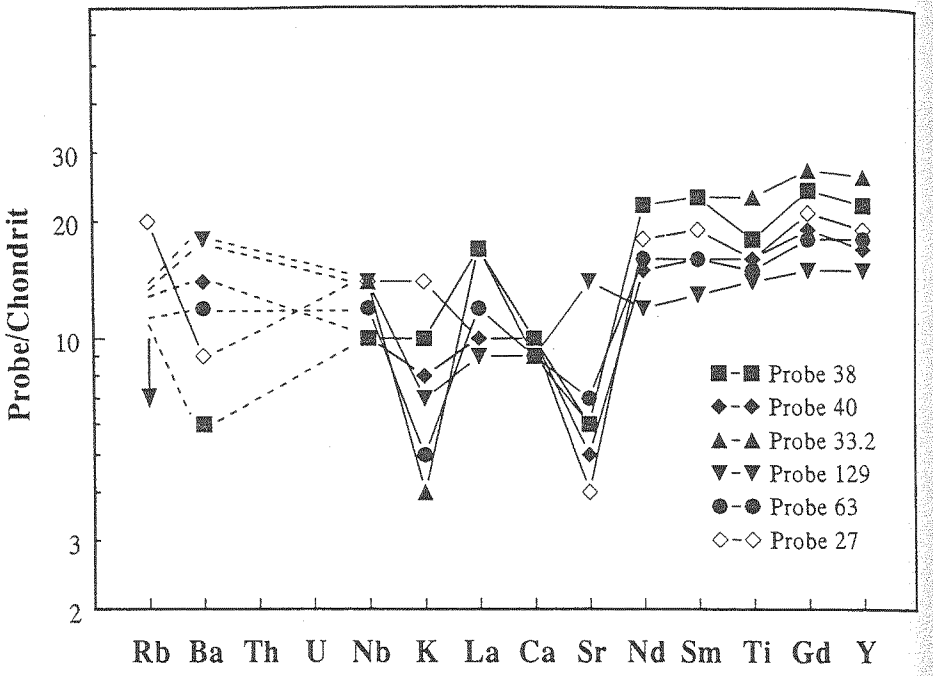


Abb. 52c: Chondritnormierte Elementverteilungen für die dunklen Eklogite aus dem westlichen sowie dem randlichen Erzgebirgskristallin.

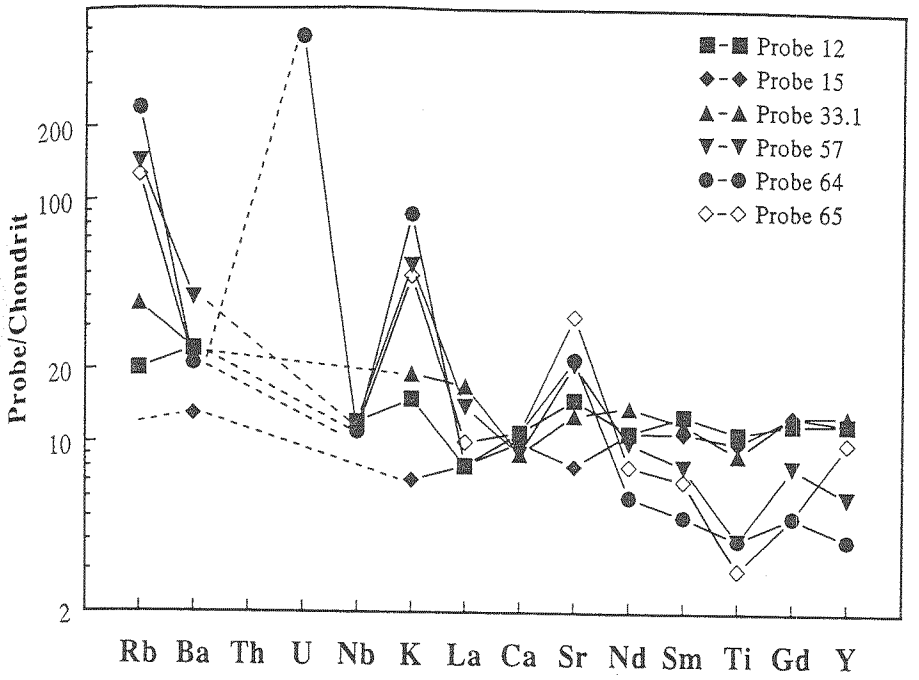


Abb. 52d: Chondritnormierte Elementverteilungen für die hellen Eklogite aus dem westlichen Erzgebirgskristallin.

4.6.2 MORB-normierte Spidergramme

Zum Vergleich der Charakteristika verschiedener Basalttypen bietet sich eine modifizierte Form von Spidergrammen (Abb. 53a-d) an: die Normierung auf normalen MORB (Pearce 1983). Hier werden zwei Gruppen von Elementen verwendet, die sich durch ihre Mobilität in wäßrigen Fluida unterscheiden, wobei auf der linken Seite der Diagramme die mobilen Elemente wie Sr, K, Rb und Ba dargestellt werden. Außerdem nimmt im Diagramm die Inkompatibilität der immobilen (in der rechten Hälfte) und der mobilen Elemente von außen nach innen zu. Die Form der sich ergebenden Kurven soll nach Pearce (1983) durch fraktionierte Kristallisation oder verschiedene Teilschmelzraten nicht wesentlich verändert werden, wodurch Rückschlüsse auf die Mantelquelle möglich sind.

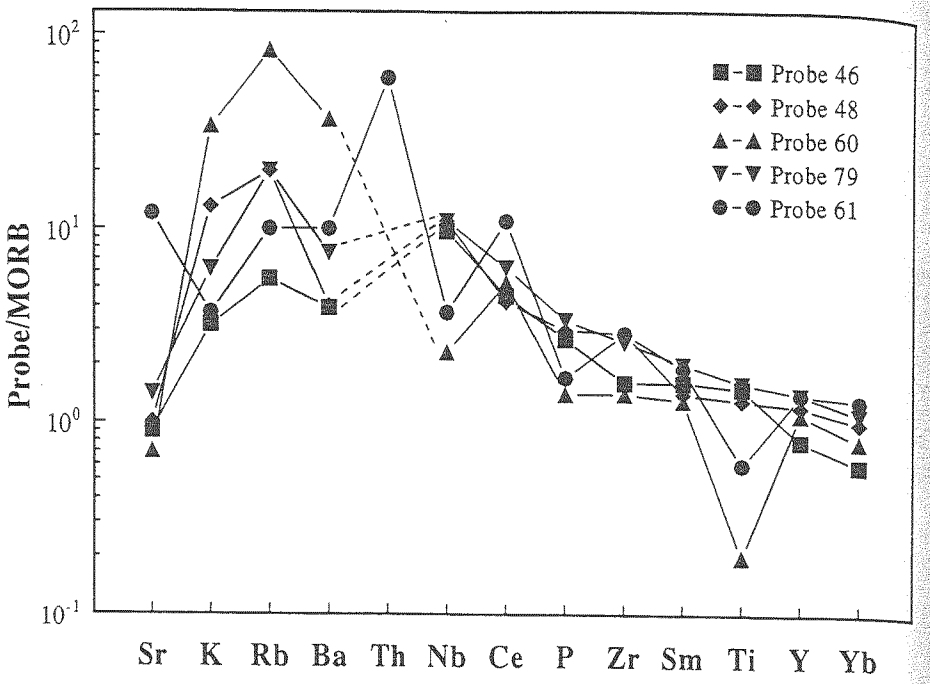


Abb. 53a: MORB-normierte Elementverteilungen (Normierung nach Pearce 1983) von Eklogiten aus dem Nebengesteinskontakt (46, 48, 61) und einer Nebengesteinsprobe sowie der Probe 79 aus dem westlichen Erzgebirgskristallin.

Viele dunkle (9, 10, 27, 33.2, 38, 40, 63, 82, 129) und einige helle (12, 15, 33.1) Eklogite besitzen MORB-ähnliche Elementverteilungen. Eine ebenso große Zahl von Proben verschiedenster Art (46, 48, 57, 60, 61, 64, 65, 79, 1, 80) ist durch eine Anreicherung der mobilen Elemente gekennzeichnet, wobei die Gehalte der immobilen Elemente wiederum im Bereich von normalem MORB oder darunter liegen. Es handelt sich dabei einerseits um helle Eklogite sowie andererseits um postmagmatisch modifizierte Typen sowie um den "nichtbasaltischen" Eklogit (79). Eine solche selektive Anreicherung von inkompatiblen Elementen mit niedrigem Ionenpotential (Sr, K, Ba, Rb, ±Th) und geringere Gehalte an Elementen mit hohem Ionenpotential (Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb, Sc, Cr), bezogen auf N-MORB, ist auch kennzeichnend für Inselbogenbasalte (Pearce 1982). Im Bereich der Elemente Nb-Yb verlaufen die Verteilungskurven bei IAB parallel zu der MORB-Linie, aber auf einem niedrigeren Niveau. Die geringen Konzentrationen dieser immobilen Elemente sind durch hohe Teilschmelzraten, die Stabilität residualer Akzessorien

im Mantel (z. B. Rutil, Zirkon, Titanit) sowie Teilschmelzung einer bereits verarmten Mantelquelle bedingt (Pearce 1982). Die Elemente mit kleinem Ionenpotential sind leicht mobilisierbar, wobei ihre Anreicherung in Inselbogenbasalten auf Metasomatose der Mantelquelle durch wäßrige Fluida aus der subduzierten ozeanischen Kruste zurückgeführt wird. Gleichermaßen könnte eine Anreicherung der mobilen Elemente - wie bereits mehrfach betont - auf sekundäre Prozesse zurückgeführt werden. Eine Reihe der bereits genannten Proben sind ebenfalls mit Back-Arc-Basalten vergleichbar. Generell weisen Back-Arc-Basalte geochemische Gemeinsamkeiten entweder mit angereichertem MORB (P-Typ) oder mit Inselbogentholeiiten auf.

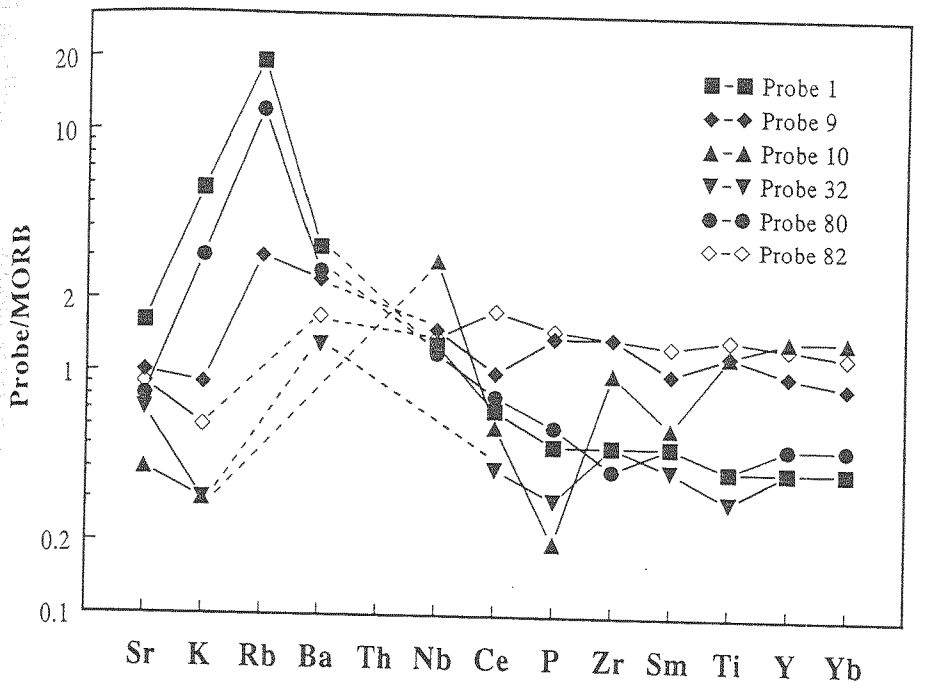


Abb. 53b: MORB-normierte Elementhäufigkeiten für die dunklen Eklogite aus dem mittleren Erzgebirgskristallin einschließlich der beiden amphibolitfaziell überprägten Gesteinstypen (Proben 1 und 80).

Bei wenigen Proben (1, 57, 64, 65, 80) zeichnen sich Minima von Ti gegenüber Sm ab. Ein solcher Kurvenverlauf ist bei rezenten subduktionsgebundenen Basalten, wie tholeiitischen und vor allem kalkalkalischen Basalten aus Inselbögen sowie Basalten aus dem Back-Arc-

Bereich, zu beobachten und wird auch für die Metabasite der Erbendorfer Grünschieferzone beschrieben (Schüssler et al. 1989). Ob die betreffenden Proben auch Nb-Minima aufweisen, läßt sich aus den RFA-Daten nicht entnehmen, da die Nb-Konzentrationen oft unterhalb der Nachweisgrenze liegen. Durch Krustenkontamination können allerdings Basalten konvergenter Plattengrenzen ähnliche Spurenelementmuster entstehen, wobei die Nb-Ti-Minima dann nicht aus einer Verarmung dieser Elemente, sondern aus der Anreicherung der angrenzenden Elemente im Spidergramm resultieren (Pearce 1983). Solche Ti- und Nb-Minima in Kombination mit einer Anreicherung der lithophilen Elemente sind auch für die Eklogite aus den alpinen Externmassiven charakteristisch, was den Einfluß kontinentaler Kruste bzw. eine subkontinentale Magmenquelle anzeigen könnte, wobei für die tholeiitischen Edukte eine Entstehung in einer verdünnten kontinentalen Kruste angenommen wird (Paquette et al. 1989).

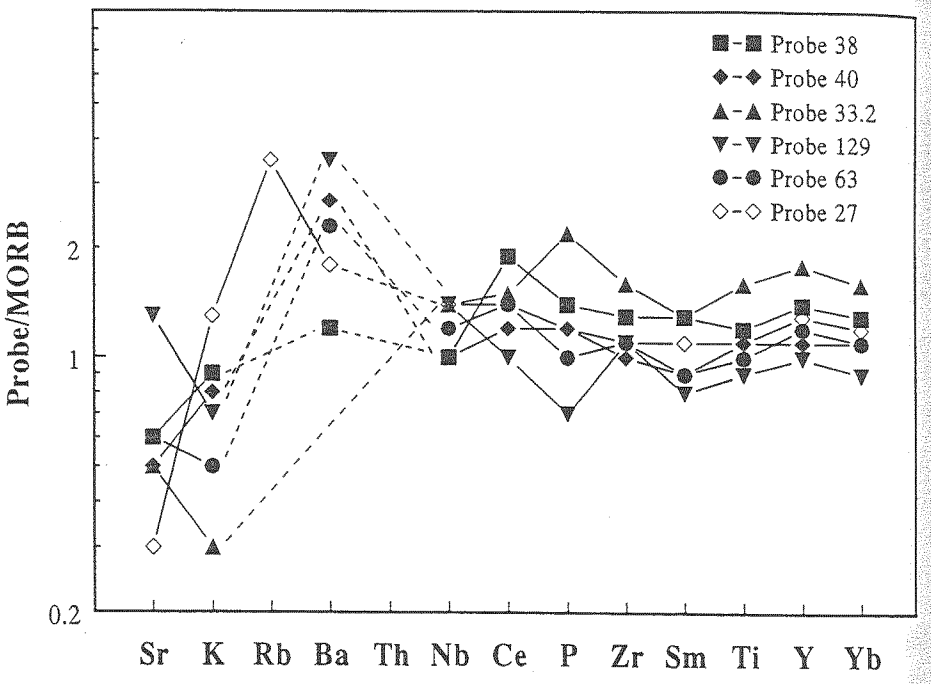


Abb. 53c: MORB-normierte Elementverteilungen für die dunklen Eklogite aus dem westlichen sowie dem randlichen Erzgebirgskristallin.

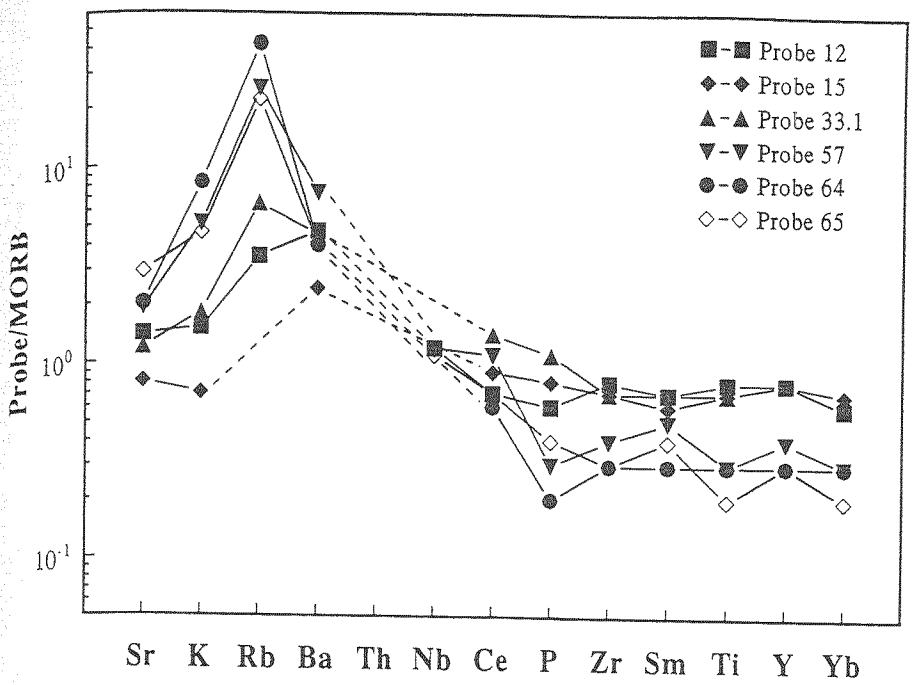


Abb. 53d: MORB-normierte Elementverteilungen für die hellen Eklogite aus dem westlichen Erzgebirgskristallin.

4.7 Paläotektonische Position der basaltischen Edukte

In den vergangenen zwei Jahrzehnten wurden die geochemischen Eigenschaften rezenter Vulkanite in Beziehung zu ihrem tektonischen Förderort untersucht. Die daraus entwickelten empirischen Diskriminanzdiagramme gestatten Rückschlüsse auf den geotektonischen Entstehungsort von Paläovulkaniten. Geochemische Unterschiede in den Magmen, in Abhängigkeit vom geotektonischen Bildungsort, entstehen durch verschiedene Grade partiellen Schmelzens, Kontaminationsvorgänge beim Magmenaufstieg, verschiedenartige Fraktionierungsprozesse sowie unterschiedliche Zusammensetzung der Magmenquelle (Mantelheterogenitäten). Generell wird zwischen Plattenrand- und Intraplattenbasalten unterschieden. Zu den Plattenrandbasalten gehören einmal die an divergierende Plattenränder gebundenen Basalte mittelozeanischer Rücken und zum anderen die subduktionsgebundenen Basalte aus dem Inselbogen- und dem Back-Arc-Bereich.

Es ist allerdings unklar, ob diese Diskriminanzverfahren auf Paläovulkanite uneingeschränkt anwendbar sind, da im Präkambrium oder im frühen Paläozoikum etwas andere Prozesse der Magmenentstehung gewirkt haben können. Insbesondere muß der präkambrische Mantel reicher an inkompatiblen Elementen gewesen sein. Darüber hinaus ist eine Differenzierung zwischen ozeanischen und kontinentalen Tholeiit-Serien wegen ähnlicher Haupt- und Spurenelementgehalte sehr schwierig. Beispielsweise ordnet sich eine Reihe rezenter kontinentaler Flutbasalte in verschiedenen Diskriminanzdiagrammen nicht in das Within-Plate-Feld ein (Holm 1982; Marsh 1987). Außerdem ist die Aussagefähigkeit der empirischen Klassifikationsdiagramme im Falle hochmetamorpher Gesteine wegen der Komplexität der prä-, syn- und postmetamorphen Prozesse begrenzt. Die Anwendung mehrerer Diagramme mit verschiedenen Elementkombinationen erleichtert das Erkennen primärer und alterationsbedingter geochemischer Merkmale und erhöht die Chance der Zuordnung zu einem paläotektonischen Milieu.

Für die vorliegenden Untersuchungen werden hauptsächlich solche Diskriminationsmethoden angewendet, die überwiegend oder ausschließlich mit immobilen Elementen operieren. Jedoch können Elemente, die sich beispielsweise bei der Verwitterung immobil verhalten, bei der Metamorphose mobilisiert werden. Besonders leicht mobilisierbar in wäßrigen Systemen sind die Elemente mit kleinem Ionenpotential wie Cs, Rb, K, Na, Li, Ba, Sr, Ca, Mn und La oder solche mit einem sehr großen Potential. Besser geeignet für eine tektonomagmatische Klassifikation sind immobile Spurenelemente wie Ti, Zr, Hf, Nb, Y, Ta und die Seltenen Erden. Die Hauptelemente eignen sich ebenfalls nur bedingt für eine tektonomagmatische Diskriminierung. Allerdings sind bestimmte Magmenserien mit einem konkreten tektonischen Milieu assoziiert, wie z.B. die Bindung kalkalkalischer Magmen an Subduktionszonen, wobei die erzgebirgischen Eklogite einen tholeiitischen oder auch einen kalkalkalischen Chemismus besitzen (Kapitel 4.3).

Im Diagramm Zr/Y versus Ti/Y zur Unterscheidung von Intraplatten- und Plattenrandbasalten (Abb. 54) nach Pearce & Gale (1977) wird die plattenrandgebundene Entstehung der magmatischen Edukte deutlich. Ausgenommen sind zwei der kontaminierten Proben (16 und 46), die eindeutig im Intraplattenfeld liegen. Für eine stoffliche Wechselwirkung mit dem Nebengestein spricht ebenfalls die Einordnung weiterer Proben aus dem gleichen Aufschluß (47, 48) in das Plattenrandfeld, weshalb auch die Proben 16 und 46 aus der weiteren Differenzierung nicht ausgeschlossen werden.

Zur weiteren Unterscheidung der Plattenrandbasalte in MORB und IAT stehen verschiedene Möglichkeiten zur Verfügung. Generell sind rezente IAT gegenüber N-MORB reicher an Ba, Sr, Rb, K und Th sowie ärmer an einigen inkompatiblen Elementen wie Ti, Y, Nb und Zr. Die in IAT primär verarmten Elemente können bei der fraktionierten Kristallisation soweit angereichert werden, daß MORB-ähnliche Werte erreicht werden. Aus diesem Grund werden

die ursprünglich abgereicherten Elemente unter Einbeziehung eines als Fraktionierungsindex dienenden Elementes, wie Ni oder Cr, betrachtet.

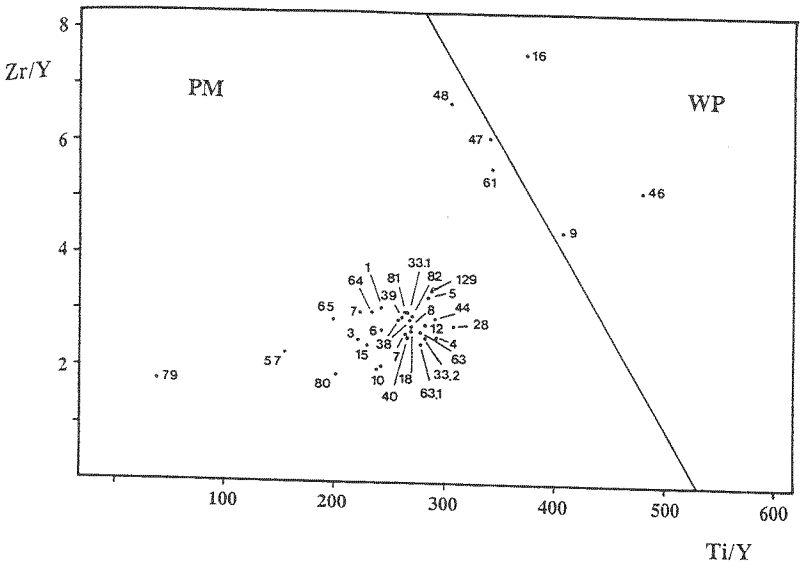


Abb. 54: Unterscheidung von Plattenrand- (PM) und Intraplattenbasalten (WP) mittels Zr/Y vs. Ti/Y (ppm) nach Pearce & Gale (1977)

Die Differenzierung von Basalten konvergenter und divergenter Plattengrenzen durch die empirischen Diagramme nach Pearce (1975) bzw. Capedri et al. (1980) zeigt für die dunklen Eklogite eine Zuordnung zu Ozeanbodenbasalten (Abb. 55 und 56). Demgegenüber sind die kontaminierten (46, 47, 48, 61) bzw. stark retrograden Typen sowie die Mehrzahl der hellen Eklogite durch eine LKT-Affinität gekennzeichnet.

Der P-Ti-Plot (Abb. 57) zeigt für die meisten Proben eine MORB-Affinität, wobei das Diagramm keine Differenzierung zwischen IAB und OFB vorsieht. Die hellen Eklogite, die vielfach mit IAB verglichen werden können, liegen allerdings infolge niedriger Ti- und P-Gehalte teilweise außerhalb der Feldergrenze für MORB. Die kontaminierten Eklogite lassen wegen der P_2O_5-Anreicherung eine Tendenz zu Tholeiiten ozeanischer Inseln bzw. Alkalibasalten erkennen.

In Abb. 58 wird ebenfalls die Ähnlichkeit vieler Proben mit ozeanischen Tholeiiten deutlich, wobei wiederum die hellen Eklogite eher mit kontinentalen Tholeiiten zu vergleichen sind. Die aller Wahrscheinlichkeit nach kontaminierten Proben (16, 46, 47, 48, 61) besitzen in

diesem Diagramm nur eine kleine Streubreite, wobei sie sich von allen anderen Proben durch ihre Lage im Grenzbereich der Felder kontinentale Tholeiite/Alkalibasalte abheben.

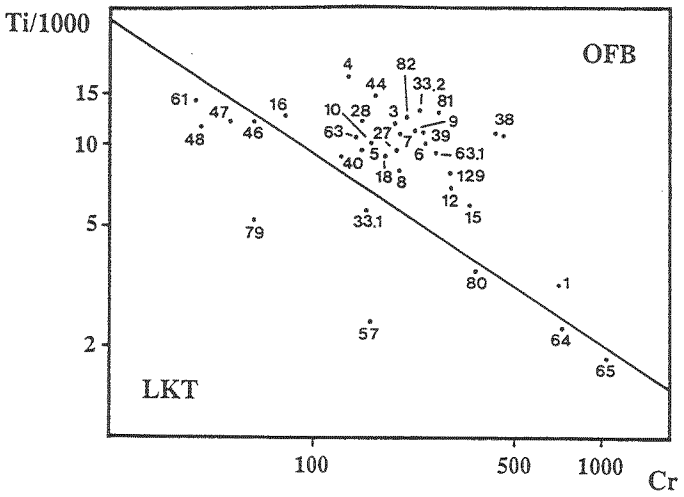


Abb. 55: Differenzierung von LKT und OFB anhand von Ti und Cr (ppm) nach Pearce (1975)

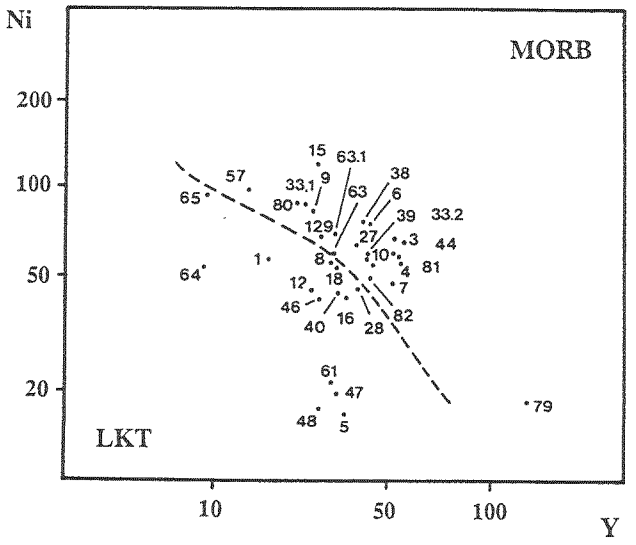


Abb. 56: Differenzierung von LKT und OFB anhand von Ni und Y nach Capedri et al. (1980)

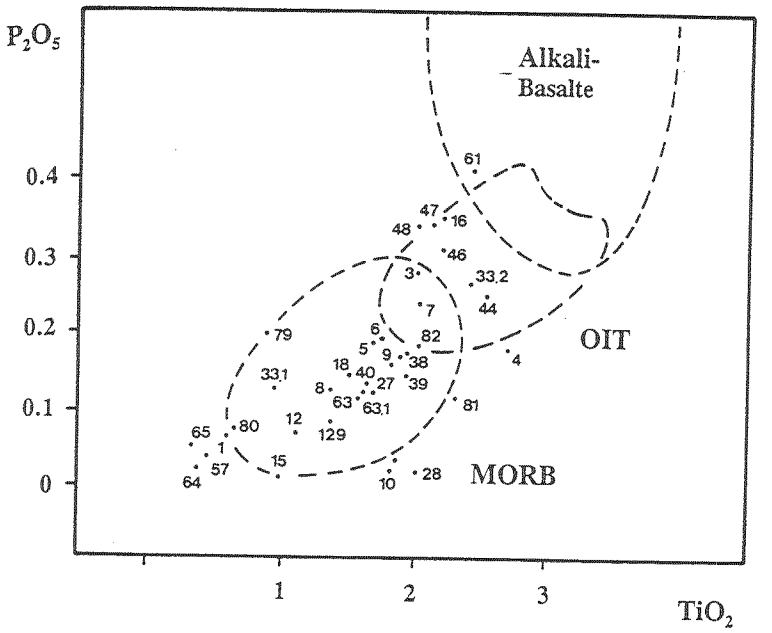


Abb. 57: Diagramm zur Unterscheidung von MORB, Tholeiiten ozeanischer Inseln und Alkalibasalten mittels P_2O_5 und TiO_2 nach Ridley et al. (1974)

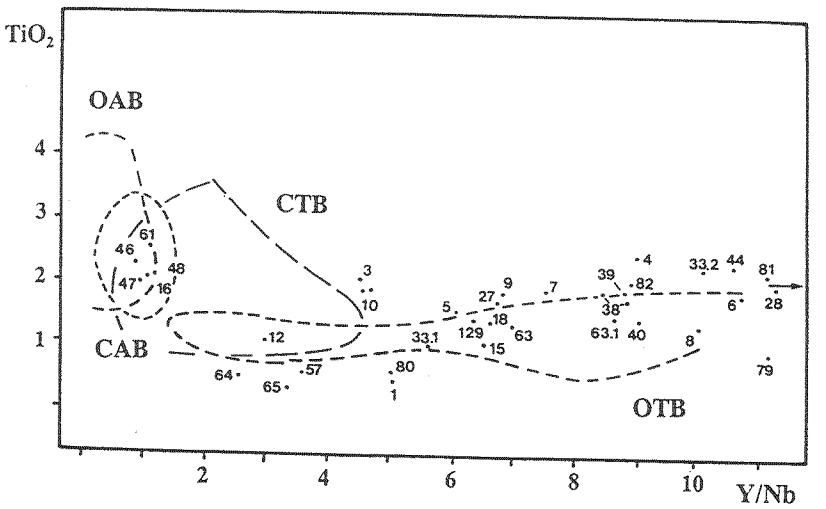


Abb. 58: Diagramm TiO_2 vs. Y/Nb zur Unterscheidung von ozeanischen und kontinentalen Alkali- (OAB, CAB) und Tholeiit-Basalten (OTB, CTB) nach Winchester & Floyd (1976)

Eine weitere Unterscheidungsmöglichkeit zwischen Inselbogentholeiiten (ein Teil der hellen Eklogite), MORB + Back-Arc-Basalten (die dunklen und einige helle Eklogite) sowie Ozeaninsel- und Alkalibasalten (Proben aus dem Kontaktbereich zum Nebengestein) ergibt sich durch das V/Ti-Verhältnis (Abb. 59). Beide Elemente gelten als relativ immobil und verhalten sich bei Alterationsvorgängen adäquat, so daß mit relativ konstanten Verhältnissen gerechnet werden kann.

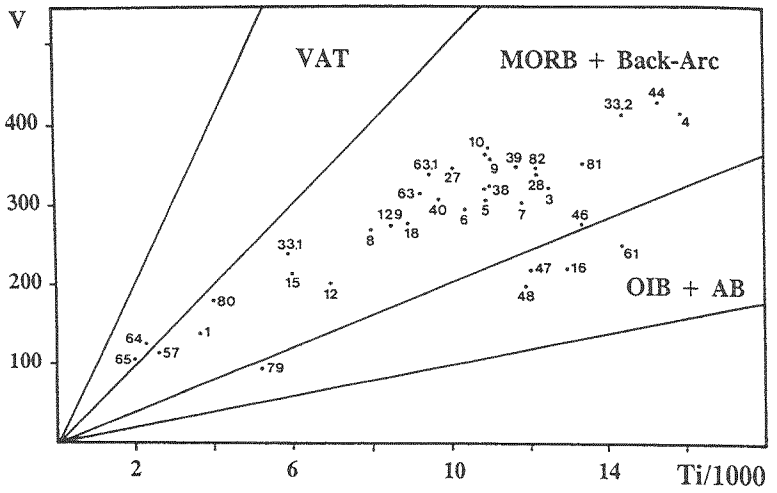


Abb. 59: Unterscheidung von Inselbogen-Tholeiiten (VAT), MORB + Back-Arc-Basalten sowie Ozeaninsel- und Alkalibasalten anhand von V und Ti nach Shervais (1982)

Die Abb. 60, 61 und 62 erlauben bei unterschiedlicher Kombination der Elemente Zr, Y, Ti und Cr ebenfalls eine Zuordnung der untersuchten Proben zu drei verschiedenen Gruppen: Die hellen (33.1, 57, 64, 65, ±12, ±15) und die amphibolitisierten Eklogite (1, 80) besitzen geochemische Ähnlichkeiten mit Inselbogenbasalten; die dunklen Eklogite sind mit MOR-Basalten vergleichbar; und die Proben aus dem Nebengesteinskontakt zeigen erwartungsgemäß deutliche Tendenzen zu Intraplattenbasalten. Die Probe 79 liegt in Abb. 60 und 62 außerhalb der Feldergrenzen.

Eine Differenzierung von IAB und MORB ist auch anhand der chondritnormierten Elementverhältnisse Ba/La versus La/Sm möglich (Arculus & Powell 1986). Die hohen Ba/La-Verhältnisse in IAB verglichen mit MORB sind ein Ergebnis der Anreicherung von Ba im Mantelkeil durch Fluida der Subduktionszone, wobei das Ba aus subduzierten ozeanischen Sedimenten stammt (Hole et al. 1984). Wie die Abb. 63 zeigt, besitzen die hellen Eklogite erhöhte Ba/La-Verhältnisse und lassen sich dementsprechend mit IAB vergleichen.

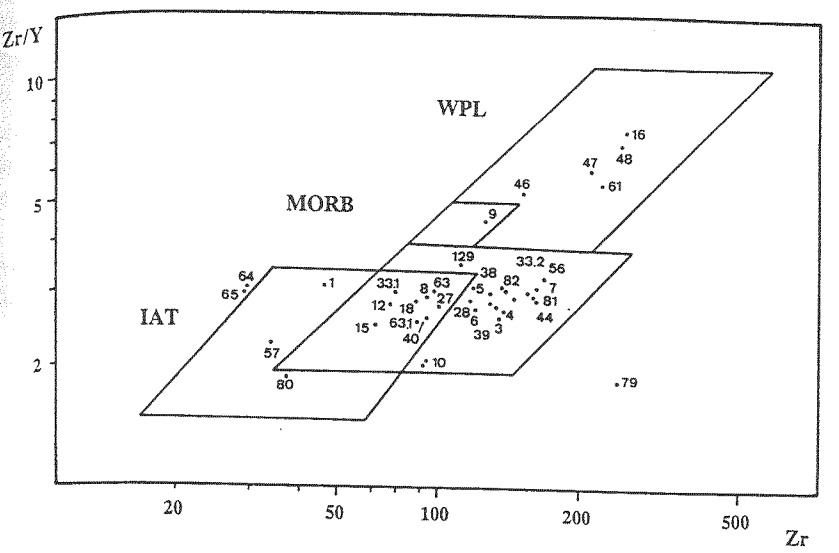


Abb. 60: Unterscheidung von Inselbogentholeiiten, MORB und Intraplattenbasalten mittels Zr/Y vs. Zr (ppm) nach Pearce & Norry (1979)

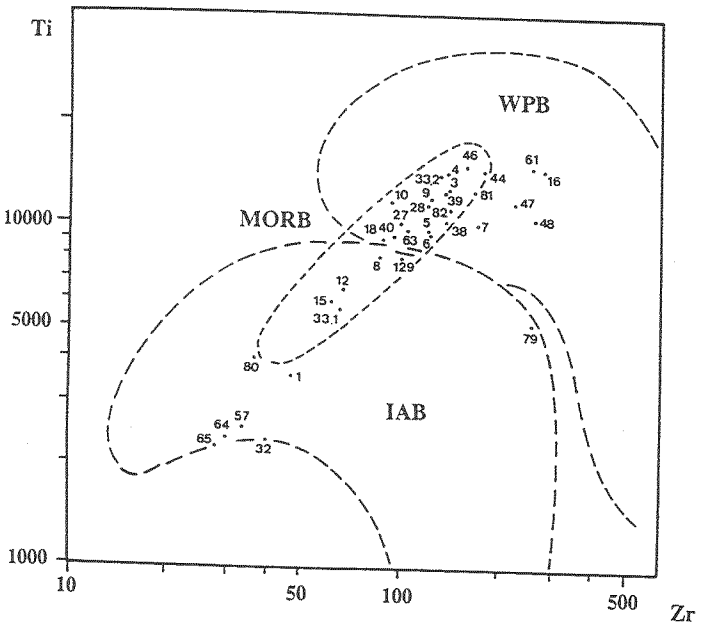


Abb. 61: Diagramm Ti vs. Zr (ppm) zur Differenzierung von IAB, MORB und WPB nach Pearce (1982)

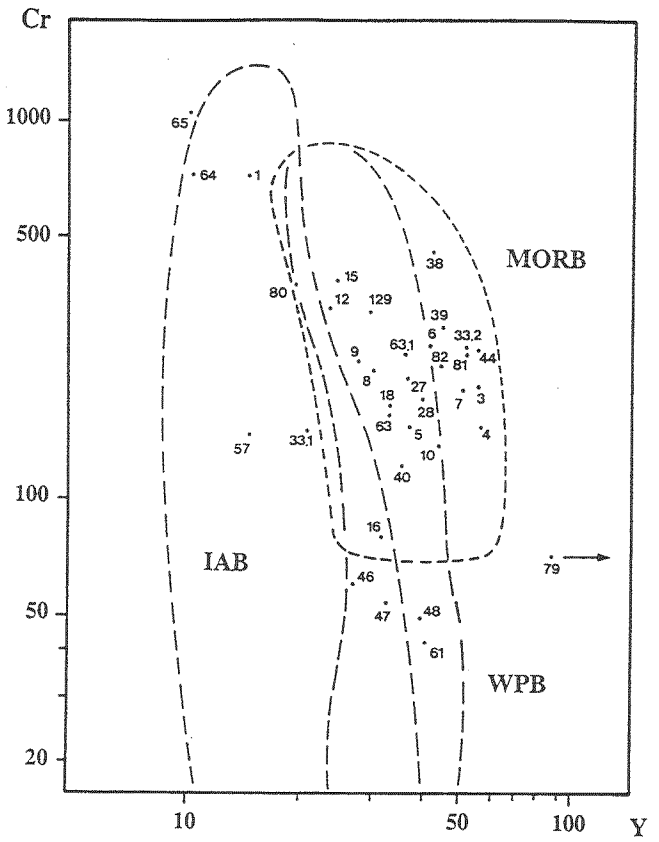


Abb. 62: Klassifikation von IAB, MORB und WPB im Diagramm Cr - Y (ppm) nach Pearce (1982)

Im Ti-Zr-Sr-Plot (Abb. 64) nach Pearce & Cann (1973) trennen sich einige helle Eklogite mit Inselbogen-Affinität ebenfalls vom OFB-Feld ab, wobei weitere Proben dieses Eklogittyps, die in anderen Diagrammen Ähnlichkeiten mit IAB zeigen, im OFB-Feld zumindest deutlich von den dunklen Eklogiten abgegrenzt werden können.

Obwohl eine tektonomagmatische Differenzierung von Basalten anhand der Hauptelemente wegen ihrer relativen Mobilität kritisch bewertet werden muß, zeichnen sich dennoch in dem Diskriminanzdiagramm nach Pearce (1976) ähnliche Tendenzen wie in den Spurenelement-Plots ab. In der Abb. 65 wird die dichte Punktlage der Erzgebirgseklogite (hauptsächlich dunkler Typ) im OFB Feld deutlich. Die hellen und die kontaminierten Eklogite zeigen eine

Affinität zu Inselbogenbasalten. Pearce (1976) zeigt, daß durch postmagmatische Mobilität eine Erhöhung von F2 möglich ist, was eine Drift der Projektionspunkte vom OFB-Feld in das CAB+LKT- oder das SHO-Feld bewirkt. Das scheint auf die Eklogite aus dem Nebengesteinskontakt zuzutreffen, da die Probe 46 noch im Feld für Ozeanbodenbasalte liegt, und die anderen Proben (16, 47, 48) aus dem gleichen Aufschluß - bei einer größeren Streubreite - einer Verschiebung in Richtung Inselbogenbasalte unterliegen.

Auch die Kombination der Elemente Mn-Ti-P (Abb. 66) bestätigt die anhand zahlreicher Diagramme getroffenen Aussagen.

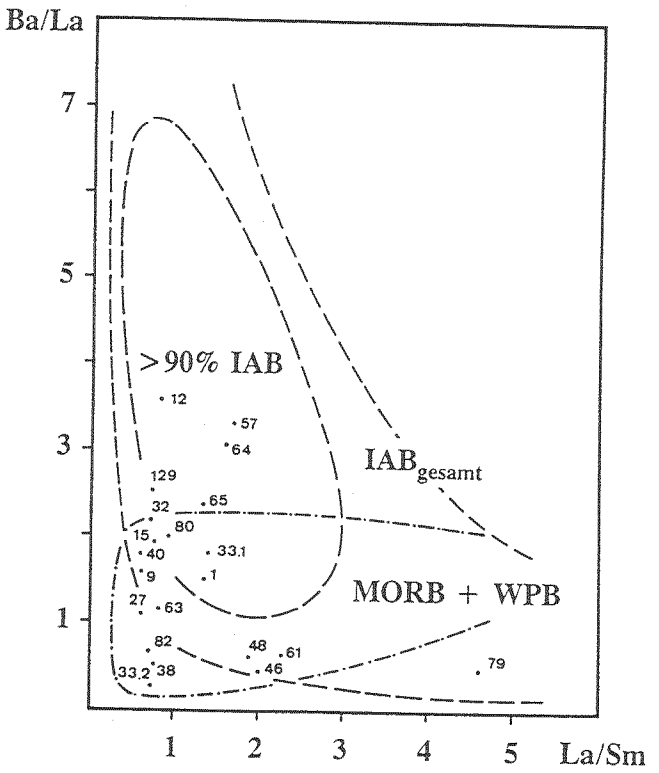


Abb. 63: Unterscheidung von IAB und MORB + WPB im Diagramm Ba/La vs. La/Sm (ppm) nach Arculus & Powell (1986)

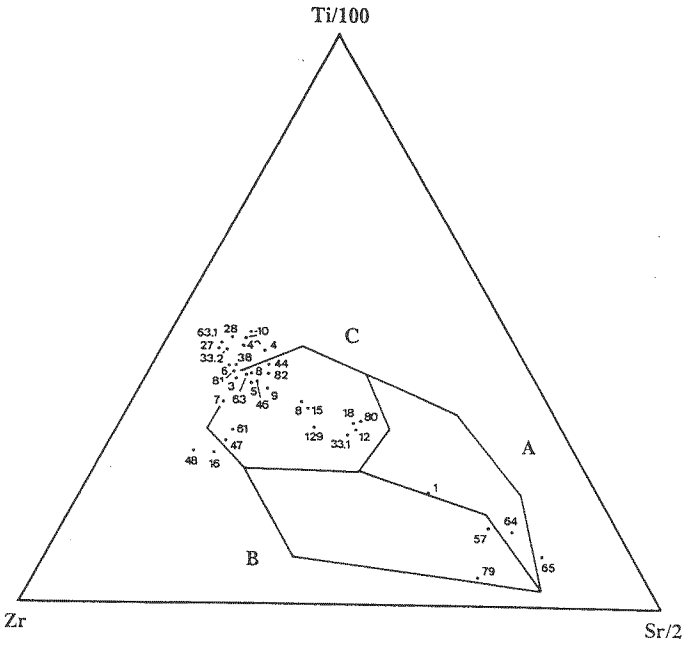


Abb. 64: Dreiecksdiagramm Ti-Zr-Sr zur Differenzierung zwischen LKT (A), CAB (B) und OFB (C) nach Pearce & Cann (1973)

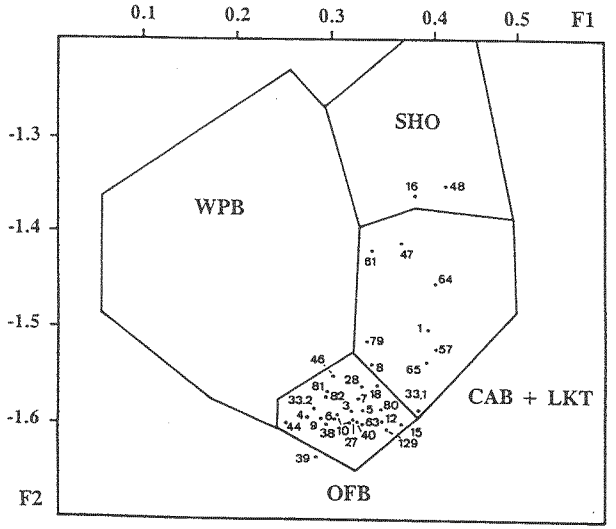


Abb. 65: Diagramm zur Unterscheidung von WPB, SHO, CAB + LKT und OFB mittels der Hauptelemente nach Pearce (1976)

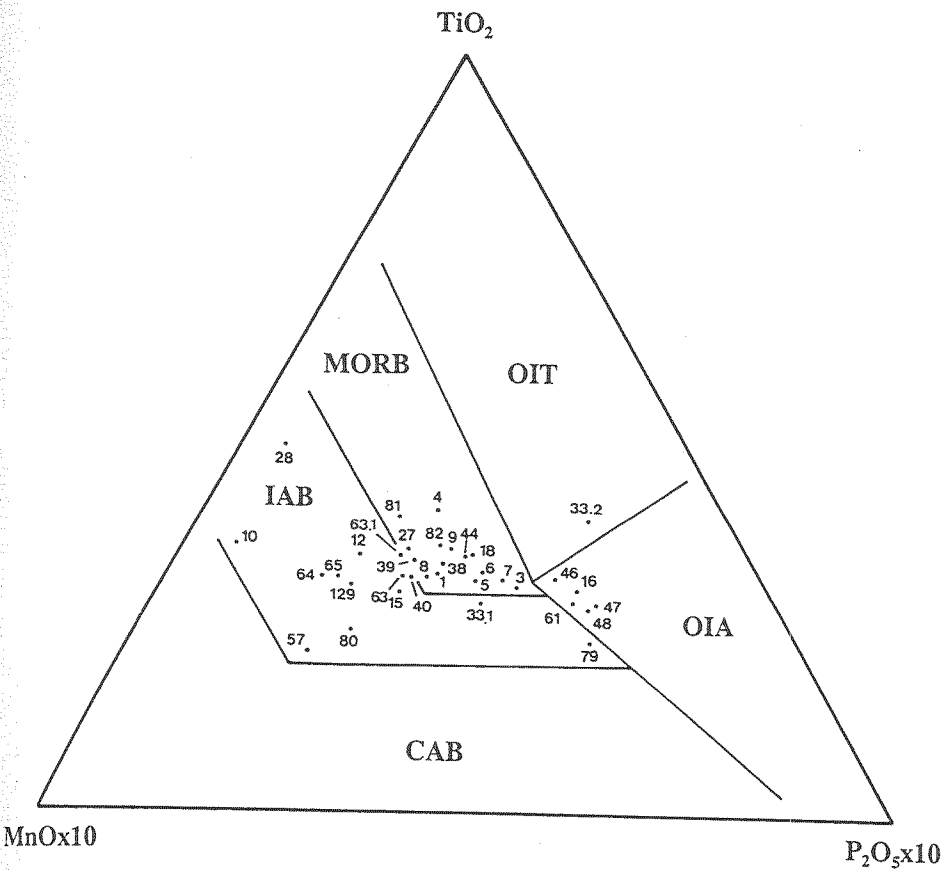


Abb. 66: Dreiecksdiagramm MnO-TiO_2-P_2O_5 zur Unterscheidung zwischen CAB, IAB, MORB, OIT und OIA nach Mullen (1983)

4.8 Diskussion

4.8.1 Stoffverschiebungen

Bei der petrogenetischen Analyse von Metavulkaniten sind auch postmagmatische Stoffverschiebungen zu berücksichtigen, die mit der Platznahme in einem Ozeanbecken oder in der kontinentalen Kruste im Zusammenhang stehen. Ein Stoffaustausch während der prograden

Metamorphose ist ebenso vorstellbar wie eine stoffliche Wechselwirkung, verbunden mit starker Deformation, zum Höhepunkt der Metamorphose. Durch Naturbeobachtungen und Experimente sind eine Vielzahl möglicher Elementmigrationen, mit zum Teil widersprüchlichen Tendenzen, bekannt.

Die Untersuchungen an Pillow-Basalten aus dem mittelatlantischen Rücken (Humphris & Thompson 1978) verdeutlichen Interaktionen zwischen Gestein und dem aufgeheizten Meerwasser, wobei dem Basalt SiO_2 und CaO entzogen und MgO zugeführt werden. Na_2O und K_2O variieren zwar zwischen den Kern- und Randbereichen der einzelnen Pillows, aber ein genereller Trend ist nicht abzuleiten. Andererseits zeigen Experimente zur Wechselwirkung zwischen Basalt und Meerwasser (Hajash & Archer 1980) eine Abfuhr von K, Ca, Si, Fe, Mn, Cu, Zn und Cr aus dem Gestein und eine Na- und Mg-Zufuhr. Dabei ist festzustellen, daß einige Elemente, die bei höheren Temperaturen mobilisiert werden, bei der Abkühlung des Meerwassers wieder ausgefällt werden können (Fe, Si, Cu, Zn, Cr).

Eine stoffliche Beeinflussung durch die Kruste spiegelt sich nach Thompson et al. (1982) bei Basalten kontinentalen Ursprungs in veränderten Gehalten der Elemente Ba, Rb, Th, K, Sr und der LREE wider; die Elemente Nb, Ta, P, Zr, Hf, Ti, Y und die HREE zeichnen sich demgegenüber durch Konstanz aus.

Auch bei der prograden und der retrograden Metamorphose wirken - je nach den Bedingungen - verschiedene Tendenzen von Elementmobilitäten. Clough & Field (1980) beschreiben Verschiebungen einiger Elemente bei der amphibolit- bis granulitfaziellen Metamorphose von basischen Vulkaniten, die eine Affinität zu kontinentalen Tholeiiten aufweisen. Dabei kommt es zur Abreicherung von K, Rb, Sr, Ba und Zr bei gleichzeitiger Na-Zufuhr, was als Folge der hochgradigen Metamorphose interpretiert wird. Ebenso konnten in tholeiitischen Gängen Elementverschiebungen nachgewiesen werden, die auf Amphibolitisierung zurückgeführt werden. Dabei sollen Na, Rb, Ba, Sr, Th, U, Zr und Nb aus den Gesteinen abwandern. Für weitere Hauptelemente (vor allem Mg) sowie für P, Ti, Y und Ni konnten keine Migrationsvorgänge nachgewiesen werden (Zeck & Karlsbeek 1981; Zeck et al. 1983). Ganz im Gegensatz zum Elementverhalten bei prograder Amphibolitisierung stellen Klein und Wimmenauer (1984) beim amphibolitfaziellen Abbau von Eklogiten eine Erhöhung der Gehalte an K, Ba, Sr und Rb fest.

Demgegenüber beobachten Evans et al. (1981) relativ konstante Gehalte von Ti, Zr, Hf, Y, Co, Sc und der HREE in Metabasiten trotz Rodingitisierung (und ±anderen Alterationen) und anschließender eklogitfazieller Metamorphose ($T > 800$ °C, $P > 20$ kbar) sowie nachfolgender amphibolitfazieller Überprägung. Immobiles Verhalten bei der Hochdruckmetamorphose (Eklogitisierung) und anschließender unterschiedlich starker Amphibolitisierung zeigen nach Shatsky et al. (1990) nicht nur die HREE, sondern auch die LREE, obwohl letztere zu

etwa 30-60% in den Intergranularräumen lokalisiert sein sollen.

Durch den kritischen Vergleich mehrerer tektonomagmatischer Diskriminanzdiagramme können bereits Aussagen über sekundäre stoffliche Veränderungen getroffen werden. Proben, die in den Diskriminanzdiagrammen durch eine häufig wechselnde Zuordnung auffallen bzw. weit außerhalb der Feldergrenzen liegen, sind vermutlich durch postmagmatische Elementverschiebungen beeinflußt. Bei einer Probe, die in unterschiedlichen Diskriminanzdiagrammen, also unter Einbeziehung verschiedener Elemente, überwiegend dem gleichen Magmentyp bzw. geotektonischen Milieu zuzuordnen ist, spielen postmagmatische Elementmobilitäten keine große Rolle. Dies trifft auf alle dunklen Eklogite (3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 18, 27, 28, 33.2, 38, 39, 40, 63, 63.1, 81, 82 und 129) zu, die eine OFB-Affinität zeigen, und ebenso auf einige helle Eklogite (57, 64 und 65), die sich geochemisch mit Inselbogenbasalten vergleichen lassen. Bei überwiegender IAB-Tendenz bestehen bei einigen hellen Eklogiten (12, 15, 33.1) bezüglich einiger Elemente auch Ähnlichkeiten mit Ozeanbodenbasalten. Allerdings ist zu berücksichtigen, daß auch durch Krustenkontamination eine für Magmen konvergenter Plattengrenzen charakteristische Anreicherung der LIL-Elemente entstehen kann (Arculus 1987; Duncan 1987). Die für IAB typischen hohen Ba-Konzentrationen werden auch durch Wechselwirkung mit hydrothermalen Systemen am Meeresboden oder durch Elementzufuhr aus Ozeanbodensedimenten verursacht (e.g. Schüssler et al. 1989). Durch das Fehlen einer Ce-Anomalie ist eine Alteration durch Meerwasser oder eine stoffliche Beeinflussung durch marine Sedimente (Elderfield et al. 1981; Bernard-Griffiths et al. 1985) für die untersuchten Proben nicht wahrscheinlich.

Da die dunklen Eklogite geochemisch eine sehr homogene Gruppe darstellen, und darüber hinaus zwischen den Eklogiten mit intakter Hochdruckparagenese und den symplektitisierten Äquivalenten keine chemischen Unterschiede bestehen, scheint sowohl die Platznahme der Magmen sowie auch die Hochdruckmetamorphose und der anschließende symplektitische Abbau ohne wesentliche Stoffverschiebungen abgelaufen zu sein. Gezielte Untersuchungen zeigen, daß ein möglicher Stoffaustausch mit dem Nebengestein nur auf die unmittelbaren Randbereiche der Eklogitkörper beschränkt ist. Die Eklogitproben 16, 46, 47, 48 und 61 aus dem Grenzbereich zum leukokraten Nebengestein weisen erhöhte Konzentrationen an lithophilen Elementen auf, die durch Stoffzufuhr erklärt werden können. Durch diese sekundären Elementanreicherungen werden die Projektionspunkte dieser Proben in die Felder für Alkali- bzw. Intraplattenbasalte verschoben.

Ob eine fortgeschrittene amphibolitfazielle Rekristallisation im Gegensatz zur isochemen Symplektitisierung von stofflichen Veränderungen begleitet ist, kann nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Die weitgehend amphibolitfaziell überprägten Proben 1 und 80 aus dem mittleren Erzgebirge zeigen eine Anreicherung der Elemente K, Ba, Rb und Sr, die auch von Klein & Wimmenauer (1984) beim amphibolitfaziellen Abbau von Eklogiten beschrieben

wird, und die zwanglos durch Zufuhr aus dem Nebengestein erklärt werden kann. Allerdings besitzen diese Gesteine insgesamt Elementverteilungen, die jenen der hellen Eklogite aus dem westlichen Erzgebirgskristallin in jeder Beziehung entsprechen. Deshalb stellen diese Proben sehr wahrscheinlich retrograde Äquivalente von hellen Eklogiten dar, zumal eine Anreicherung von Al und Mg bei einer gleichzeitigen relativen Verarmung an Zr, Ti und einigen anderen Elementen sicher nicht durch eine amphibolitfazielle Überprägung verursacht werden kann. Die positive Korrelation von K mit Al bzw. Mg# in den untersuchten Proben deutet darauf hin, daß auch die amphibolitisierten Gesteine magmatisch determinierte Elementverteilungen besitzen, da sie neben erhöhten K_2O-Gehalten auch relativ MgO- und Al_2O_3-reich sind. Interessanterweise sind auch im Münchberger Gneiskomplex die höchsten K_2O-Gehalte in den am stärksten von retrograder Metamorphose betroffenen Eklogiten zu beobachten (Stosch & Lugmair 1990). In den untersuchten Proben zeichnet sich allerdings ein deutlicher Zusammenhang zwischen Phengitreichtum und Retromorphosegrad ab, vorausgesetzt, der Phengit ist zumindest partiell symplektitisiert. Das dabei freiwerdende Wasser der Auslöser für weitere Abbaureaktionen. Dadurch erklärt sich auch die stärkere posteklogitische Reaktionsfreudigkeit der hellen (Phengit- und K_2O-reicheren) Eklogite gegenüber den dunklen Typen.

Eine der untersuchten Eklogitproben (Probe 79) besitzt einen von Basalten stark abweichenden Chemismus, der sich durch postmagmatische Prozesse allein nicht erklären läßt. Wenn man von einer eher unwahrscheinlichen syneklogitischen Metasomatose absieht, waren der hohe Na- und der geringe Mg-Gehalt bereits präeklogitfaziell existent, was sich durch die Mineralchemie zweifelsfrei belegen läßt. Schwieriger ist die Zuordnung weiterer Elementkonzentrationen wie die Anreicherung von Ba, Nb, Sr, Th, Y, Zr und die Abreicherung von Co, Cu, Cr und Ni. Diese könnten eventuell mit der (posteklogitische) Karbonatisierung im Zusammenhang stehen. Allerdings führt nach Hynes (1980) eine Karbonatisierung in Metabasiten zur Verarmung an Y und Zr sowie zur Ti-Anreicherung, wobei diese in bezug auf wäßrige Fluida resistenten Elemente bei Anwesenheit von CO_2 durch die Bildung löslicher Komplexverbindungen mobilisiert werden. Spilitisierung ist als Ursache für die hohen Na-Gehalte der Probe 79 auszuschließen. Das zeigt beispielsweise ein Vergleich mit Spiliten aus dem Carlsberg Rücken im Indik (Cann 1969), welche unverändert hohe MgO-Gehalte besitzen, wobei Na_2O bis auf maximal 5% erhöht und CaO um einige Prozent reduziert wird. Die Spurenelementgehalte sollen mit Ausnahme von Sr (Abfuhr) konstant bleiben. In der untersuchten Probe ist aber gerade Sr dramatisch angereichert. Beim Vergleich der Mobilität der Hauptelemente bei Spilitisierung, subaquatischer und subaerischer Alteration (Tab. 10) wird deutlich, daß der anomale Chemismus der Probe 79, wenn man von einem basaltischen Edukt ausgeht, durch keinen dieser Prozesse erklärt werden kann. Wahrscheinlich handelt es sich bei diesem Eklogit um ein Meta-Sediment oder zumindest um einen Meta-Tuffit.

Tab. 10: Hauptelementmobilität bei der Alteration von Basalten nach Pearce (1976)

<u>submarin</u>	
sehr mobil	$\uparrow H_2O$, $\uparrow Fe_2O_3/FeO$, $\uparrow K_2O$, $\downarrow CaO$, $\downarrow MgO$
mobil	$\uparrow Na_2O$, $\downarrow SiO_2$
wenig mobil	$\uparrow Fe_{ges}$, $\uparrow TiO_2$
immobil	Al_2O_3
<u>subaerisch</u>	
sehr mobil	$\downarrow CaO$, $\downarrow Na_2O$, $\downarrow MgO$, $\downarrow K_2O$, $\uparrow H_2O$
mobil	$\downarrow SiO_2$
immobil	Fe_{ges}, Al_2O_3, TiO_2
<u>Spilitisierung</u>	
sehr mobil	$\downarrow CaO$, $\downarrow Al_2O_3$, $\uparrow H_2O$
mobil	$\uparrow Na_2O$, $\uparrow SiO_2$, $\uparrow (MgO+FeO)$, $\downarrow K_2O$
immobil	TiO_2, Fe_2O_3/FeO

4.8.2 Geotektonische Position

Das wiederholte Auftreten von hellen und dunklen Eklogiten mit einem spezifischen geochemischen Charakter in verschiedenen Hochdruckarealen läßt ähnliche genetische Gesetzmäßigkeiten vermuten. Die hellen Eklogite des Erzgebirges stellen gegenüber den dunklen Typen hinsichtlich ihrer Geochemie keine so homogene Gruppe dar, wobei sie sich entweder mit Inselbogentholeiiten oder mit High-Alumina-Basalten vergleichen lassen. Allerdings ist der IAB-Charakter sicherlich nicht auf eine Magmengenerierung an einer destruktiven Plattengrenze, sondern auf eine Plagioklas-Akkumulation zurückzuführen, wofür auch die positiven Eu-Anomalien sprechen. Insofern sind die hellen und die dunklen Typen durch Fraktionierungsprozesse miteinander verbunden, wofür auch die spiegelverkehrten, chondritnormierten Verteilungsmuster (Abb. 52c-d) sprechen, und was darüber hinaus die Assoziation beider Eklogittypen innerhalb eines Aufschlusses erklärt. Da diese Gesteine demzufolge nicht das undifferenzierte Ausgangsmagma repräsentieren, sind der Anwendung tektonomagmatischer Diskriminanzverfahren Grenzen gesetzt. Allerdings unterscheiden sich die dunklen Eklogite aus dem westlichen Erzgebirgskristallin nicht von den Äquivalenten aus dem mittleren Teil des Kristallins, die keine derartige Plagioklas-Fraktionierung erkennen lassen.

Die dunklen Eklogite des Erzgebirges zeichnen sich in vielfacher Hinsicht - ebenso wie zahlreiche Äquivalente in den Varisziden - durch eine geochemische Ähnlichkeit mit Ozeanbodenbasalten aus, was allerdings nicht unbedingt mit einer Magmengenerierung in

einem mittelozeanischen Rücken korrelieren muß. Eine der wesentlichen Grenzen der tektonomagmatischen Diskriminanzverfahren besteht im Versagen bei der Unterscheidung zwischen kontinentalen und ozeanischen Serien. Es gibt zahlreiche Beispiele, wo kontinentale Tholeiit-Serien, ganz im Gegensatz zu ihrer geologischen Position, Ähnlichkeiten mit Ozeanbodenbasalten besitzen und dementsprechend in den Diskriminanzdiagrammen als solche ausgewiesen werden. Deshalb bedeutet eine "ozeanische Affinität" nicht ein reelles ozeanisches Bildungsmilieu, sondern spiegelt lediglich die genetische Bindung an ein "Spreading-Regime" wider (e.g. Floyd & Winchester 1975; Piboule & Briand 1985). Folglich kommen neben mittelozeanischem Rücken auch der Back-Arc-Bereich oder eine kontinentale Extensionszone als Entstehungsort für solche Magmen in Frage. Piboule & Briand (1985) interpretieren daher die Eklogite des französischen Zentralmassivs (mit ozeanischer Affinität) nicht zwangsläufig als ehemalige Basalte mittelozeanischer Rücken, sondern halten eine kontinentale Entstehung für wahrscheinlicher. Auch Paquette et al. (1989) nehmen für die Eklogite der alpinen Externmassive, die den erzgebirgischen Vertretern in vielfacher Hinsicht gleichen, eine Generierung der Protolithe in einem kontinentalen Extensionsregime an.

Allerdings kann eine definitive Zuordnung zu einem bestimmten geotektonischen Bildungsmilieu nicht allein aus der Geochemie der Eklogite abgeleitet werden. Vor allem sind dafür auch geochemische Untersuchungen der Nebengesteine im engeren und weiteren Sinn erforderlich, wofür bislang nur sporadische Daten vorliegen. Eine abschließende Diskussion ist auch erst unter Berücksichtigung der tektonischen Prozesse in Kollisionszonen möglich (Kapitel 7).

5 Mineralchemie

Die Mineralanalytik erfolgte mit einer Mikrosonde vom Typ SX 50 der Firma CAMECA unter Verwendung natürlicher und synthetischer Standards bei einer Anregungsspannung von 15 kV und einem Strahlstrom von 10 nA sowie einer elementabhängigen Meßzeit von 15 bis 20 Sekunden. Auf polierten und mit Kohlenstoff bedampften Dünnschliffen wurden ca. 2000 Einzelpunkte analysiert. Die repräsentativen Daten sind in den Tabellen 11 bis 17 im Anhang dokumentiert, wobei sich die jeweilige Analysenbezeichnung aus der Probennummer, der Domänennummer, der Mineralbezeichnung (unter Kennzeichnung der Meßstelle) sowie einer laufenden Nummer zusammensetzt.

In ausgewählten Proben (Eklogite aus dem mittleren bzw. westlichen Erzgebirgskristallin: Probe 10 bzw. 15 sowie Granatpyroxenit: Probe 32) wurden darüber hinaus Granat- und Klinopyroxenkonzentrate separiert und mittels Atomemissionsspektralanalyse (zur Methodik siehe Kapitel 4) auf Spurenelemente sowie mößbauerspektroskopisch analysiert. Die Mößbaueruntersuchungen (theoretische Grundlagen: e.g. Amthauer 1982) wurden am Institut für theoretische Physik an der Bergakademie Freiberg vorgenommen. Die Aufnahmen erfolgten mit einem Spektrometer der Budapester Firma KFK in Transmissionsgeometrie bei konstanter Quellenbeschleunigung im "time mode"-Verfahren bei einer Zählrate von ca. $1{,}5*10^6$ Impulse pro Minute, wobei ein Co/Cr-Präparat als Quelle diente. Die Spektren wurden mit einem modifizierten Rechnerprogramm von Brückner & Wieser (1971) nach den Parametern Isomerieverschiebung, Quadrupolaufspaltung, Linienbreite und Linienintensität ausgewertet.

5.1 Granat

Die Mikrosondenanalysen der Granate aus Eklogiten sowie jeweils einem Granatpyroxenit und einem granulitischen Gneis sind in Tab. 11 im Anhang dokumentiert. Die Berechnung der Formelbesetzung sowie der Endglieder bezieht sich auf 24 Sauerstoffe. Bei Si-Unterbelegung werden die freien Tetraederpositionen mit Al besetzt, und anschließend wird durch Kalkulation von dreiwertigem Eisen die Abweichung von der idealen Kationenzahl 16 iterativ minimiert. In der Literatur finden sich wiederholt Hinweise für die tetraedrische Koordination von Fe^{3+} im Granat. Aufgrund der fehlenden Quadrupolaufspaltung würde sich aus den Mößbauerspektren für Fe^{3+} ebenfalls eine Tetraederbesetzung ergeben. Bei der wahlweisen Belegung des Tetraeders mit Al oder Fe^{3+} unterscheiden sich bei den untersuchten Granaten die Kationensummen meistens nicht. Allerdings werden in einigen Fällen mit Al bessere Resultate erzielt, so daß deshalb die Belegung mit diesem Element vorzuziehen ist.

Die folgende Übersicht gibt einen Vergleich der mößbauerspektroskopisch ermittelten Fe^{3+}-Gehalte gegenüber den aus Mikrosondendaten iterativ abgeschätzten Werten.

Probe	Fe_2O_3-Gehalt im Konzentrat gemessen	Fe_2O_3-Gehalt aus 15 Punktanalysen kalkuliert
10	6%	5.6%
15	6%	4.7%
32	9%	12%

Aus dieser Gegenüberstellung wird ersichtlich, daß die experimentell bestimmten Gehalte und die kalkulierten Daten in der Größenordnung übereinstimmen. Es läßt sich keine systematische Abweichung feststellen, wenn eine solcher Vergleich in Anbetracht der geringen Probenzahl überhaupt zulässig ist. Die Unterschiede sind sicher methodisch bedingt, da bei der Kationenberechnung generell eine ideale Zusammensetzung zugrunde gelegt wird, so daß eine geringfügige Meßungenauigkeit bei nur einem Element immer durch Berechnung von Fe^{3+} ausgeglichen wird, was zwangsläufig zu Schwankungen bei der Fe^{3+}-Abschätzung führt.

Die Dreiecksdarstellung Pyrop-Almandin-Grossular (Abb. 67) zeigt die für die einzelnen Gesteinsgruppen repräsentativen Granatzusammensetzungen. Dabei ist zunächst festzustellen, daß die Individuen aus den Eklogiten erwartungsgemäß den Granaten der B-Typ-Eklogite nach Coleman et al. (1965) entsprechen. Ausgenommen sind nur die Granate aus dem Stolzenhainer Eklogit und die Kerne stark zonierter Kristalle. Die pyropreiche Zusammensetzung im Granatpyroxenit ist dagegen mit A-Typ-Eklogiten vergleichbar.

Bei den Granaten aus den Eklogiten des mittleren Erzgebirgskristallins ist kein zonarer Aufbau erkennbar. Die homogene Zusammensetzung deutet auf relativ hohe Metamorphosetemperaturen hin, wobei durch erhöhte Diffusionsraten eine Zonierung verhindert bzw. ein bestehender Zonarbau ausgelöscht wird. Im Granat wird eine solche diffusionsgesteuerte Homogenisierung bei Temperaturen um 700-800 °C erreicht (e.g. Ghent 1988). In wenigen Fällen stellen sehr schmale, eisenreichere Ränder die einzige Ausnahme von dieser Regel dar. Wie auch aus Tab. 11 hervorgeht, zeigen in der Lokalität Forchheim sowohl der Eklogit als auch das unmittelbar angrenzende leukokrate Nebengestein identische Granatchemismen bei Ausbildung dünner almandinreicherer Säume.

Die Granate der Eklogite aus den westlichen und randlichen Teilen des Kristallins zeigen im Gegensatz zum mittleren Erzgebirge eine mehr oder weniger deutliche Zonierung, wie dies auch aus Tab. 11 sowie den Abbildungen 67 bis 70 hervorgeht. Abweichungen im Zonarbau

zwischen verschiedenen Granaten in der gleichen Probe können durch einen unterschiedlichen Anschnitt der einzelnen Individuen bedingt sein. Das heißt, die Schnittfläche muß nicht zwangsläufig den Kern queren, weshalb jene Punktanalysen und Profile mit den höchsten Gradienten den realen Verhältnissen am nächsten kommen.

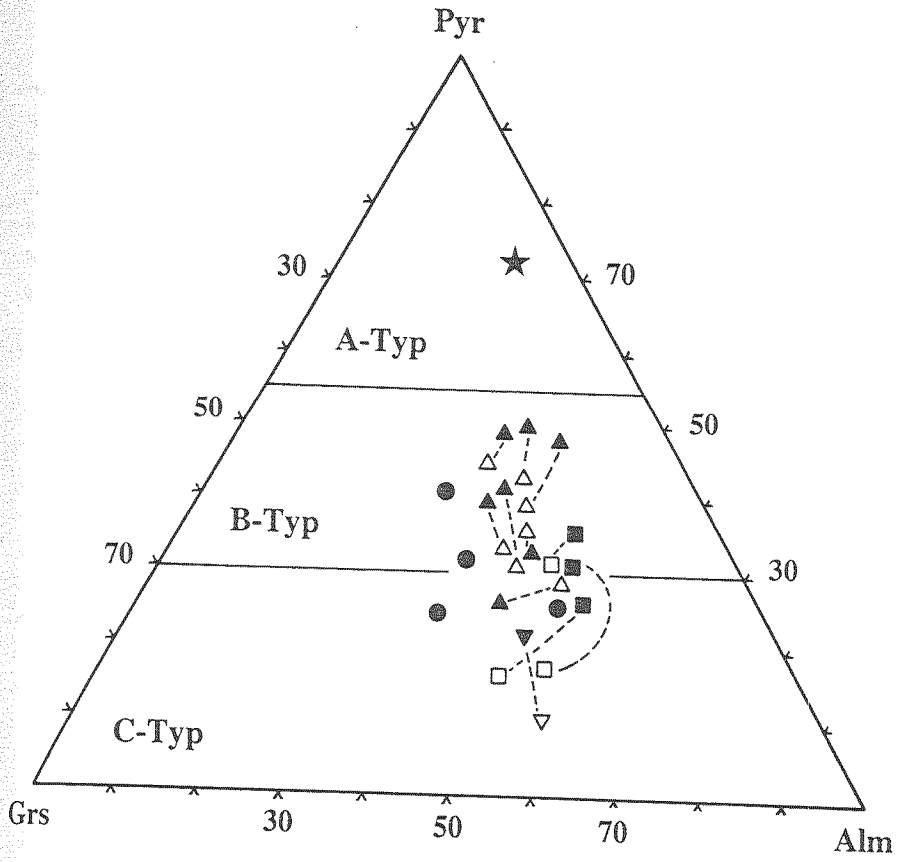


Abb. 67: Dreiecksdiagramm Pyrop-Almandin-Grossular für die Granate aus den Eklogiten des mittleren (○), des westlichen (Stolzenhain: ▽; sämtliche weitere Vorkommen: △) und des randlichen Erzgebirgskristallins (□) sowie von Granat aus dem Granatpyroxenit (★). Offene Symbole = Kernzusammensetzungen, geschlossene Symbole = Randzusammensetzungen bzw. Analysen homogener Individuen. Der Übersicht halber sind die Durchschnittswerte für die einzelnen Vorkommen aus insgesamt ca. 1000 Einzelmessungen dargestellt. Die Felder markieren die Bereiche für A-, B- und C-Typ-Eklogite nach Coleman et al. (1965).

Grundsätzlich liegen die folgenden von Ghent (1988) klassifizierten Typen von Zonarbau vor:

1) kein Zonarbau (mittleres Erzgebirgskristallin)
2) irregulärer Zonarbau (westliches Erzgebirgskristallin)
3) Mg/Fe-Zunahme vom Kern zum Rand (westliches Erzgebirgskristallin)
4) Mg/Fe-Abnahme vom Kern zum Rand (westliches Erzgebirgskristallin)
5) Ca-Mn-reiche Kerne, Mg-Fe-reiche Ränder (randliches Erzgebirgskristallin)

In einigen Fällen können in einem Granatindividuum die Zonierungstypen 3 und 4 gleichzeitig auftreten, wobei das Mg/Fe-Verhältnis zunächst vom Kern bis zu den randnahen Bereichen ansteigt und anschließend über eine kurze Distanz erneut reduziert wird, ohne dabei die anfänglichen Werte zu erreichen. Die "schüsselförmige" Verteilung von Mg ist ein Beispiel für dieses Verhalten (Abb. 69). Darüber hinaus ist bei den untersuchten Granaten aber noch eine weitere, in dem obigen Schema nicht berücksichtigte Tendenz festzustellen: Die Grossularkomponente kann vom Kern zum Rand sowohl zu- als auch abnehmen oder eine homogene Verteilung besitzen (Abb. 67-70).

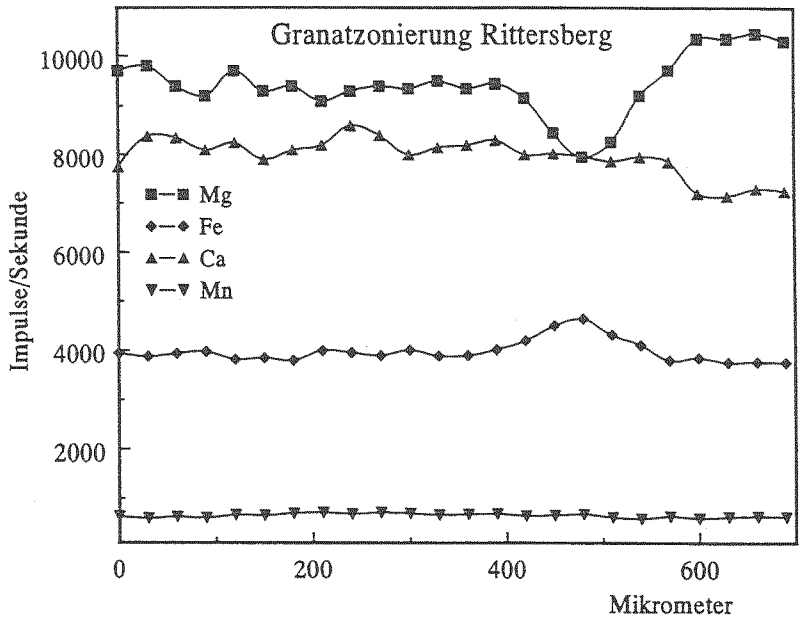


Abb. 68: Mikrosondenprofil eines Granatindividuums aus dem Eklogit von Rittersberg/westliches Erzgebirgskristallin. Der 0,7 mm große Kristall zeigt einen schwachen, asymmetrischen Zonarbau, wobei das Mg/Fe-Verhältnis vom Kern zum Rand hin ansteigt und Ca bei leichter Unregelmäßigkeit ein mehr oder weniger indifferentes Verhalten zeigt.

Unter der Berücksichtigung, daß in der Natur mit einer Überlagerung verschiedener Prozesse zu rechnen ist, kann der Granatzonarbau prinzipiell anhand der folgenden Modelle erklärt werden (Ghent 1988):

1) Bei der isothermen Fraktionierung wird ein Element in den Granat eingebaut und damit aus der homogenen Umgebung entfernt (Rayleigh-Fraktionierung). Dieses Modell erklärt die natürlichen Prozesse nur in einem kurzen Zeitintervall und gilt hauptsächlich für die Spurenelemente (wie beispielsweise für die glockenförmige Verteilung von Mn).

2) Chemische Diffusion und Austauschprozesse während und nach dem Kristallwachstum ("diffusion zoning").

3) Wachstum während prograder oder retrograder Metamorphose bei veränderlichen Temperatur- und/oder Druckbedingungen, wodurch die Gleichgewichtsverteilung der Elemente während der Kristallisation modifiziert wird ("growth zoning").

Somit ist der Zonarbau auch ein potentieller Indikator für die P-T-Entwicklung eines Gesteins. Granate aus Eklogiten, die über einen weiten Druck- und Temperaturbereich kristallisieren, zeigen auch ein breites kompositionelles Spektrum. Die den Granat betreffende, P-T-spezifische Elementfraktionierung bezieht sich bei eklogitischen Gesteinen im wesentlichen auf den koexistierenden Klinopyroxen. Außerdem kann auch die Elementverteilung zwischen Granat einerseits und Amphibol oder Phengit bzw. Biotit/Phlogopit andererseits einen modifizierenden Einfluß auf den Zonarbau ausüben.

Eine Erhöhung des Mg/Fe-Verhältnisses vom Kern zum Rand im Granat und abnehmende oder konstante Verhältnisse in den Klinopyroxenen (K_D-Abnahme) sind Ergebnis einer Temperatursteigerung während der Kristallisation (Bryhni et al. 1977). Eine solche Tendenz ist nicht nur im westlichen oder randlichen Erzgebirgskristallin, sondern beispielsweise auch im Münchberger Gneiskomplex ausgeprägt und belegt ein Granatwachstum unter prograden P-T-Bedingungen (e.g. Klemd 1989; Okrusch et al. 1991). Nimmt dagegen das Mg/Fe-Verhältnis zum Rand hin ab (K_D nimmt zu), deutet das auf eine partielle Reequilibrierung während der Abkühlung hin, wobei aber die Temperaturen zur Homogenisierung nicht ausreichten.

Die äußerst Mg-armen Granatkerne in den Eklogiten aus den randlichen Teilen des Kristallins dokumentieren darüber hinaus ein präeklogitisches (amphibolitfazielles) Metamorphosestadium, wie dies auch aus den entsprechenden Einschlüssen hervorgeht, die mit den Kernen im Gleichgewicht stehen. Ein solches Erscheinungsbild stellt sich auch in den Eklogiten des Sunnfjordes dar, wo amphibolitfazielle Einschlüsse (Al-reicher, Si-armer Na-Ca-Ampibol +

Epidot + Magnetit + Ilmenit) in den Mg-armen Kernen lokalisiert sind, während die Mg-reichen Granaträndern mit Omphazit, Rutil und einem Al-ärmeren Na- bis Na-Ca-Amphibol koexistieren (Krogh 1982).

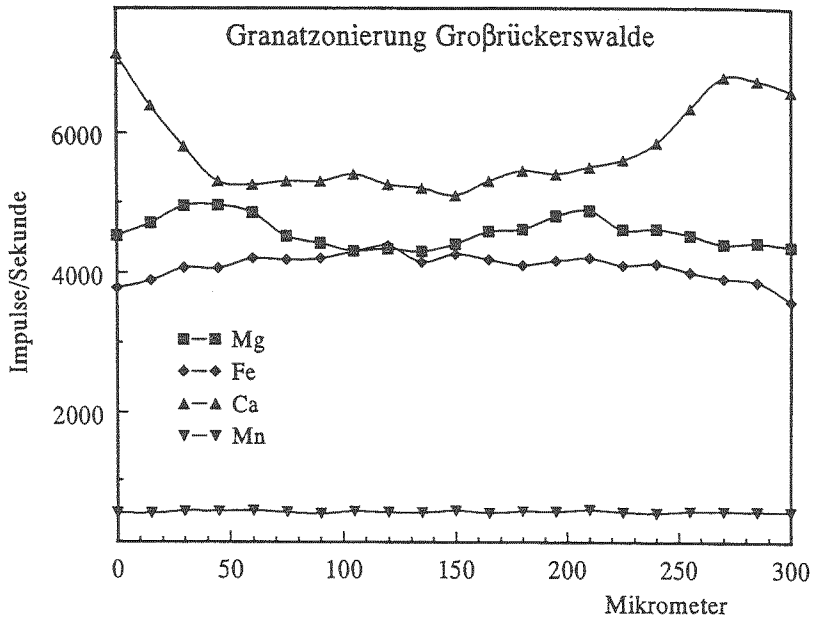


Abb. 69: Profillinien der Elemente Mg, Fe, Ca und Mn über einen Granat aus dem Eklogitvorkommen Großrückerswalde/westliches Erzgebirgskristallin. Die Elemente Fe und Ca verhalten sich in diesem Beispiel gegenläufig, wobei die Ca-Gehalte zum Rand hin deutlich zunehmen; Mg zeigt dagegen einen typischen "schüsselförmigen" Verlauf.

In vielen Fällen, insbesondere im randlichen Erzgebirgskristallin, ist der prograde Mg/Fe-Verlauf mit einer Abnahme der Ca- und Mn-Gehalte vom Kern zum Rand gekoppelt (Abb. 70). Nach Tracy (1982) soll die Verringerung der Spessartinkomponente ebenfalls durch prograde Wachstum bedingt sein, wobei aber auch Rayleigh-Fraktionierung zu berücksichtigen ist (siehe oben). Die Reduzierung des Grossulargehaltes wird von Råheim & Green (1975) entweder als Folge einer Druckabnahme oder einer Temperaturzunahme bei konstantem Druck angesehen. Diese Interpretation trifft aber nur zu, wenn bestimmte Minerale mit dem Granat im Gleichgewicht stehen ("buffering assemblage"), so wie der Jd-Gehalt im Omphazit nur barometrisch verwertet werden kann, wenn Quarz und Plagioklas mit dem Pyroxen koexistieren. Analog ist die in Eklogiten selten beobachtete Ca-Anreicherung am Rand (Abb. 69) unter dem Vorbehalt einer konstanten Berührungsparagenese als

Hinweis auf eine Druckzunahme bei nahezu gleichbleibender Temperatur zu werten.

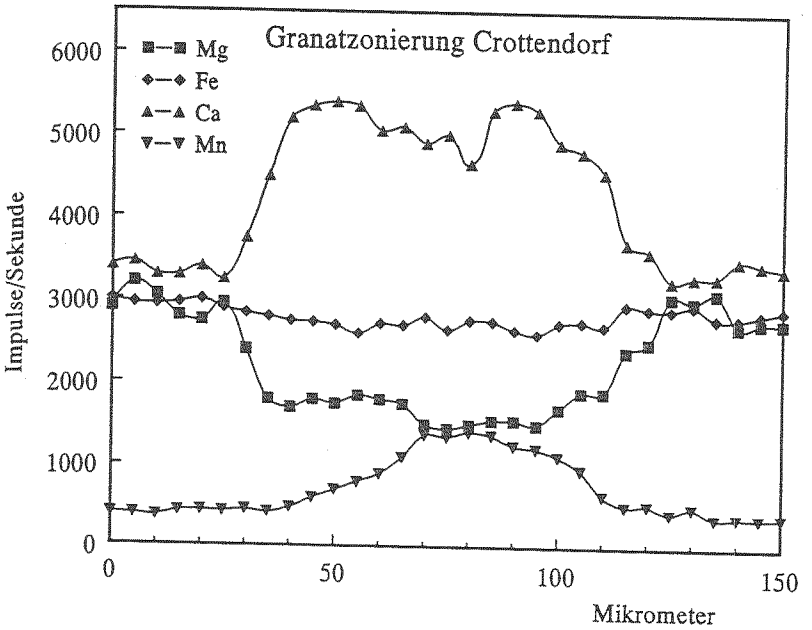


Abb. 70: Repräsentatives Element-Zonierungsmuster der Granate aus den Eklogiten des randlichen Erzgebirgskristallins. Die starke Zonierung äußert sich in einer Abnahme der Mn- und der Ca-Gehalte vom Kern zum Rand bei gleichzeitiger Mg-Anreicherung; Fe verhält sich dabei indifferent.

Einige Granate der westerzgebirgischen Eklogite weisen unregelmäßige, asymmetrische Zonierungsmuster auf, die schwerer zu erklären sind (Abb. 68). Eine solche Asymmetrie beschreiben Koons et al. (1987) für kleine Granate, die an Plagioklas-Biotit-Korngrenzen gewachsen sind, wobei die Granatzusammensetzung bei der Kristallisation durch verschiedene Potentialquotienten gepuffert wird. Der Potentialgradient $\mu CaO/\mu(FeO+MgO)$ ist dabei in Angrenzung an Plagioklas größer als im Vergleich zu Biotit (Koons et al. 1987). Gleichermaßen führen Messiga & Bettini (1990) Asymmetrieeffekte auf verschiedene benachbarte Mikrochemismen zurück. Allerdings können einem solchen Erscheinungsbild auch Schnitteffekte zugrunde liegen. Außerdem kommt es auch durch Rotation des Granats bei der Blastese sowie bei der Entstehung eines Korns durch Nukleation aus mehreren kleineren Individuen zu einem irregulären Zonarbau (Thompson et al. 1977; Tracy 1982).

Es wird deutlich, daß die erzgebirgischen Eklogite auch bezüglich der Granatzonierung

einem regionalen Trend unterliegen, wobei im mittleren Teil des Kristallins eine homogene Elementverteilung dominiert. Dagegen sind die Granate im westlichen Bereich mehr oder weniger deutlich zoniert, während im Randgebiet des Erzgebirgskristallins ein hoher Potentialgradient zwischen Granatkern und -rand maßgebend ist.

Wie aus über 100 gezielten Einzelmessungen hervorgeht, führen insbesondere die Granate der Eklogite aus dem mittleren Erzgebirgskristallin auch geringe Mengen an Na_2O. Da die gemessenen Konzentrationen im Bereich von 0,03 bis 0,09 Gew.% aber nahe der mikrosondenanalytischen Nachweisgrenze liegen, finden diese Daten in Tab. 11 sowie bei der Kationenberechnung keine Berücksichtigung. Dennoch kann zumindest in der Größenordnung von der Richtigkeit der Meßergebnisse ausgegangen werden. Die Anwesenheit des Elementes in den untersuchten Granaten wird auch dadurch bestätigt, daß Vergleichsmessungen auf dem Andraditstandard keinerlei Na_2O-Spuren anzeigen. Das Phänomen des Na-Einbaus ist eigentlich untypisch für Granate, kann aber im Zusammenhang mit extremen Metamorphosedrücken beobachtet werden. So berichten Sobolev & Lavrentyev (1971) von kleinen, aber bemerkenswerten Na_2O-Gehalten (bis zu 0,5 Gew.%) in Granaten diamantführender Eklogite und führen diese Tatsache auf sehr hohe Bildungsdrücke zurück. Die Granate vergleichbarer Gesteine aus Südafrika enthalten bis zu 0,2 Gew.% Na_2O (Reid et al. 1976). Nach McCandless & Gurney (1989) stellen Na_2O-Gehalte von >0.09 Gew.% ein Charakteristikum für A-Typ-Eklogite dar, wobei die Höhe des Gehaltes vom Bildungsdruck abhängt und den Einbau von Pyroxenkomponente in die Granatstruktur widerspiegelt. Solche Granate zeichnen sich meistens auch durch erhöhte SiO_2-Gehalte aus.

Weitere Spurenelemente wurden an Konzentraten ausgewählter Proben mittels Atomemissionsspektralanalyse bestimmt. Wie aus der folgenden Übersicht hervorgeht, unterscheidet sich der pyropbetonte Granat aus dem Pyroxenit erwartungsgemäß durch höhere Cr- und Ni-Gehalte von den eklogitischen Granaten, die wiederum vergleichsweise höhere B-, Ba-, Cu-, Mo-, Nb- und Y-Konzentrationen beinhalten. Diese Unterschiede in der Spurenelementführung sind weniger durch selektiven Einbau infolge einer P-T-abhängigen Elementverteilung als vielmehr durch das Stoffangebot bedingt.

Ergebnisse der Spurenelementbestimmungen (Angaben in ppm) an Granatkonzentraten ausgewählter Proben (mittleres Erzgebirgskristallin: 10 = Eklogit/Voigtsdorf, 32 = Granatpyroxenit/Lippmanns Steinbruch; westliches Erzgebirgskristallin: 15 = Eklogit/Mildenau)

Probe	10	15	32	Probe	10	15	32
Ag	0.8	0.3	0.2	Mo	5.8	5.0	2.7
B	19	17	11	Nb	4.1	3.9	nn
Ba	150	110	<80	Ni	11	15	59
Co	48	56	52	Pb	4	nn	nn
Cr	220	270	1400	Sn	19	24	22
Cu	70	20	19	V	210	120	210
Ga	9	8	11	Y	113	76	27
Mn	4900	2800	3700	Zr	140	76	68

5.2 Pyroxene

Die Mikrosondenanalysen der Pyroxene aus den Eklogiten, einem Granatpyroxenit sowie einem granulitischen Gneis sind in Tab. 12 im Anhang dokumentiert. Die Berechnung der Mineralformel erfolgt auf der Basis von 6 Sauerstoffen, wobei anschließend durch Umrechnung auf dreiwertiges Eisen nach der Methode von Ryburn et al. (1976) eine Normierung auf 4 Kationen vorgenommen wird. In vielen Fällen kann allerdings kein Fe^{3+} kalkuliert werden, da die Kationensumme der Rohanalyse (bei FeO = ΣFe) bereits kleiner als 4 ist. Nur wenn die Summe größer ist als diese Zahl, kann eine Normierung vorgenommen werden. Dieses Verfahren setzt aber hochpräzise Analysen sowie eine stöchiometrische Zusammensetzung voraus. Da die Fe^{3+}-Abschätzung durch Ladungsausgleich nach der Formel

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

sehr sensibel auf geringste analytische Ungenauigkeiten, insbesondere bei der SiO_2-Bestimmung, reagiert, sollte bei Pyroxenen mit nur geringem Eisengehalt davon Abstand genommen werden (Carswell & Harley 1990). Leider betrifft diese Reglementierung die meisten der untersuchten Pyroxene, vor allem aus den hellen Eklogiten des westlichen Erzgebirgskristallins, wo FeO-Gehalte im Bereich von <1 bis etwa 2 Gew.% überwiegen. In den dunklen Eklogiten werden dagegen häufiger Gehalte von >3 Gew.% FeO erreicht. Eine solche Zusammensetzung ist aber nicht nur auf das Erzgebirge beschränkt. Beispielsweise treten auch im hellen Eklogittyp des Münchberger Gneiskomplexes sehr eisenarme Omphazite auf, für die nur in den seltensten Fällen eine Akm-Komponente kalkulierbar ist (Matthes et al. 1969; Okrusch et al. 1991).

Die Tatsache, daß insbesondere die Omphazite der Eklogite aus dem mittleren Erzgebirgskristallin (mit den höchsten FeO-Gehalten) zu kleine Kationensummen aufweisen, könnte auch andere Ursachen haben, zumal sich einige Hinweise auf eine nichtstöchiometrische Zusammensetzung ergeben. Beispielsweise gilt für viele Mikrosondenanalysen die Beziehung

$$2Si + Ti - 2Na > Ca + Mg + Fe^{2+} + Mn,$$

was charakteristisch ist für "supersilicic pyroxenes" (Smith & Cheeney 1980; Smith 1982, 1988*b*). Gestützt wird die These der Nichtstöchiometrie auch durch bemerkenswerte parallele Entmischungslamellen in einigen Omphaziten, die höchstwahrscheinlich aus SiO_2 (oder Kalifeldspat?) bestehen und aus einem ehemaligen "supersilicic pyroxene" entmischt worden sind. In Pyroxenen ohne derartige (sichtbare) Lamellen ist das überschüssige Silizium entweder noch im Kristallgitter fixiert oder bereits in Form von submikroskopischen Entmischungen ausgeschieden, was mit der Mikrosonde analytisch nicht zu unterscheiden ist. Nichtstöchiometrische, Si-überschüssige Klinopyroxene entstehen nach Smith (1988*b*) infolge extremer Metamorphosedrücke, wobei spätere Entmischungen einen definitiven Beleg für die Präexistenz solcher Pyroxene darstellen. Auf die wenigen bisher bekannten Beispiele solcher Erscheinungen wird im Kapitel 3.4 verwiesen.

In Anbetracht der Grenzen der Fe^{3+}-Kalkulation durch Ladungsausgleich in Fe-armen und nichtidealen Pyroxenen geben die mößbauerspektroskopischen Untersuchungen wertvolle Hinweise auf die Oxidationsstufen des Eisens. Die folgende Übersicht dokumentiert die Ergebnisse derartiger Messungen an Pyroxenkonzentraten ausgewählter Proben, wobei sich die Prozent-Angaben auf den Eisengesamtgehalt beziehen. Die gemessenen Fe^{3+}-Gehalte übersteigen die kalkulierten Werte erheblich, wobei tatsächlich bei den Eklogiten des mittleren Erzgebirgskristallins (Probe 10) die größten Abweichungen zu bestehen scheinen, auch wenn sich diese Aussage nur auf eine analysierte Probe stützt. Die höheren Fe^{3+}-Gehalte hängen sicherlich nicht mit einer aufbereitungstechnischen Oxidation zusammen, da analoge Messungen an Granat eine gute Übereinstimmung von Mößbauerspektroskopie und kristallchemischer Berechnung ergeben.

Probe	Fe_2O_3 gesamt	Gitterplatzzuweisung	M1	M2
10	43 %	Fe^{2+}	24 %	33 %
		Fe^{3+}	-	43 %
15	25 %	Fe^{2+}	14 %	61 %
		Fe^{3+}	-	25 %
32	31 %	Fe^{2+}	65 %	4 %
		Fe^{3+}	24 %	7 %

Wie aus Tab. 12 hervorgeht und in der Dreiecksdarstellung Akmit-Augit-Jadeit (Essene & Fyfe 1967; Abb. 71) veranschaulicht ist, liegen die Jd-Gehalte der Omphazite (Klinopyroxen I) in der Regel im Bereich zwischen 35 und 45 Mol-% und spiegeln damit die für B-Typ Eklogite charakteristische Zusammensetzung wider. Die Abbildung zeigt auch, daß entsprechend der Fe^{3+}-Abschätzung die meisten Omphazite keine oder nur eine extrem geringe Akm-Komponente enthalten.

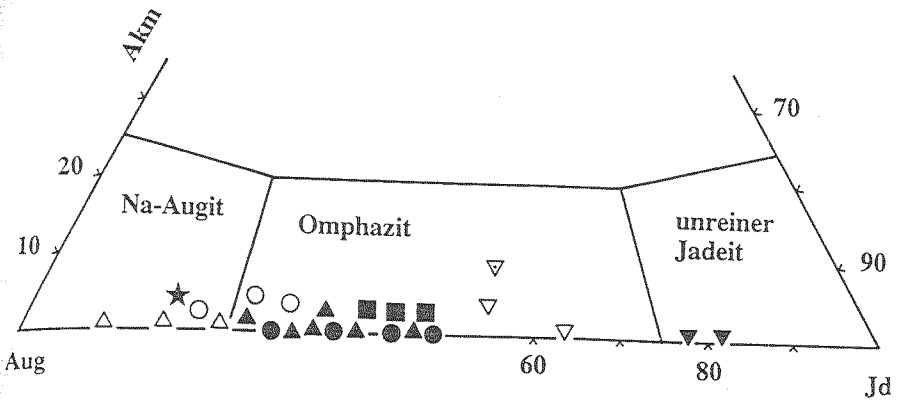


Abb. 71: Zusammensetzung der Klinopyroxene aus den Eklogiten des mittleren, des westlichen und des randlichen Erzgebirgskristallins sowie aus einem Granatpyroxenit im Dreieck Akmit-Augit-Jadeit nach Essene & Fyfe (1967); Symbolik analog Abb. 67; geschlossene Symbole = Cpx I, offene Symbole = Cpx II (symplektitischer Klinopyroxen). Bei Stolzenhain (▽) entspricht das offene Symbol den im Plagioklas enthaltenen, teilweise reequilibrierten Pyroxenrelikten und das offene Symbol mit Punkt den Pyroxeneinschlüssen im Granat. Der Übersicht halber sind die Durchschnittswerte für die einzelnen Vorkommen aus insgesamt ca. 800 Einzelmessungen dargestellt.

Im Gegensatz zu Granat sind weder eine Zonierung noch irgendwelche regionalen Unterschiede in der Omphazitzusammensetzung feststellbar. In Abwesenheit einer zusätzlichen Na-Phase spiegelt der Na- bzw. Jd-Gehalt der Pyroxene im wesentlichen den Gesteinschemismus wider. Das wird besonders anhand der Ausnahmen deutlich. Dazu gehört beispielsweise der Eklogit von Stolzenhain mit einem hohen Na_2O-Gehalt von 6,6 Gew.%, dessen Klinopyroxen dementsprechend einen Jd-Anteil von 60-80 Mol-% aufweist. Diese Jd-reichen Omphazite bzw. unreinen Jadeite (nach Essene & Fyfe 1967) werden dekompressionsbedingt teilweise von Plagioklas verdrängt. Im Unterschied zu anderen Proben verläuft dieser Prozeß hier nicht über ein symplektitisches Abbaustadium. Die reliktischen Pyroxene, die teilweise noch in Form von Einschlüssen in diesen Plagioklasen erscheinen und bereits von einer postekloglitischen Reequilibrierung betroffen sind, weisen reduzierte Jd-Gehalte auf, die aber immer

noch im Bereich von 53-59 Mol-% streuen und ungefähr den Jd-Gehalten der im Granat konservierten früheklogitischen Pyroxene entsprechen.

Auch der Klinopyroxen aus dem Granatpyroxenit weist entsprechend der Na_2O-armen Gesteinszusammensetzung erwartungsgemäß niedrige Jd-Gehalte im Bereich von 15 bis 21 Mol-% auf. Die niedrigeren Werte treffen vor allem zu, wenn es sich um Einschlüsse im Granat oder um Kernzusammensetzungen handelt, während die Ränder der Klinopyroxene im Grundgewebe etwas Jd-reicher sind. Dieses Phänomen stellt bei den untersuchten Proben den einzigen Hinweis auf eine Zonierung von Klinopyroxen dar. Die Orthopyroxene sind Mg-betont mit relativ konstanten Gehalten an Enstatit-Komponente von 86 Mol-%.

Üblicherweise geht die Dekompression, von Stolzenhain abgesehen, mit einem symplektitischen Abbau der Omphazite einher. Dabei kann in einer Probe die Zusammensetzung der symplektitischen Klinopyroxene (Cpx II) ein breites Spektrum umspannen, wobei die höchsten Jd-Gehalte teilweise bis an die Werte von Klinopyroxen I heranreichen. In der Regel zeichnet sich der symplektitische Pyroxen aber durch niedrigere Jd- (meist 20-30 Mol%) und etwas höhere Akm-Gehalte aus, auch wenn diese nur $<1...5$ Mol-% betragen. Das leukokrate Nebengestein des Eklogits von Forchheim führt ebenfalls symplektitische Cpx II-Pl-Verwachsungen, wobei Jd-Gehalte um 20-25 Mol-% und ein Akm-Anteil von <1 Mol-% bei durchgehend idealen Kationenzahlen typisch sind. Der Cpx II im angrenzenden Metabasit zeichnet sich durch ähnliche Jd-Gehalte aus.

Dadurch, daß eine Akm-Komponente berechnet, d.h. ein Teil des Fe^{2+} zu Fe^{3+} umgerechnet werden kann, ist eine Normierung auf genau 4 Kationen möglich. Unter der Voraussetzung einer ausreichenden Lamellenbreite weisen daher die symplektitischen Klinopyroxene bessere Kationensummen auf als die Omphazite. Anders verhält es sich allerdings bei feinlamellaren Symplektiten, die eine präzise Analytik erschweren. Hier ist die Mitanregung benachbarter Minerale durch den Elektronenstrahl nicht ganz auszuschließen, was zu schlechteren Kationensummen und Abweichungen von der Pyroxenstöchiometrie führt.

Zusätzliche atomemissionsspektrometrische Analysen liefern Hinweise auf die Anwesenheit weiterer Spurenelemente sowie deren Konzentration. In Analogie zum Granat besitzt auch der Klinopyroxen in Probe 32 gegenüber jenen aus den beiden Eklogitproben erhöhte Cr- und Ni-Gehalte.

Ergebnisse der atomemissionsspektralanalytischen Spurenelementbestimmungen (ppm) an Klinopyroxenkonzentraten ausgewählter Proben (mittleres Erzgebirgskristallin: 10 = Eklogit/Voigtsdorf, 32 = Granatpyroxenit/Lippmanns Steinbruch; westliches Erzgebirgskristallin: 15 = Eklogit/Mildenau):

Probe	10	15	32	Probe	10	15	32
Ag	0.14	0.16	0.12	Nb	4	nn	nn
B	13	10	<8	Ni	110	100	320
Ba	120	140	100	Pb	7	65	4
Co	32	14	19	Sn	30	25	4
Cr	320	630	2000	V	800	550	420
Cu	38	26	24	Y	nn	18	<8
Ga	26	37	10	Zr	320	19	54
Mn	310	130	700				

5.3 Amphibole

Die Berechnung der Amphibolformel erfolgt auf der Basis O = 23 nach dem Verfahren von Papike et al. (1974). Das verwendete Programm "Amphibol" (Franz & Häussinger 1990) mit einem modifizierten Algorithmus erlaubt die Berechnung der minimalen und maximalen Fe_2O_3-Grenzwerte, für die noch eine optimale Besetzung der T-, A- und B-Position (Formel nach Leake 1978) gewährleistet ist. Bei der Anwendung dieser Methode auf varistische Ca-Hornblenden geht Franz (1992) davon aus, daß der Mittelwert zwischen den beiden möglichen Extremwerten dem tatsächlichen Fe_2O_3-Gehalt der Hornblende am ehesten entspricht. Bei den vorliegenden Untersuchungen erscheint dieser Weg jedoch nicht sinnvoll, da die Festlegung auf den Mittelwert in Anbetracht der möglichen extremen Spannweite von 0% Fe_2O_3 bis zu ca. 60% Fe_2O_3 zu unsicher erscheint. Viele Autoren gehen bei eklogitischen Ca-Hornblenden auch von der Annahme $Fe^{2+} = Fe_{gesamt}$ aus. Repräsentative Analysen der untersuchten Amphibole sind in der Tabelle 13 sowie in den Abbildungen 72-74 dokumentiert.

Die Amphibolanalysen der einzelnen Vorkommen des mittleren Erzgebirgskristallins zeigen einen relativ einheitlichen Chemismus, wobei Einschlüsse von Amphibol I in der Regel einem Fe-haltigen Pargasit entsprechen. Der späteklogitische, Bleb-führende Amphibol II erweist sich als Pargasit bzw. pargasitische Hornblende, wobei im Eklogit von Ansprung eine chemische Zonierung vorliegt (Kern: Pargasit, Rand: Pargasitische Hornblende). Etwas größer scheint der Streubereich beim symplektitischen Amphibol III zu sein, wobei edenitische, pargasitische und Fe-haltige pargasitische Hornblenden die Regel sind. Im Kontakt zu Granat ist Amphibol III häufig SiO_2-ärmer, wobei die Zusammensetzung dann Fe-haltigen

Pargasiten entspricht. Generell scheinen die symplektitischen Amphibole im Vergleich zur späteklogitischen Hornblende etwas SiO_2-reicher zu sein. Der Granatpyroxenit kann edenitische Hornblende oder Edenit führen.

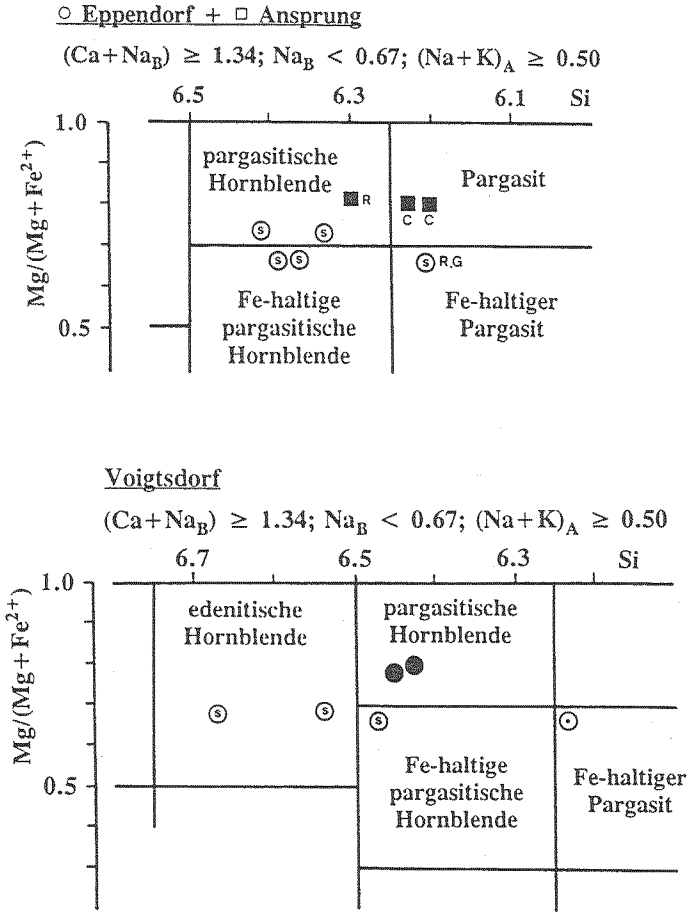


Abb. 72a: Zusammensetzung der verschiedenen Amphibolgenerationen in den Gesteinen des mittleren Erzgebirgskristallins im Klassifikationsdiagramm nach Leake (1978). Geschlossene Symbole = späteklogitischer Am II (R = Rand, C = Kern), offene Symbole mit Punkt = Am I-Einschluß im Granat, offene Symbole mit "s" = symplektitischer Am III (R.G. = Rand im Kontakt zu Granat).

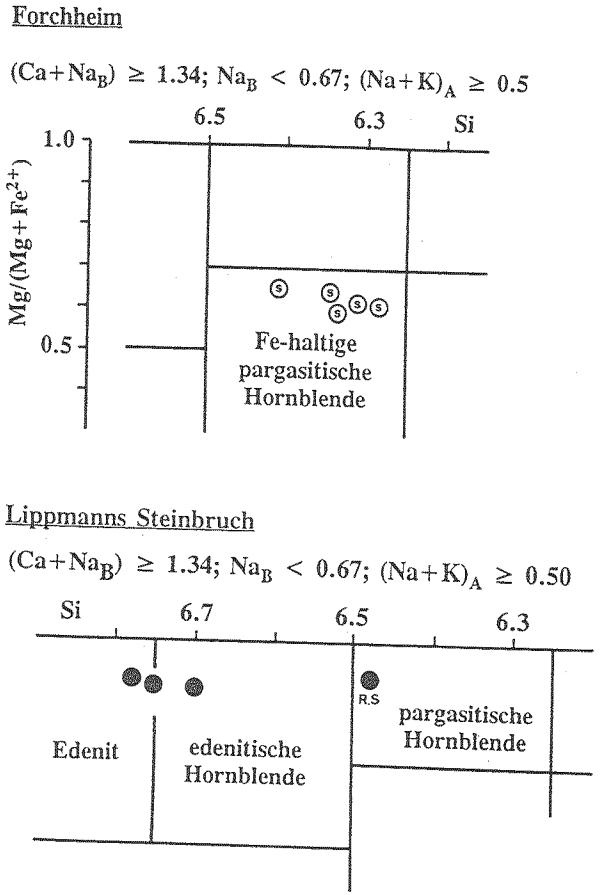


Abb. 72b: Legende und Symbolik siehe Abb. 72a.

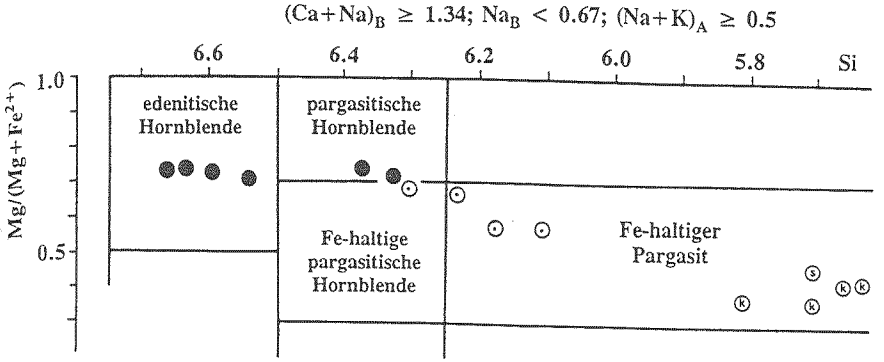
Die Amphibole aus den Eklogiten des westlichen Erzgebirgskristallins zeigen keine so konsistente Zusammensetzung, obwohl sich auch hier einige Gesetzmäßigkeiten andeuten. Bei den präeklogitischen Amphibolen überwiegen Fe-haltige Pargasite, wobei auch Pargasite sowie Fe-haltige pargasitische und edenitische Hornblenden beobachtet werden können. Wie in Großrückerswalde deutlich wird, gleicht sich der Chemismus der Amphibol I-Einschlüsse vom Granatkern (Fe-haltiger Pargasit) zum Rand hin (Fe-haltige pargasitische Hornblende) an den Grundgewebe-Amphibol an. Der Amphibol II des Grundgewebes ist in den einzelnen Vorkommen unterschiedlich zusammengesetzt. Entweder handelt es sich genau wie in den

Eklogiten des Münchberger Gneiskomplexes (O'Brien, im Druck) um tremolitische/aktinolithische Hornblende bzw. Tremolit/Aktinolith (Mildenau + Boden) oder um Magnesio-Hornblende (Wolkenstein + Rittersberg), die generell keine Blebs zeigen. Bleb-führende Individuen (Großrückerswalde + Streckewalde) erweisen sich ähnlich wie im mittleren Erzgebirge als pargasitische bis edenitische Hornblenden. Die feinen symplektitischen Verwachsungen schränken die Analyse von Amphibol III ein bzw. schließen diese aus. Deshalb liegen nur wenige Daten über die Zusammensetzung der symplektitischen Amphibole vor, die außerdem in einem weiten Bereich streuen. Im Kontakt zu Granat handelt es sich um Fe-haltigen Pargasit. Ansonsten dominieren aktinolithische oder Magnesio-Hornblenden; in einem Fall scheint auch Edenit vorzuliegen. Mit Ausnahme von Granatkontakten trifft auch hier die Tendenz zu, daß Amphibol III gegenüber Amphibol II SiO_2-reicher ist. Der Fe-haltige Pargasit (Amphibol IV), der in den Granatkoronen erscheint, ist dagegen äußerst SiO_2-arm (z.T. "subsilicic"). In wenigen Fällen folgt dem symplektitischen und dem koronitischen Abbau von Klinopyroxen und Granat eine Rekristallisation zu granoblastischem Amphibol V (=Aktinolith) und Plagioklas.

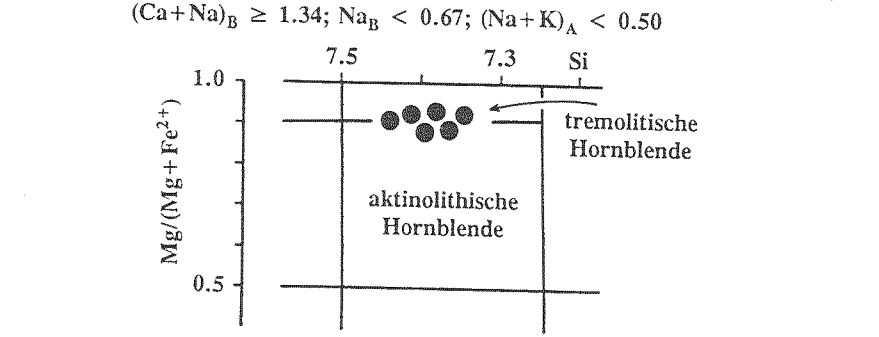
In den <u>randlichen Teilen des Kristallins</u> sind präeklogitische Amphibole relativ häufig vertreten, wobei sich der Chemismus dieser im Granat eingeschlossenen Individuen bei zunehmender Angleichung an den Amphibol II des Grundgewebes (in der Regel Aktinolith) kontinuierlich vom Granatkern (Edenit/edenitische Hornblende, in einem Fall Barroisit) zum Rand hin (Aktinolith/aktinolithische Hornblende) zu ändern scheint. Eine abweichende Zusammensetzung weist der Amphibol II im Eklogit von Metzdorf auf. Während alle anderen Vertreter dieses Minerals sämtlicher Generationen in den untersuchten Gesteinen zur Gruppe der Ca-Amphibole gehören, treten hier Na-Ca-Amphibole in Erscheinung. Diese sind durch eine schwache Zonierung gekennzeichnet, wobei die Kerne ins Barroisit- und die Ränder ins Magnesio-Katophorit-Feld fallen. Der feinverwachsene Amphibol III ist in der Regel nicht analysierbar. Nach einem Einzelwert könnte es sich dabei um aktinolithische Hornblende handeln.

Insgesamt läßt sich von den prä- über die späteklogitischen bis hin zu den symplektitischen Amphibolen eine Zunahme des SiO_2-Gehaltes verzeichnen.

<u>Großrückerswalde</u>



<u>Mildenau</u>



<u>Schmalzgrube</u>

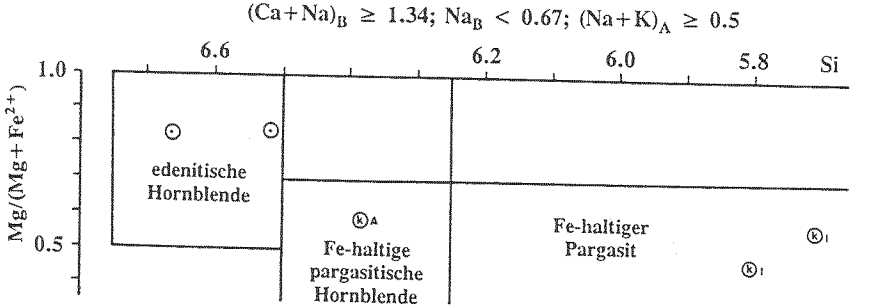


Abb. 73a: Chemismus der Amphibole in den Eklogiten des westlichen Erzgebirgskristallins. Geschlossene Symbole = späteklogitischer Am II, offene Symbole mit Punkt = Am I-Einschlüsse im Granat, offene Symbole mit "s" = symplektitischer Am III, offene Symbole mit "k" = koronitischer Am IV (I = innere Granatkorona, A = äußere Korona).

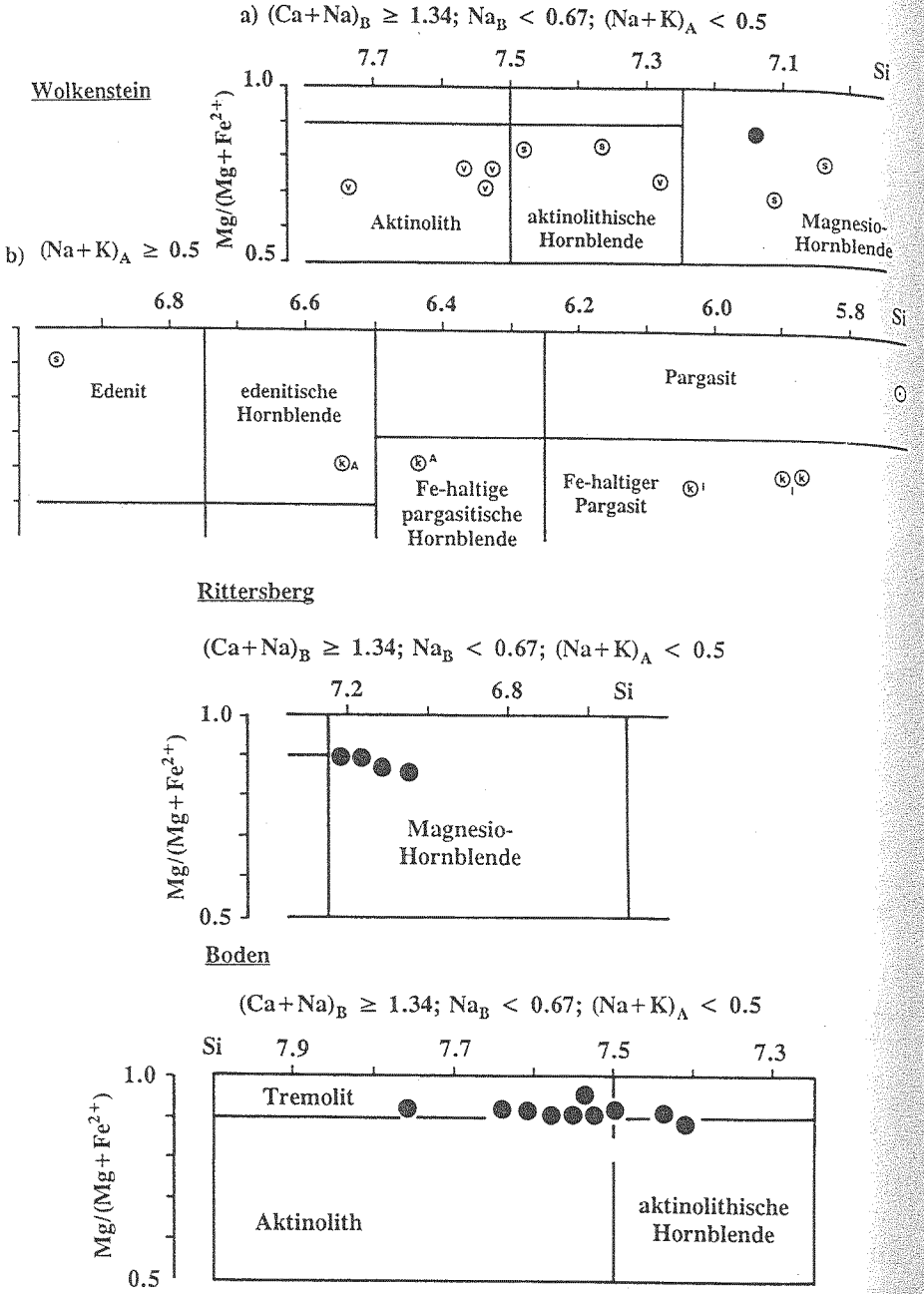


Abb. 73b: Legende und Symbolik siehe Abb. 73a; offene Symbole mit "v" = rekristallisierter Am V.

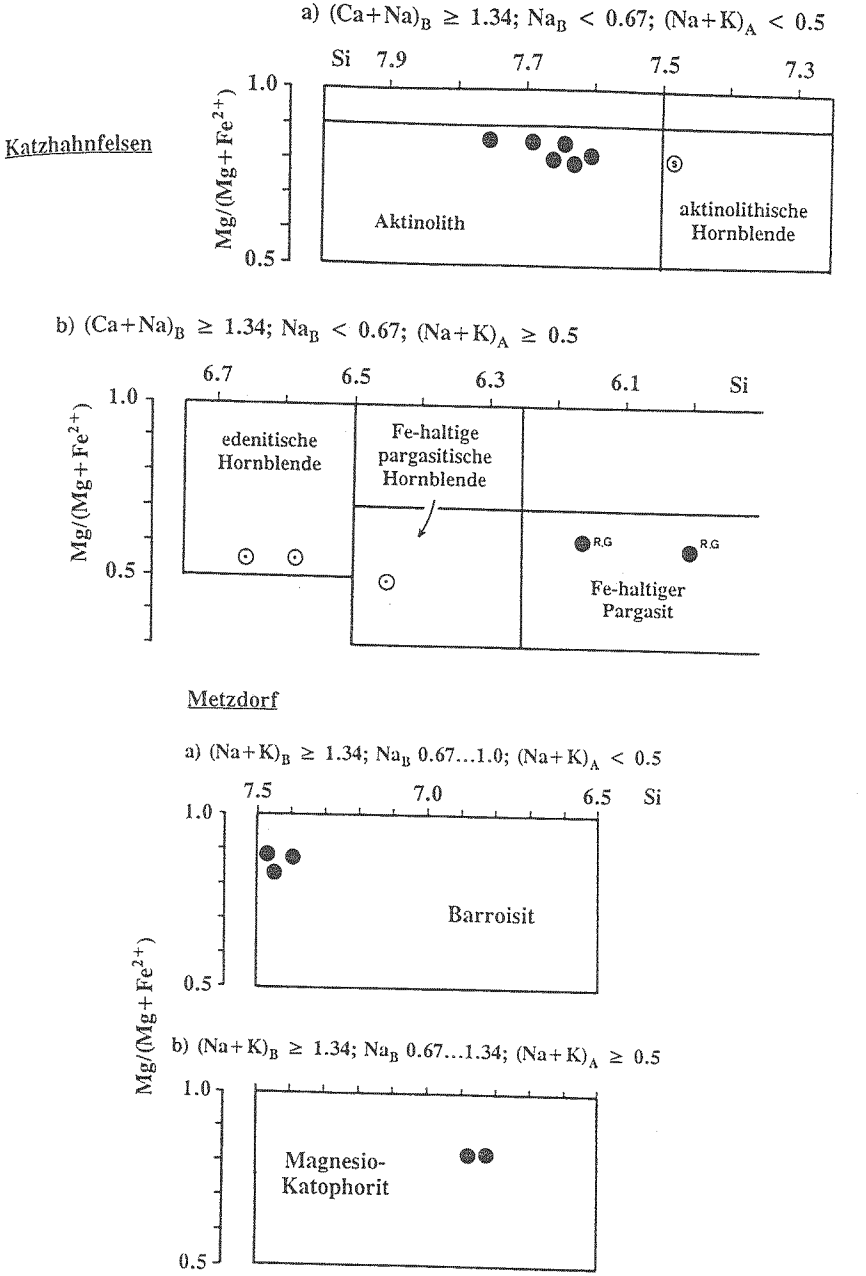
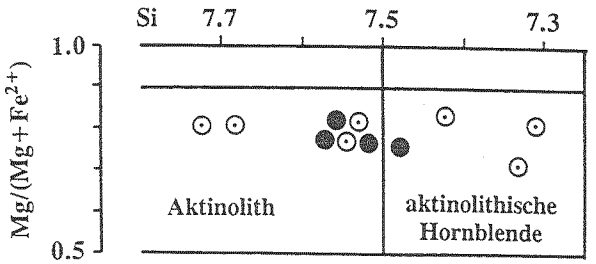


Abb. 74a: Analysen von Amphibolen verschiedener metamorpher Entwicklungsstadien aus den Eklogiten des randlichen Erzgebirgskristallins. Symbolik siehe Abb. 73a.

Crottendorf

a) $(Ca+Na)_B \geq 1.34$; $Na_B < 0.67$; $(Na+K)_A < 0.5$



b) $(Ca+Na)_B \geq 1.34$; $Na_B < 0.67$; $(Na+K)_A \geq 0.5$

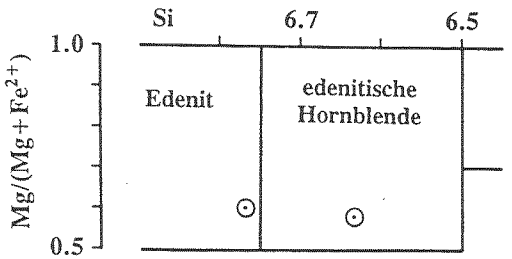


Abb. 74b: Legende und Symbolik siehe Abb. 73a.

5.4 Glimmerminerale

5.4.1 Hellglimmer

Die Ergebnisse ausgewählter Mikrosondenanalysen der Hellglimmer Phengit, Margarit und Paragonit sind in Tab. 14a zusammengestellt, wobei die Kationenberechnung auf der Grundlage O = 22 und Fe^{2+} = ΣFe beruht, einer auch in der Literatur vielfach praktizierten Vorgehensweise (e.g. Franz et al. 1986; Klemd et al. 1991). Die Fe^{3+}-Berechnung nach Schliestedt (1980) erbringt in den vorliegenden Fällen relativ inkonsistente Ergebnisse, weshalb hier auf die Anwendung dieser Methode verzichtet wird. Auch Häussinger (1990) berichtet über derartige Schwierigkeiten bei der Fe^{3+}-Abschätzung.

Die *Margarite*, die ausschließlich in den Umwandlungsprodukten von Disthen anzutreffen sind, zeigen in Abhängigkeit vom Vorkommen gewisse Unterschiede in der Mischkristall-

zusammensetzung. Beispielsweise handelt es sich beim Eklogit von Boden um Sprödglimmer mit einem hohen Anteil an Margaritkomponente von 90-99 Mol-%, wobei die verbleibenden 1-10 Mol-% in unterschiedlichem Maße von Paragonit und Muskovit gebildet werden. In Wolkenstein entfällt der Rest bei insgesamt niedrigeren Mrg-Gehalten um 77-86 Mol-% ausschließlich auf die Paragonitkomponente.

Paragonitrelikte, die Zeugen des amphibolit- oder früheklogitfaziellen Metamorphosestadiums darstellen, sind nur in den Gesteinen des randlichen Erzgebirgskristallins in Form von Einschlüssen im Granat erhalten. Es handelt sich dabei um Mischkristalle, die mit mehr als 90 Mol-% Pg-Komponente dem Endglied sehr nahe stehen. Geringe zusätzliche Anteile an Margarit und Seladonit (Crottendorf) oder Margarit und Muskovit (Katzhahnfelsen) charakterisieren diese Na-Hellglimmer.

Bei den seltenen und nur auf der Oberfläche einiger Gesteinsbruchstücke erscheinenden smaragdgrünen Glimmern (*Fuchsit*) handelt es sich nach rasterelektronenmikroskopischen Untersuchungen mit einem energiedispersiven System um K-Hellglimmer mit Cr_2O_3-, TiO_2- und FeO-Gehalten von jeweils 0,9 Gew.%.

Phengit stellt zweifelsohne das häufigste Hellglimmermineral in den untersuchten Gesteinen dar und ist gleichzeitig der einzige Vertreter dieser Gruppe, der zur eklogitfaziellen Paragenese gehören kann, wenn man von der möglichen Anwesenheit von Paragonit in einem Frühstadium absieht. Die aufgrund textureller Beziehungen abgeleitete Zuordnung von Phengit zu verschiedenen Metamorphosestadien wird auch durch Unterschiede im Chemismus gestützt, womit das Mineral als Indikator für metamorphe Prozesse eine gewisse Bedeutung erlangt. Diese Aussage bezieht sich zwar auch auf verschiedene Generationen in einer Probe, mehr aber noch auf die spezifischen Unterschiede zwischen den Hellglimmerpopulationen aus den einzelnen Eklogitarealen im Erzgebirge.

Es handelt sich bei allen analysierten K-Hellglimmern um Phengite, also um Mischglieder der Reihe Muskovit-Seladonit. Aus Tab. 14a geht aber auch hervor, daß ein nicht unbeträchtlicher Anteil Paragonitkomponente vorhanden ist, wonach diese Hellglimmer ternäre Mischkristalle darstellen. Die Mehrzahl der Analysen weist eine leichte Unterbesetzung der Zwischenschicht aus, wie dies in der Literatur vielfach beschrieben wird. Massonne (1991) führt dieses Phänomen entweder auf einen meßtechnisch bedingten Verlust an leichtflüchtigen Komponenten oder auf Alterationsvorgänge zurück, die eine Abfuhr von K^+ und Na^+ aus der Zwischenschicht zur Folge haben.

Der in der Abb. 75 dargestellte Si-Gehalt pro doppelter Formeleinheit (p.d.f.u.) als Maß für den Seladonitanteil der Phengite ist von besonderer petrogenetischer Relevanz, wobei insbesondere eine Druckabhängigkeit besteht (Velde 1965; Massonne & Schreyer 1987;

Massonne 1991; vgl. Kapitel 6). Eine Gesetzmäßigkeit zeichnet sich für das Erzgebirge insofern ab, als die Si-Gehalte der Phengite vom mittleren zum westlichen bzw. randlichen Teil des Erzgebirgskristallins mehr oder weniger systematisch zunehmen.

In den Gesteinen des mittleren Erzgebirgskristallins, wo die Phengite sehr wahrscheinlich einem spät- bis posteklogitischen Metamorphosestadium angehören, werden die niedrigsten Si-Gehalte von durchschnittlich 6,4 bis 6,5 p.d.f.u. (Gesamtbereich: 6,35-6,65) beobachtet, wobei die gesamte Streubreite schon innerhalb eines Glimmerindividuums anzutreffen sein kann. Eine gesetzmäßige Zonierung ist seltener nachzuweisen; eher scheint eine Domänenstruktur vorzuliegen. In einigen Fällen deutet sich allerdings ein wenig markanter Zonarbau mit Si-Abnahme vom Kern zum Rand hin an. In Forchheim treten in den metabasitischen Lagen Phengite auch als Einschluß im Granat (Si = 6,5 p.d.f.u.) auf, die dem prä- (bzw. früh-)eklogitischen Metamorphoseabschnitt entsprechen. In den leukokraten Nebengesteinslagen sind posteklogitische Hellglimmer mit relativ homogener Si-Verteilung oder einer schwachen Zonierung (Kern: Si = 6,55; Rand: Si = 6,45 p.d.f.u.) anzutreffen. Die feinkörnigen K-Hellglimmer in den Abbauprodukten von Disthen führen wesentlich niedrigere Si-Gehalte um 6,3. Somit können in Forchheim auch mineralchemisch (mindestens) drei verschiedene Generationen von K-Hellglimmern differenziert werden.

Im mittleren Erzgebirgskristallin bildet der Eklogit von Ansprung bezüglich der genetischen Zuordnung von Phengit eine Ausnahme, da das Mineral hier eindeutig der früh- bis syneklogitischen Entwicklung zuzuordnen ist. Die früheklogitischen Phengite (Einschlüsse im Omphazit) weisen die höchsten Seladonitgehalte (Si = 6,6 p.d.f.u.) auf. In den Matrixphengiten unterliegen die Si-Gehalte bei einem Durchschnittswert von 6,45 großen Schwankungen (Bereich 6,3 bis 6,7), wobei die meisten Individuen eine sehr schwache Zonierung mit Si-Abnahme zum Rand hin aufweisen. Es kann jedoch auch, wie in Tab. 14a dokumentiert, eine starke Zonierung mit randlicher Si-Anreicherung beobachtet werden.

Demgegenüber zeichnen sich die K-Hellglimmer der Eklogite des westlichen Erzgebirgskristallins durch relativ hohe Si-Durchschnittsgehalte um 6,8 p.d.f.u. aus, wobei in Einzelfällen Maximalwerte von 7,05 erreicht werden. In den Lokalitäten Schmalzgrube und Boden wird eine Zonierung mit relativ konstanten Si-Gehalten von 7,05 (bis 6,9) im Kern und 6,85 in den Randbereichen deutlich. In Wolkenstein dagegen äußert sich der genau entgegengesetzte Trend, wobei in den Kernen Si-Werte um 6,7 und am Rand von 6,9 Si p.d.f.u. dominieren. Bei insgesamt niedrigeren Durchschnittswerten (6,6-6,7) lassen sich in Großrückerswalde sowohl Si-Zunahme als auch -Abnahme zum Rand hin nachweisen, während in Rittersberg die Mehrzahl der Individuen im Kern etwas höhere Si-Gehalte (Si_{Kern} = 6,7; Si_{Rand} = 6,6) besitzt.

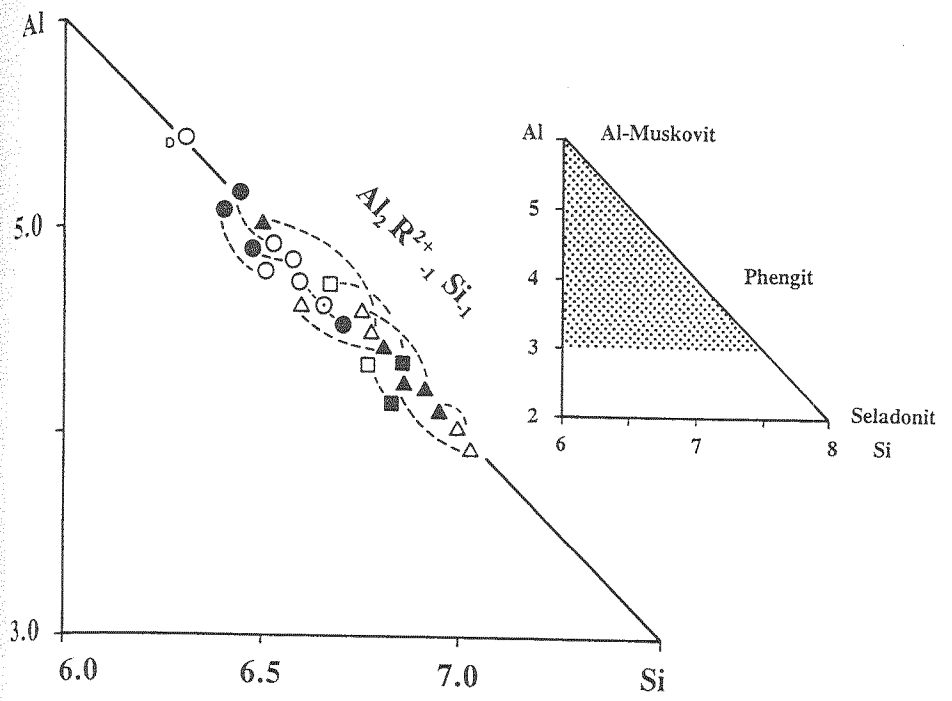


Abb. 75: Darstellung der Substitution $Al_2R^{2+}_{-1}Si_{-1}$ in den K-Hellglimmern der Gesteine des mittleren (○; mit Punkt = Phengiteinschluß im Granat; D = K-Hellglimmer nach Disthen), des westlichen (△) sowie des randlichen (□) Erzgebirgskristallins. Offene Symbole = Kernzusammensetzungen, geschlossene Symbole = Zusammensetzungen der Kristallränder.

Die Phengite in den Eklogiten des randlichen Erzgebirgskristallins weisen in den Kernzonen meist geringere Si-Gehalte als in den Randbereichen auf (Crottendorf: Si_{Kern} = 6,7; Si_{Rand} = 6,8; Katzhahnfelsen: Si_{Kern} = 6,65; Si_{Rand} = 6,75), während ein indifferentes Verhalten mit Si-Gehalten um 6,8 p.d.f.u. auch durch Schnitteffekte bedingt sein kann.

In allen untersuchten K-Hellglimmern scheint der Anteil an Paragonitkomponente in Abhängigkeit vom Vorkommen etwas zu variieren, wobei in Voigtsdorf mit 15-25 Mol-% die höchsten Beträge erreicht werden. Weiterhin fällt auf, daß die Phengite in der Regel geringe, aber dennoch signifikante Gehalte an BaO führen, während in den Paragoniten und Margariten auf der anderen Seite kein Barium nachweisbar ist. Am bariumreichsten sind die Phengite aus den Eklogiten von Großrückerswalde (BaO_{max} = 1,1 Gew.%) und Rittersberg

(BaO_{max} = 0,64 Gew.%).

Der Chemismus der Phengite korreliert weitgehend mit der Zuordnung dieses Minerals zu den unterschiedlichen metamorphen Entwicklungsstadien. Dabei spiegeln die niedrigen Si-Gehalte im mittleren Erzgebirgskristallin ein spät- bis posteklogitisches Phengitwachstum bzw. zumindest eine Reequilibrierung unter diesen Bedingungen wider, während in den westlichen und randlichen Teilen des Kristallins die Zugehörigkeit von K-Hellglimmer zur eklogitfaziellen Paragenese in einem höheren Seladonit-Anteil zum Ausdruck kommt. Die spezifischen Zonarbautypen deuten für das randliche Erzgebirgskristallin ein prograder Hellglimmerwachstum an, während beim westlichen Erzgebirge eine späteklogitische Überprägung bereits wieder eine retrograde Zonierung bewirken kann.

5.4.2 Dunkelglimmer

Repräsentative Mikrosondenanalysen von Dunkelglimmern sind in Tab. 14b zusammengestellt, wobei sich die Formelberechnung in Analogie zu den Hellglimmern auf 22 Sauerstoffe bezieht. Sowohl bei der Kationen- als auch bei der Endgliederberechnung nach Holdaway et al. (1988) werden mögliche Fe^{3+}-Gehalte vernachlässigt. Nähere Ausführungen zu diesem Algorithmus geben beispielsweise Häussinger (1990) und Franz (1992).

Im Gleichgewicht mit anderen eklogitfaziellen Mineralen ist Dunkelglimmer nur aus dem Eklogit von Ansprung bekannt, wo Phlogopit ohne erkennbare chemische Zonierung mit Si-Gehalten von 5,5 bis 5,7 p.d.f.u. in Koexistenz mit Phengit auftritt.

Ansonsten erscheinen in den untersuchten Gesteinen Dunkelglimmer fast ausschließlich in symplektitischen Verwachsungen mit Plagioklas, die infolge der Dekompression auf Kosten von Phengit gebildet werden und der posteklogitischen Entwicklung angehören. Es handelt sich dabei um Biotite mit durchschnittlichen Si-Gehalten von 5,6-5,7 p.d.f.u., die zum Teil bis über 1 Gew.% BaO und 3,5 % TiO_2 führen. Die Summe der Zwischenschichtkationen ist auch hier in den meisten Fällen kleiner als der theoretische Wert von 2,0. Andererseits weisen diese feinblättrigen, symplektitisch verwachsenen Biotite Abweichungen von der stöchiometrischen Zusammensetzung auf. Dies äußert sich beispielsweise in der Überbesetzung der Zwischenschicht als Folge erhöhter Na_2O-Gehalte, die eindeutig auf den assoziierten Plagioklas zurückführbar sind (Mitanregung von Plagioklas durch den Elektronenstrahl). Insofern sind diese Analysen, wie auch jene der Klinopyroxen II-Plagioklas-Symplektite und anderer feinverwachsener Minerale, stets mit Vorbehalt zu betrachten. Allerdings hat der Plagioklas keinen störenden Einfluß auf das gemessene Mg/Fe-Verhältnis der Biotite, womit die Verwendung derartiger Analysen zulässig erscheint.

In Forchheim treten sowohl im Metabasit als auch in den leukokraten Nebengesteinslagen Biotite in verschiedenen texturellen Verwachsungen auf: In den Symplektiten gemeinsam mit Plagioklas, als Abbauprodukt von Granat sowie sporadisch verteilt im Grundgewebe. Trotz unterschiedlicher textureller Ausbildung lassen sich chemisch keine systematischen Unterschiede zwischen den einzelnen Populationen als auch zwischen Kern- und Randbereich in einem Individuum feststellen. Charakteristisch sind relativ hohe TiO_2-Gehalte bis zu mehr als 4 Gew.% sowie fehlende BaO-Gehalte bei Si-Werten von 5,5 bis 5,7.

5.5 Feldspäte

Ausgewählte Analysen von Feldspäten sind in Tab. 15 dokumentiert. In der eklogitfaziellen Paragenese kann nur akzessorischer Kalifeldspat als Vertreter dieser Mineralgruppe erscheinen, da Plagioklas unter solchen Bedingungen instabil ist. In den prä- und posteklogitischen Mineralassoziationen allerdings ist Plagioklas in den untersuchten Gesteinen regelmäßig anzutreffen. Prograde Plagioklasrelikte sind dennoch nur in seltenen Fällen, wie beispielsweise in den Gesteinen des randlichen Erzgebirgskristallins, in Form von Einschlüssen in den Granatkernen gemeinsam mit Amphibol I, Paragonit, Epidot und selten auch Kalifeldspat erhalten, wobei es sich um albitbetonte Mischkristalle (An_{16-18}) handelt.

Außerdem bildet Plagioklas sowohl mit Klinopyroxen II als auch mit Biotit symplektitische Verwachsungen, wobei im mittleren Erzgebirge stets albitreiche Zusammensetzungen dominieren (An ≤ 20-25 Mol-%, minimal 16 Mol-% An). Es lassen sich zwischen den beiden Symplektittypen keine signifikanten Unterschiede im Plagioklaschemismus feststellen. Im Metabasit von Forchheim sind jedoch die Plagioklase in den Symplektiten nach Phengit mit 25-30 Mol-% An etwas anorthitreicher als jene in den Omphazitsymplektiten (An = 16-19 Mol-%). In Symplektiten, die aufgrund fehlender Relikte keine Zuordnung zu präexistierendem Omphazit oder Phengit zulassen, betragen die An-Gehalte im Plagioklas ebenfalls 17-18 Mol-%. Im zwischengelagerten Nebengestein (Forchheim) erscheint Plagioklas in verschiedenen texturellen Verwachsungen. In den Symplektiten nach Omphazit zeichnen sich die Plagioklase ebenso wie im Metabasit durch 13-18 Mol-% An aus und entsprechen damit auch den Plagioklasen im Grundgewebe. Nur im Kontakt zu Granat können noch geringere An-Gehalte um 5 Mol-% erreicht werden. Im Grundgewebe treten außerdem mikroperthitisch entmischte Alkalifeldspäte (Or_{87} Ab_{13}) auf.

In den Eklogiten des westlichen Erzgebirgskristallins ist infolge der feinen symplektitischen Verwachsungen nur in einigen Fällen eine präzise Bestimmung des Plagioklaschemismus möglich. Aus den wenigen zur Verfügung stehenden Daten werden größere Unterschiede in der Zusammensetzung verschiedener Plagioklasgenerationen schon in einer Probe deutlich. Im Eklogit von Wolkenstein zeigen die bereits rekristallisierten Individuen die niedrigsten

An-Gehalte (An_{12}), während in den Omphazit-Symplektiten Plagioklase mit ca. 33 Mol-% An erscheinen. Die Individuen in den Phengit-Symplektiten sind dagegen stärker anorthitbetont (An_{45-60}), wobei die höchsten An-Gehalte im koronitischen Plagioklas nach Granat erreicht werden (An_{60}). "Unsaubere" Analysen koronitischer Plagioklase (mit FeO-, MgO- und K_2O-Gehalten) sind vor allem durch die enge räumliche Assoziation mit Epidot, Granat und Amphibolen bedingt. Im Eklogit von Stolzenhain entstehen beim Abbau des jadeitbetonten Klinopyroxens (Cpx I) keine symplektitischen Verwachsungen, da es zur direkten Verdrängung von Pyroxen durch besonders albitreiche Plagioklase (An_{05}) kommt.

In den Symplektiten nach Phengit erscheinen in den Vorkommen Boden und Großrückerswalde neben Plagioklas untergeordnet auch *K-Ba-Feldspäte*, die bis zu 33 Mol-% Celsiankomponente beinhalten können, was höchstwahrscheinlich auf die erhöhten Bariumgehalte der Phengite zurückzuführen ist. Franz et al. (1986) beobachten ebenfalls einen geringen Anteil von Kalifeldspäten in den Symplektiten nach Phengit, wenn dieser als Einschluß im Amphibol auftritt.

Eine dem Erzgebirge ähnliche gesetzmäßige Änderung der Plagioklaszusammensetzung wird auch von Messiga & Bettini (1990) beschrieben, wobei der An-Gehalt von den Cpx-Pl-Symplektiten über die koronitischen Plagioklase bis hin zu den kelyphitischen Typen, die sich beide beim Abbau von Granat bilden, zunimmt. Kelyphitische Reaktionen sind dabei besonders an pyropreiche Granate und koronitische Bildungen an almandinbetonte Individuen gebunden. Bei einem nur minimalen Stoffaustausch mit der Umgebung verläuft die Kelyphitisierung mehr oder weniger isochem, während die koronitischen Reaktionen durch Diffusionsprozesse gesteuert werden.

5.6 Zoisit/Klinozoisit/Epidot und Disthen

Aus den in Tab. 16 dokumentierten Mikrosondenanalysen von Zoisit und Klinozoisit/Epidot wurde die Kationenverteilung auf der Sauerstoffbasis von 25 berechnet. Zoisit tritt vor allem in den Eklogiten des westlichen Erzgebirgskristallins als Nebengemengteil auf, wobei die Fe_2O_3-Gehalte wie im Münchberger Gneiskomplex (e.g. Okrusch et al. 1990) zwischen 0,36 und 2,18 Gew.% variieren. Bei den Einschlüssen im Granat, die Relikte einer prograden Mineralparagenese darstellen, kann es sich je nach Vorkommen sowohl um Zoisit/Klinozoisit (0,8 % Fe_2O_3) als auch um Epidot (Fe_2O_3 5,3-6,1 Gew.%) handeln, während in den posteklogitischen Abbauprodukten nach Granat Epidot dominiert (Fe_2O_3 ca. 6,9 Gew.%).

In Forchheim erscheint in den leukokraten Nebengesteinslagen akzessorischer Orthit als weiterer Vertreter dieser Mineralgruppe. Anhand der Oxidsummen kann auf Gehalte an Seltenen Erden um 15 Gew.% geschlossen werden, wobei es sich nach qualitativen Untersuchungen mit der Mikrosonde hauptsächlich um Lanthan handelt.

Ausgewählte Mikrosondenanalysen von Disthen einschließlich der auf 5 Sauerstoffen basierenden Kationenberechnung sind Tab. 17 im Anhang zu entnehmen. Die Gehalte an Cr_2O_3 und MnO betragen bis zu 1,4 bzw. 1,0 Gew.%. Alle weiteren Komponenten sind in wesentlich geringeren Konzentrationen vertreten.

5.7 Phasenbeziehungen

Prinzipiell betrachtet, stellen Eklogite nahezu bimineralische Gesteine dar, wobei die Mischkristallzusammensetzung von Granat und Klinopyroxen neben den Parametern Druck und Temperatur vor allem durch den Gesteinschemismus determiniert wird. Im Dreieck CaO-FeO-MgO (Abb. 76 und 77) sind die Konoden der koexistierenden Granat-Klinopyroxen-Paare und der zugehörige Gesteinschemismus graphisch dargestellt. Generell ist festzustellen, daß das Fe/Mg-Verhältnis des Klinopyroxens im Gegensatz zu dem des Granats kaum variiert, eine Tatsache, die auch von Matthes et al. (1969) in den Eklogiten des Münchberger Gneiskomplex beobachtet wird.

Für die Eklogite des mittleren Erzgebirgskristallins (Ansprung, Forchheim, Eppendorf, Voigtsdorf) deutet die parallele Lage der Konoden etwa ähnliche Bildungsbedingungen an. Außerdem dokumentieren die Projektionspunkte für den Gesteinschemismus eine etwa bimineralischen Zusammensetzung, ähnlich wie dies für einen Teil der Eklogite aus dem Münchberger Komplex gezeigt werden kann (Matthes et al. 1969).

Die abweichende Konodenlage für den Granatpyroxenit (L) ist durch eine andere, magnesiumbetonte Gesteinszusammensetzung bedingt, wobei durch den etwas in die Mg-Ecke verschobenen Projektionspunkt für den Gesteinschemismus auf die Anwesenheit einer weiteren Mg-reichen Phase (Orthopyroxen) hingewiesen wird.

Im Vergleich zu den Eklogiten aus dem mittleren Erzgebirge sind die Gesteine des westlichen und des randlichen Erzgebirgskristallins durch einen größeren Anteil an zusätzlichen Phasen gekennzeichnet. Allerdings weichen die Projektionspunkte für die Gesteinschemie in Abb. 76 und 77 nur in wenigen Fällen stärker von der erwarteten Lage für ein bimineralisches Grt-Cpx-System ab. Das kann dadurch bedingt sein, daß die gleichzeitige Anwesenheit von Amphibolen und Zoisit in den entsprechenden Proportionen zu einer Kompensation führt. Bei den Eklogiten von Schmalzgrube, Wolkenstein und Mildenau (Abb. 76) ist, bezogen auf das Mineralpaar Granat-Klinopyroxen, eine mehr oder weniger deutliche Verschiebung zu CaO-reicheren Gesteinszusammensetzungen hin zu verzeichnen, was auf höhere Gehalte einer zusätzlichen Ca-betonten Phase (Zoisit) hindeutet. In analoger Weise

ist der relative MgO-Reichtum des Eklogits von Rittersberg gegenüber Granat und Klinopyroxen durch die Koexistenz von Magnesio-Hornblende bedingt. Außerdem kann ein hoher Phengitanteil einen additiven Einfluß auf diesen Trend ausüben.

Außerdem ist festzustellen, daß die Granate aus den Eklogiten des mittleren Erzgebirgskristallins im Vergleich zu den Gesteinen aus den beiden anderen Gebieten in der Regel etwas grossularreicher sind, was durch das weitgehende Fehlen von Zoisit in der eklogitfaziellen Paragenese bedingt ist. In den zoisitreichen Eklogiten aus dem westlichen und dem randlichen Erzgebirgskristallin ist der Grossulargehalt im Granat folglich geringer. Als Ursache für dieses Verhalten kommen nur unterschiedliche Metamorphosebedingungen in Betracht, da die Eklogite aus den verschiedenen Einheiten geochemisch ähnlich sind, wenn man von den hellen Typen absieht. Darüber hinaus unterliegen die Pyropgehalte im Granat einer deutlichen Abhängigkeit von der Gesteinszusammensetzung, wobei der Anteil an Pyropkomponente in den Mg-betonten, hellen Eklogiten am höchsten ist. Die dunklen Eklogite sind dagegen durch almandinreichere Granate gekennzeichnet. O'Brien (im Druck) stellt für die Münchberger Eklogite eine ähnliche Korrelation (zwischen Disthenführung und Granatchemismus) fest. Bei derartigen Vergleichen müssen allerdings die unterschiedlichen Zonierungstrends der Granate berücksichtigt werden.

Der Eklogit von Stolzenhain bildet hinsichtlich der Gesteins- und Mineralchemie eine Ausnahme, was auch durch die von allen anderen Vorkommen abweichende Lage der Konoden (Abb. 77) zum Ausdruck kommt. Das Gestein wird von verschiedenen sekundären Mineralaggregaten dominiert, wobei Granat und unreiner Jadeit (statt Omphazit) zu einem mehr oder weniger hohen Prozentsatz erhalten sind. Die Divergenz von Granat- und Pyroxenchemismus einerseits und der Gesteinszusammensetzung andererseits ist entweder durch posteklogitische Stoffmobilität oder aber durch Ca-Fe-reiche Phasen zu erklären, die mit dem genannten Mineralpaar koexistierten. Infolge der starken retrograden Überprägung ist eine Aussage über die Natur derartiger Minerale ohne weitere Untersuchungen nicht möglich. Posteklogitische Stoffmobilität als einzige Ursache für diese Diskrepanz ist insofern auszuschließen, als sich bereits das eklogitfazielle Mineralpaar Granat-unreiner Jadeit chemisch von allen anderen Proben unterscheidet. Die hohen Jd-Gehalte um 80 Mol-% sind durch den Na-betonten Gesteinschemismus erklärbar. Analoge Beispiele finden sich bislang nur in den Lokalitäten Nybö und Liset in Westnorwegen (Smith 1976; Kechid & Smith 1985; Smith et al. 1986) und in der Lu Su Provinz in China (Smith et al. 1990). Bei hohen Na_2O- und Al_2O_3- sowie geringen K_2O- und MgO-Gehalten in den Gesteinen bestehen zwischen diesen Vorkommen weitere auffällige Gemeinsamkeiten. Dazu gehören ein almandinbetonter Granat ($Alm_{60}Pyr_{24}Grs_{14}Spe_2$) sowie ein Klinopyroxen mit 80 Mol-% Jd sowie die Anwesenheit von Nyböit ($NaNa_2Mg_3Al_2Si_7AlO_{22}(OH)_2$) und Taramit ($NaCaNaMg_3Al_2Si_6Al_2O_{22}(OH)_2$. Bis auf die noch nicht verifizierte Führung der letztgenannten Minerale treffen alle Eigenschaften auch auf den Eklogit von Stolzenhain zu.

Neben Granat und Klinopyroxen führen die untersuchten Gesteine weitere Nebengemengteile und Akzessorien. Einige davon sind Ausdruck der spezifischen Gesteinszusammensetzung, andere stellen dagegen sensible P-T-Indikatoren dar. Eine Reihe von mischkristallbildenden Mineralen spiegelt sowohl den geochemischen Charakter des Gesteins als auch das P-T-Regime wider. Zu dieser letzten Gruppe von Nebengemengteilen gehören zweifellos die Amphibole.

Zu Beginn der Hochdruckmetamorphose bildet sich in Abhängigkeit vom Fe/Al-Verhältnis im Gestein zunächst Glaukophan bzw. Crossit (Ungaretti et al. 1983). In den untersuchten Gesteinen findet sich jedoch kein Hinweis auf Na-Amphibole, wahrscheinlich weil diese nur bei Temperaturen bis zu 550 °C (in Abhängigkeit vom Na_2O-Gehalt im Gestein) stabil sind. Bei etwas höheren Temperaturen wird Glaukophan zunächst von Na-Ca-Amphibolen wie Barroisit oder Winchit ersetzt (Krogh 1980; Maresch et al. 1982), deren Auftreten im Erzgebirge auf den randlichen Teil des Kristallins beschränkt bleibt. Tremolit sowie tremolitische und Magnesio-Hornblende sind dagegen für Eklogite mit mittleren Metamorphosetemperaturen charakteristisch (O'Brien, im Druck), während pargasitische Amphibole an Hochtemperatur-Eklogite gebunden sind (Griffin & Qvale 1985).

Allerdings wird die Mischkristallzusammensetzung der Amphibole, wie aus den vorliegenden Untersuchungen hervorgeht, auch durch den Gesteinschemismus determiniert. In den Eklogiten aus dem mittleren Erzgebirge und den dunklen Typen aus dem Westteil des Kristallins dominieren pargasitische Amphibole, während die hellen Eklogite durch aktinolithische, tremolitische sowie Magnesio- Hornblende gekennzeichnet sind. Eine Korrelation zwischen Gesteinschemismus (und der damit verbundenen Paragenese) und Amphiboltyp äußerst sich nach Medaris (1980) und Mottana et al. (1990) beispielsweise in edenitischer Zusammensetzung der Amphibole in Koexistenz mit Biotit bzw. in pargasitischer Tendenz im Gleichgewicht mit Zoisit, wobei im Erzgebirge tatsächlich eine edenitische Zusammensetzung bei dem mit Phlogopit koexistierenden Amphibol aus dem Granatpyroxenit zu beobachten ist.

Ein Zusammenhang zwischen Nebengemengteilen und Gesteinschemismus deutet sich für die erzgebirgischen Eklogite insofern an, als die disthenreichsten Proben in der Regel auch die höchsten Al_2O_3-Gehalte von mehr als 18 Gew.-% besitzen. In Anbetracht der insgesamt nur geringen Ky-Führung (maximal 4 Vol.-%) und der anscheinend etwas inhomogenen Verteilung dieses Minerals kommt diese Abhängigkeit nur in den Ky-reicheren Proben deutlich zum Ausdruck. Darüber hinaus ist auch eine positive Korrelation zwischen dem Anteil an Phengit bzw. Bt-Pl-Symplektiten und dem K_2O-Gehalt festzustellen, eine Tatsache, die für die Eklogite des Münchberger Gneiskomplexes ebenfalls charakteristisch ist (Schmidt 1972).

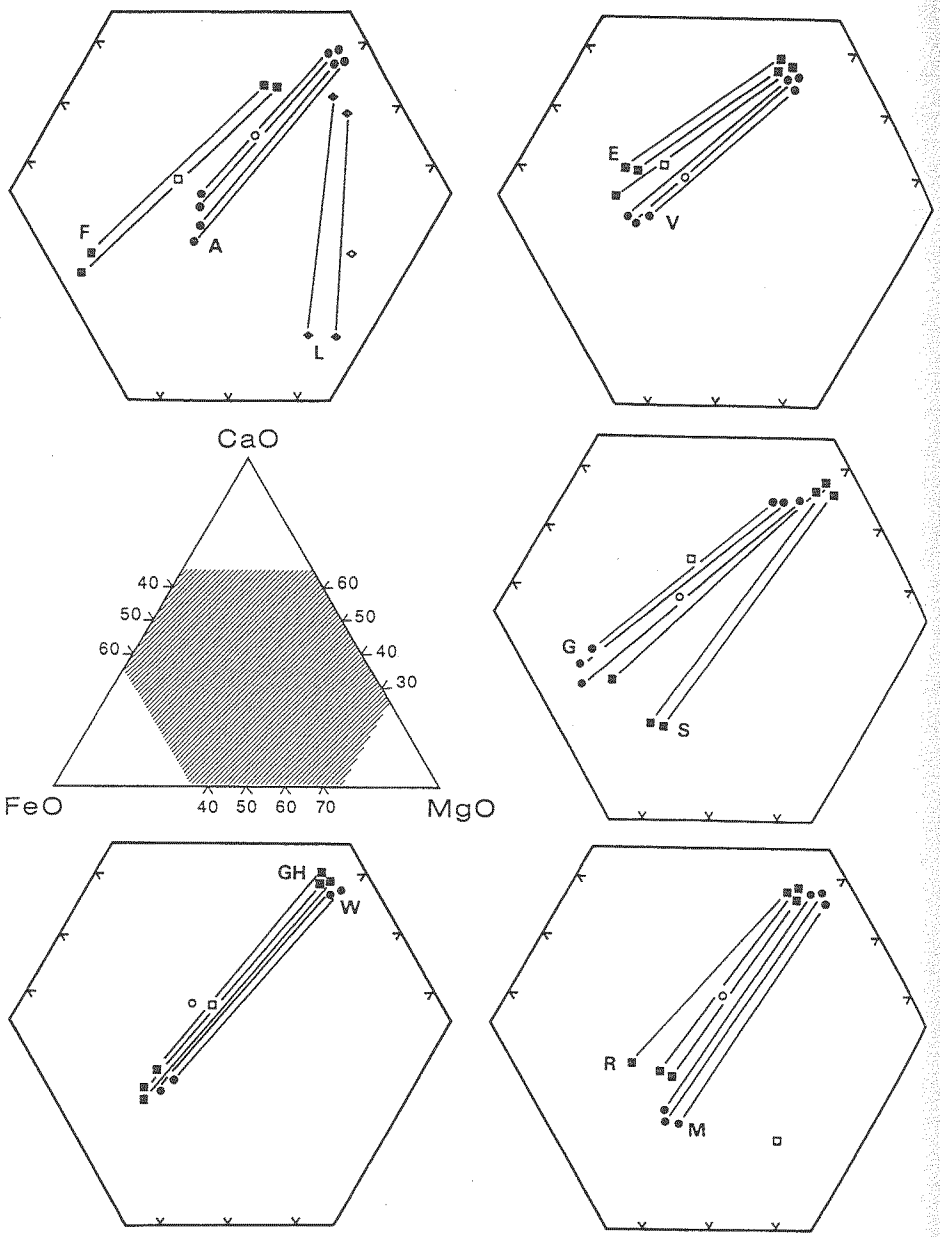


Abb. 76: Chemische Zusammensetzung von koexistierenden Granaten und Klinopyroxenen (geschlossene Symbole) in den eklogitischen Gesteinen aus dem mittleren und westlichen Erzgebirgskristallin im Vergleich zum Gesteinschemismus (offene Symbole) im Dreieck FeO_{tot}-CaO-MgO (F = Forchheim, A = Ansprung, L = Lippmanns Steinbruch, E = Eppendorf, V = Voigtsdorf, G = Großrückerswalde, S = Schmalzgrube, GH = Grünhainichen, W = Wolkenstein, R = Rittersberg, M = Mildenau).

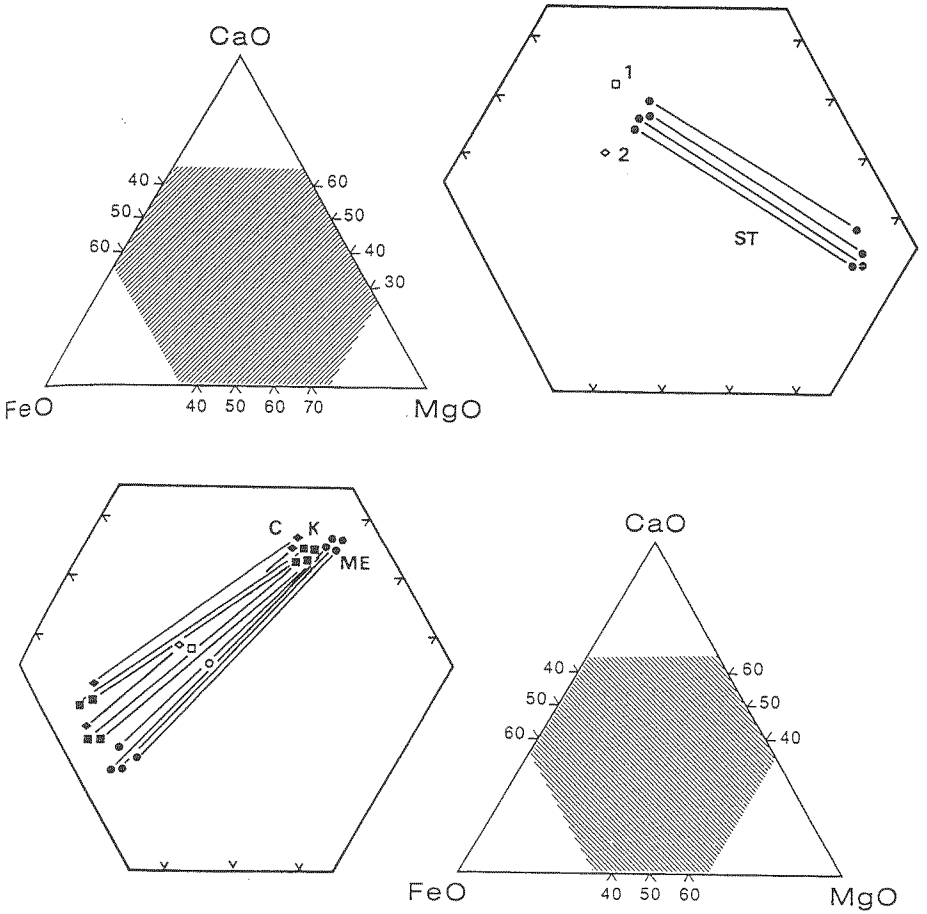


Abb. 77: Zusammensetzung koexistierender Granate und Klinopyroxene (geschlossene Symbole) im Vergleich zum Gesteinschemismus (offene Symbole) für den Eklogit von Stolzenhain (ST; 1: Gesteinschemismus ohne $CaCO_3$-Korrektur, 2: $CaCO_3$-korrigiert) und die Gesteine des randlichen Erzgebirgskristallins (C = Crottendorf, K = Katzhahnfelsen, ME = Metzdorf) im Dreieck FeO_{tot}-CaO-MgO.

6 Thermobarometrie

6.1 Konventionelle Methoden

Eine Reihe experimentell erstellter und zum Teil mehrfach rekalibrierter Thermo- und Barometer eignet sich zur Quantifizierung der Metamorphosebedingungen eklogitischer Gesteine, wobei sowohl der P-T-X-abhängige Elementaustausch zwischen koexistierenden Phasen als auch der Verlauf kontinuierlicher und diskontinuierlicher Reaktionskurven im P-T-(X)-Diagramm von Interesse ist. Bei der Anwendung solcher Thermo- und Barometer auf verschiedene natürliche Systeme ist zu berücksichtigen, daß die meisten Gleichgewichte für einen definierten Chemismus, teilweise auch nur für Modellsysteme, geeicht sind.

Weitere Probleme entstehen durch Unsicherheiten bei der Abschätzung der Elementwertigkeiten aus Mikrosondendaten, was beispielsweise für den thermobarometrisch relevanten Fe^{2+}-Mg-Austausch zwischen koexistierenden Mineralen von Bedeutung ist. Naßchemische und mößbauerspektroskopische Analysen an Mineralkonzentraten ergeben oft bemerkenswerte Fe^{3+}-Gehalte, die in der Regel die kristallchemisch kalkulierten Werte übersteigen (e.g. Medaris 1980). Diese Tatsache wird in bezug auf Klinopyroxen durch die vorliegenden Untersuchungen bestätigt (vgl. Kapitel 5). Die Fe^{3+}-Berechnung aus Mikrosondendaten durch Ladungsausgleich setzt in jedem Fall eine perfekte Mineralstöchiometrie voraus, was nicht immer der Fall ist (e.g. Wood & Henderson 1978; Kapitel 5). Außerdem reagiert eine derartige Fe^{3+}-Abschätzung sehr sensibel auf jeden analytischen Fehler, insbesondere in bezug auf SiO_2, weshalb diese Berechnungsmethode bei besonders Fe-armen Klinopyroxenen nicht angewendet werden sollte (Carswell & Harley 1990). Auch in den untersuchten Proben zeigt die Mößbauerspektroskopie gegenüber den kristallchemischen Berechnungen höhere Fe^{3+}-Gehalte für die Klinopyroxene an, wodurch sich beispielsweise für den Mg-Fe^{2+}-Austausch zwischen Granat und Klinopyroxen niedrigere Temperaturen ableiten. In der folgenden Übersicht (Tab. 18) sind die mit den verschiedenen Fe^{2+}/Fe^{3+}-Verhältnissen ermittelten Temperaturen gegenübergestellt. Wegen der Vergleichbarkeit mit Literaturwerten und zahlenmäßig begrenzter Mößbauerdaten basiert die Thermobarometrie generell auf den durch Ladungsausgleich ermittelten $Fe^{2+/3+}$-Gehalten (Tab. 11 und 12 im Anhang) unter dem Vorbehalt, daß die Temperaturen dadurch möglicherweise um 30 bis 110 °C überbestimmt werden.

Neben dem Elementaustausch zwischen Granat und Klinopyroxen stehen, in Abhängigkeit von der jeweiligen Paragenese, weitere Austauschgleichgewichte zur Abschätzung der Metamorphosetemperaturen von Eklogiten zur Verfügung. Dabei sind u.a. die Mineralpaare Granat-Phengit, Granat-Biotit, Granat-Amphibol und Plagioklas-Amphibol von Interesse, die gegebenenfalls zusätzliche Aussagen zur prograden und retrograden Entwicklung erlauben.

Tab. 18: Mittlere Gleichgewichtstemperaturen für den Mg-Fe^{2+}-Austausch zwischen Granat und Klinopyroxen bei 30 kbar (nach Ellis & Green 1979) auf der Grundlage unterschiedlicher Fe^{2+}/Fe^{3+}-Verhältnisse

Probe	Fe^{2+} aus Mößbauerdaten	Fe^{2+} aus Mineralstöchiometrie
10	~810 °C	924 °C
15	~650 °C	679 °C
32	~870 °C	946 °C

Etwas komplizierter ist dagegen die Ableitung des Metamorphosedruckes, insbesondere des Druckmaximums. Das Gleichgewicht ab ⇄ Qtz + jd (Holland 1980) zeigt in den plagioklasfreien Eklogiten nur Mindestdrücke an. Nimmt der Jd-Gehalt in einem Omphazit vom Kern zum Rand hin zu, kann der damit verbundene Anstieg des Minimaldruckes nicht mit einer Druckzunahme während der Kristallisation korreliert werden (siehe auch Ghent 1988). Gleichermaßen stellen die nach dem Jd-Barometer abgeleiteten unterschiedlichen Mindestdrücke für die verschiedenen Eklogite keinerlei Hinweis auf die Relation der eigentlichen Druckmaxima dar, da bei Abwesenheit von Plagioklas (der den Na-Gehalt im Cpx in Abhängigkeit vom Druck puffert) der Jd-Anteil im Omphazit hauptsächlich von der Na_2O-Konzentration im Gestein abhängt.

6.1.1 Mittleres Erzgebirgskristallin

Das Granat-Klinopyroxen-Thermometer nach Ellis & Green (1979) ergibt relativ hohe Gleichgewichtstemperaturen (Tab. 19) für den eklogitfaziellen Metamorphosehöhepunkt, wobei erwartungsgemäß keine nennenswerten Unterschiede zwischen den Kern- und Randbereichen der untersuchten Minerale festzustellen sind. Auch wenn nach Mößbaueruntersuchungen mit höheren Fe^{3+}-Gehalten gerechnet werden muß, liegt der Temperaturpeak dennoch oberhalb 800 °C. Zwischen den einzelnen Vorkommen bestehen keine größeren Temperaturunterschiede, was die Zugehörigkeit dieser Gesteine zu einer genetischen Gruppe unterstreicht. Die niedrigsten Temperaturen werden in den Proben 46 und 47.1 aus dem Aufschluß Forchheim beobachtet, wo die Granate von einer beginnenden Reequilibrierung betroffen sind, die sich in Form von schmalen, etwas Fe-reicheren Säumen äußert (Kapitel 5). Die diffusionsbedingte Modifizierung der Granatränder bei der Abkühlung kann bei Temperaturberechnungen um 40-70° zu geringe Werte ergeben (Florence & Spear 1991). Im Gegensatz zum Granat-Klinopyroxen-Thermometer spiegelt das Austauschgleichgewicht zwischen Granat und Amphibol II die späteklogitische Entwicklung wider.

Tab. 19: Gleichgewichtstemperaturen (in °C) nach dem Mg-Fe^{2+}-Austausch zwischen koexistierenden Granat-Klinopyroxen- (Ellis & Green 1979) sowie Granat-Amphibol II-Paaren (Graham & Powell 1984) für die Eklogite und einen Granatpyroxenit (32) aus dem mittleren Erzgebirgskristallin

Probe	Grt-Cpx-Thermometer (eklogitfazieller Temperaturpeak)		Grt-Am-Thermometer (späteklogitisches Temperaturdatum)
	P = 30 kbar	P = 20 kbar	
10	924	895	779
St11	892	866	-
75	869	839	750
46 und 47.1	837	808	-
32	946	910	683

Das relativ hohe Temperaturmaximum von mehr als 800 °C erklärt sowohl die Homogenität der Mischkristalle als auch das Fehlen von präeklogitfaziellen Reliktmineralen und -paragenesen. Infolge dieser penetrativen eklogitfaziellen Reequilibrierung liefern die untersuchten Proben keine schlüssigen Hinweise auf die präeklogitische Druck-Temperatur-Entwicklung. Die um mehr als 100 °C niedrigeren Temperaturen für den Elementaustausch zwischen Granat und Amphibol korrelieren mit dem vergleichsweise späten Erscheinen (späteklogitisch) von Amphibol II in der Paragenese und entsprechen einer mehr oder weniger vollständigen Reequilibrierung bei rückläufigen Temperaturen.

Dem Temperaturpeak ist ein Druck $P \leq P_{max}$ zuzuordnen, da der thermische Höhepunkt bei einer subduktionsgebundenen Metamorphose erst nach dem Druckmaximum erreicht wird. Wenn keine Domänen mit Reliktparagenesen existieren, können mittels Barometrie theoretisch nur dem Temperaturmaximum entsprechende Drücke ermittelt werden. Dieser während des thermischen Höhepunktes herrschende Druck ist mit den zur Verfügung stehenden konventionellen Barometern zumindest für die orthopyroxenfreien Eklogite nicht sicher abzuschätzen. Das Gleichgewicht ab ⇄ jd + Qtz (Holland 1980) ergibt für Jadeitgehalte im Omphazit von 30...50 Mol-% bei Abwesenheit von Plagioklas Mindestdrücke von 15-17 kbar (800 °C), wobei geringe lokale Unterschiede durch den Na_2O-Gehalt im Gestein bedingt sind und keinen Hinweis auf die Relation der Druckmaxima darstellen. Vermutlich aus SiO_2 oder Kalifeldspat bestehende Entmischungen, die gelegentlich in den Omphaziten erscheinen, stellen ein Indiz für wesentlich höhere Drücke dar (vgl. Kapitel 3.4).

Durch das Auftreten von Quarzpseudomorphosen nach Coesit in allen untersuchten Eklogiten aus dem mittleren Erzgebirgskristallin kann der Druckhöhepunkt auf Werte von ≥29 kbar eingegrenzt werden. Derartige Drücke korrelieren auch mit der Abwesenheit von Amphibolen während der Kulmination der eklogitfaziellen Metamorphose. Pargasitische Hornblenden, wie sie späteklogitisch auftreten, sind nur bis zu Drücken von ca. 25 kbar (700-800 °C) stabil (Essene et al. 1970; Carswell 1990*b*).

Vergleichbar hohe Metamorphosedrücke und -temperaturen leiten sich auch für den orthopyroxenführenden Granatpyroxenit ab, wo mit Hilfe einer Reihe unabhängiger Baro- und Thermometer eine relativ gesicherte Abschätzung der Temperatur und vor allem auch des Druckes möglich ist (Tab. 20).

Tab. 20: Druck-Temperatur-Bedingungen der Hochdruckmetamorphose in dem orthopyroxenführenden Granatpyroxenit nach verschiedenen thermobarometrischen Kalibrierungen

Grt-Opx-Barometer	*T= 900 °C*	*T= 1000 °C*
Brey et al. (1986)	37 kbar	37 kbar
Carswell & Harley (1990)	32 kbar	38 kbar
Finnerty & Boyd (1987)	34 kbar	38 kbar
Harley (1984)	30 kbar	34 kbar
Grt-Opx-Thermometer	*P= 30 kbar*	*P= 40 kbar*
Brey et al. (1986)	948 °C	948 °C
Lee & Ganguly (1988)	1079 °C	1144 °C
Harley (1984)	955 °C	1024 °C
Cpx-Opx-Thermometer		
Brey & Köhler (1990)	892 °C	908 °C
Bertrand & Mercier (1985)	855 °C	864 °C
Grt-Cpx-Thermometer		
Ellis & Green (1979)	946 °C	981 °C

Bezogen auf eine Temperatur von 900 °C ergeben die verschiedenen barometrischen Kali-

brierungen unter Verwendung des Al_2O_3-Gehaltes im Orthopyroxen in Koexistenz mit Granat Drücke im Bereich von 30 bis 37 kbar, während die unterschiedlichen Thermometer Temperaturwerte um 900 °C anzeigen. Mit Ausnahme des Grt-Opx-Thermometers nach Lee & Ganguly (1988) streuen die anhand der Austauschgleichgewichte zwischen Granat und Orthopyroxen, Granat und Klinopyroxen bzw. Klino- und Orthopyroxen ermittelten Temperaturen in einem begrenzten Intervall von nur 100 °C.

Diese Ergebnisse deuten möglicherweise darauf hin, daß die Eklogite und der Granatpyroxenit aus dem mittleren Erzgebirgskristallin ein gemeinsames Hochdruckstadium durchlaufen haben, wobei in diesem Fall die anhand der Opx-führenden Paragenese ermittelten Drücke um 33 kbar auch für die Eklogite zutreffen würden.

Höchstwahrscheinlich gilt diese Feststellung zumindest auch für einen Teil des leukokraten Nebengesteins, das aus kinetischen Gründen stärker von einer posteklogitischen Reequilibrierung betroffen ist. Eine Reihe von Fakten deutet auf eine eklogitische Vorgeschichte des Nebengesteins hin, jedoch lassen die Paragenesen nur eine lückenhafte Rekonstruktion des P-T-Pfades zu. Äußerst seltene Einschlüsse von polykristallinen Quarzaggregaten erhöhen die Wahrscheinlichkeit der Präexistenz von Coesit, auch wenn bisher noch keine definitiven pseudomorphen Strukturen nachgewiesen werden konnten. Vereinzelte Cpx-Pl-Symplektite als Zeugen für ehemaligen Omphazit weisen ebenfalls auf ein Hochdruckstadium hin. Die einzelnen lokalen Mineralgleichgewichte zeigen eine Reequilibrierung unter geringeren Drücken an, wobei verschiedene Stadien zu unterscheiden sind. Der für die Paragenese Granat-Plagioklas-Quarz-Disthen kalkulierbare Maximaldruck beläuft sich auf 19 (Kalibrierung nach Ghent 1976) bzw. 21 kbar (Kalibrierung nach Newton & Haselton 1981). Druckabschätzungen anhand weiterer Mineralgleichgewichte betragen 16 ± 2 kbar (Ghent & Stout 1981) sowie 21 ± 2 kbar (Hoisch 1990), wobei allerdings die Anwendung dieser beiden Kalibrierungen problematisch erscheint, da nicht sicher ist, ob die betreffenden Minerale tatsächlich im Gleichgewicht stehen.

Eine weitere Möglichkeit zur Rekonstruktion der Metamorphosetemperaturen in den Eklogiten sowie angrenzenden Nebengesteinslagen ist durch den experimentell untersuchten Mg-Fe^{2+}-Austausch zwischen Granat und Phengit gegeben (Green & Hellmann 1982). Allerdings lassen mit Ausnahme von Probe 75 die relativ seltenen Kornkontakte zwischen diesen beiden Mineralen nur eine eingeschränkte Anwendung dieses Thermometers zu. Die Phengite entsprechen texturell eher der späteklogitischen Metamorphoseentwicklung, da sie überwiegend an quarzreiche Segregationszonen gebunden sind. Auch in den Eklogiten des Münchberger Gneiskomplex wird eine Bildung von Phengit und Zoisit "in spätkinematisch angelegten Mobilisationszonen mit Quarz" beobachtet (Schmidt 1972). Außerdem zeigen experimentelle Untersuchungen (Massonne & Schreyer 1987, 1989; Mottana et al. 1990, S. 25), daß die Stabilität von Phengit bei Temperaturen von mehr als 800 °C (P = 25-

30 kbar) auszuschließen ist, was ebenfalls gegen die Existenz dieses Minerals während des Metamorphosehöhepunktes spricht. Die in Probe 75 zu beobachtende Bildung von Phlogopit auf Kosten von Phengit nach der Reaktion Grt + Phe ⇄ Phl + Ky + Qtz deutet in die gleiche Richtung. In den Mg-ärmeren Eklogiten bildet sich alternativ Kalifeldspat, der als Einschluß im Omphazit anzutreffen ist. In Analogie zu den Eklogit-Xenolithen aus dem oberen Mantel stellt Phlogopit bzw. Kalifeldspat anstelle von Phengit die stabile K-Phase in Eklogiten bei höheren Temperaturen dar. Das Auftreten beider Minerale in den Proben aus dem mittleren Erzgebirgskristallin ist dementsprechend nur durch die Instabilität von Phengit infolge hoher Temperaturen zu erklären. Die K-Fsp-führenden Einschlüsse im Granat der Münchberger Eklogite sowie deren niedrige K_2O-Gehalte interpretiert Massonne (1991) dagegen als Hinweis auf einen Schmelzprozeß während der Hochdruckmetamorphose, in dessen Folge Kalium aus dem Gestein abgeführt worden ist.

Wie aus Tab. 21 hervorgeht, zeigt das Austauschgleichgewicht zwischen Granat und Matrixphengit Temperaturen im Bereich von 677-822 °C (20 kbar) an, die bereits um ca. 100 °C unterhalb des thermischen Höhepunktes (nach dem Granat-Klinopyroxen-Thermometer) liegen. Diese Werte sind mit der Granat-Amphibol-Thermometrie vergleichbar, was Phengit ebenso wie Amphibol in Übereinstimmung mit den texturellen Beziehungen als Zeugen der späteklogitischen Entwicklung charakterisiert. Andererseits deutet die relativ große Streubreite der Grt-Phe-Temperaturen im Vergleich zur Grt-Cpx-Thermometrie auf ein nur unvollständiges Gleichgewicht zwischen Granat und Phengit hin. Die im Granat und Omphazit eingeschlossenen Phengite blieben während des Metamorphosehöhepunktes metastabil erhalten. Sie liefern mit etwas niedrigeren Temperaturen um 700 °C (20 kbar) den einzigen Hinweis auf eine früheklogitische Entwicklung, wobei jedoch eine spätere partielle Reequilibrierung nicht auszuschließen ist.

Tab. 21: Gleichgewichtstemperaturen (in °C) nach dem Granat-Phengit-Thermometer (Green & Hellmann 1982) für die Eklogite und eine Nebengesteinszwischenlage (L.L) unter Einbeziehung verschiedener Phengit-Texturtypen sowie durchschnittliche TiO_2-Gehalte im Phengit (* nicht im Gleichgewicht mit Granat)

Probe	Texturtyp (TiO_2-Gehalt)	10 kbar	20 kbar	30 kbar
10	Matrixphengite (0,8 %)	769	822	889
St11	Matrixphengite (1,4 %)	623	677	732
75	Matrixphengite (1,2 %)	670	728	785
75	Einschlüsse im Omphazit (1,1 %)	642	698	753
46	Einschlüsse im Granat (3,6 %)	669	727	784
47.1 (L.L)	Matrixphengite (1,5 %)	724	784	845
47.1 (L.L)	Hellglimmer nach Disthen* (0,1 %)	-	-	-

Nach Massonne (1991) nimmt der Ti-Einbau in Phengit mit der Temperatur zu, was für die Matrixphengite und die Phengiteinschlüsse in Granat und Omphazit mit durchschnittlichen TiO_2-Gehalten um 1,5 % gegenüber den posteklogitischen Hellglimmern nach Disthen mit nur 0,1 % TiO_2 qualitativ höhere Temperaturen anzeigt (Tab. 21).

Die Si-Gehalte der K-Glimmer (als Maß für den Einbau von Seladonitkomponente) sind dagegen als Druckindikatoren von Interesse, wobei eingehende experimentelle Untersuchungen sowie thermodynamische Berechnungen sowohl für die Hell- als auch für die Dunkelglimmer eine quantitative Beziehung ausweisen (Massonne & Schreyer 1987, 1989; Massonne 1991). Das von Massonne & Schreyer (1989) experimentell kalibrierte Gleichgewicht $3Al\text{-}Ce + 3Ky + H_2O \rightleftarrows 3Ms + Tc + 2Qtz/Coe$ steuert den Si-Gehalt der Phengite in Koexistenz mit Disthen, Talk (bzw. einem anderen Mg-Silikat) und Quarz, während für Phengite in Paragenese mit Kalifeldspat, Phlogopit und Quarz der Seladonit-Einbau durch die Reaktion $3Al\text{-}Ce \rightleftarrows 3Qtz + 2Kfs + Phl + 2H_2O$ bestimmt wird (Massonne & Schreyer 1987). Wie Berechnungen von Massonne (1991) unter Verwendung verschiedener Aktivitätsmodelle zeigen, ist auch der Si-Einbau in Phlogopit nach der Reaktion $3Ms + 2Phl \rightleftarrows 3Al\text{-}Phl + 2Kf + 3Qtz + 2H_2O$ von thermobarometrischer Relevanz.

In Tab. 22 sind die Si-Gehalte der verschiedenen Hell- und Dunkelglimmer und die daraus resultierenden Druckparameter nach den entsprechenden barometrischen Kalibrierungen dargestellt. Die Aussagefähigkeit der Dunkelglimmer ist jedoch als kritisch zu bewerten, da die Randbedingungen für die Anwendung des Barometers nach Massonne (1991) meistens nicht erfüllt sind. Nur in der Nebengesteinsprobe 47.1 (L.L) besteht eine Berührungsparagenese zwischen Biotit, Quarz, Kalifeldspat und K-Hellglimmer. Die resultierenden Drücke belaufen sich auf Werte um 10,5 kbar.

Gleichermaßen zeigen auch die Matrixphengite aus den leukokraten Nebengesteinslagen, die mit Quarz, Kalifeldspat und Biotit koexistieren, nach Massonne & Schreyer (1987) Drücke um 9 kbar an, während die Hellglimmer nach Disthen einen Druck von 6 kbar widerspiegeln. Auf basische Paragenesen angewendet, würde diese Kalibrierung nur Mindestdrücke ergeben, da kein Kalifeldspat anwesend ist. Die neuere Kalibrierung für Phengite in Koexistenz mit Quarz, einem Mg-Fe-Silikat und Disthen (Massonne & Schreyer 1989) erbringt für die eklogitischen Phengite Drücke von 16-20 kbar.

In welchem Umfang Reequilibrierungstendenzen zu einer Reduzierung der Si-Gehalte geführt haben, ist nicht mit absoluter Sicherheit festzustellen. Auch in der Literatur werden diesbezüglich widersprüchliche Feststellungen getroffen. Bislang galt Phengit als reaktionsträges Mineral, das trotz wiederholter metamorpher Überprägung die ursprünglichen Bildungsbedingungen weitestgehend konserviert (Evans & Patrick 1987; Bröcker 1992; Franz 1992). Andererseits finden sich vermehrt Hinweise dafür, daß Phengite relativ schnell reequilibrieren (Lardeuax et al. 1983; Putlitz et al. 1991), was Mottana et al. (1990) zu der folgenden Aussage veranlaßt: "Although undoubtedly in equilibrium with the main eclogite phases in times, Phe appears to reequilibrate easily and is therefore a poor metamorphic indicator". In Auswertung dieser Beobachtungen scheint sich abzuzeichnen, daß für die Reaktionsfreudigkeit bzw. -trägheit von Hellglimmern vor allem der Temperaturverlauf ausschlaggebend ist, da es sich bei den Beispielen mit reaktionsträgen Phengiten ausschließlich um LT-HP-Paragenesen ($T \leq 550$ °C) handelt, während das gegenteilige Verhalten mit höheren Metamorphosetemperaturen verbunden ist. Dies wird auch durch Untersuchungen von Dempster (1992) bestätigt, die eine Temperaturbarriere für die diffusionskontrollierten Austauschreaktionen bei Phengiten von mehr als 600 °C anzeigen. Die Schließungstemperatur ist jedoch keine Konstante, sondern sie hängt von der Korngröße und der Abkühlrate ab.

Tab. 22: Si-Gehalte (p.d.f.u.) von Hell- und Dunkelglimmern verschiedener Generationen und entsprechende Druckbedingungen bei einer Bezugstemperatur von 700 °C (Hellglimmer: Massonne & Schreyer 1989 bzw. 1987*; Dunkelglimmer: Massonne 1991; "+" = nicht im Gleichgewicht mit Quarz, Kalifeldspat und K-Hellglimmer)

a) K-Hellglimmer

Probe	Typ	$Si_{\varnothing}$		P (kbar)		Si_{max}	P (kbar)
		Kern	Rand	Kern	Rand		
10	Matrixphengite	6,48	6,42	16	14	6,53	16,5
St11	Matrixphengite	6,53	6,54	16,5	16,5	6,66	20,5
75	Matrixphengite	6,47	6,48	16	16	6,61	19
75	Einschlüsse im Omphazit	6,61		19		6,64	19,5
46	Einschlüsse im Granat	6,51		16,5		6,52	16,5
47.1 (L.L)*	Matrixphengite	6,49	6,49	9	9	6,55	9,5
47.1 (L.L)*	Hellglimmer nach Disthen	6,28			6	6,29	6

b) K-Dunkelglimmer

Probe	Typ	Si	P (kbar)
10	Symplektitischer Biotit+	5,94	16
St11	Symplektitischer Biotit+	5,62	9
75	Matrixphlogopit+	5,70	10,5
46	Matrixbiotit+	5,67	10
46	Symplektitischer Biotit+	5,68	10
47.1 (L.L)	Matrixbiotit	5,72	10,5

In den untersuchten Proben ist in Anbetracht der vergleichsweise hohen Metamorphosetemperaturen eine dekompressionsbedingte Reequilibrierung der Hellglimmer, die während des thermischen Höhepunktes sicher nicht stabil waren, sehr wahrscheinlich. Die sich aus den Si-Gehalten ergebenden Druckparameter, kombiniert mit der Granat-Phengit/Amphibol-Thermometrie, weisen für die Eklogite auf ein P-T-Datum von ca. 16-17 kbar/700-800 °C hin, das ein späteklogitisches Metamorphosestadium anzeigt.

Für die Eklogitproben 75 und 46 sowie eine Nebengesteinsprobe (47.1 L.L) ist mit Hilfe des Mineralpaares Granat-Biotit eine zusätzliche Temperaturabschätzung möglich. Aus der Tabelle 23 geht hervor, daß die Kalibrierung von Ferry & Spear (1978) am ehesten mit der Granat-Phengit- bzw. der Granat-Klinopyroxen-Thermometrie vergleichbar ist. Bei den Proben 46 und 47.1 ist allerdings nicht ganz sicher, ob Granat und Biotit tatsächlich im Gleichgewicht stehen.

Tab. 23: Granat-Biotit-Thermometrie für zwei Eklogite (75 und 46) und eine Nebengesteinsprobe (47.1 L.L)

Kalibrierung	P (kbar)	T (°C)		
		75	46	47.1 (L.L)
Ferry & Spear (1978)	10		802	833
	15	810	825	856
	20	833	848	879
	25	855		
	30	878		
Indares & Martignole (1985)	10		835	855
	15	885	859	879
	20	908	883	903
	25	931		
	30	954		
Hodges & Spear (1982)		739	755	784

In den untersuchten Proben sind verschiedene Stadien einer partiellen posteklogitischen Reequilibrierung (im Stabilitätsfeld von Plagioklas) bei abnehmenden Drücken und Temperaturen nachzuweisen (Kapitel 3.4), die den weiteren Metamorphoseverlauf relativ sicher rekonstruieren lassen. Die texturellen Beziehungen machen eine Initiierung der posteklogitischen Entwicklung durch den Abbau von Phengit zu Biotit und Plagioklas wahrscheinlich, der durch die Fluidfreisetzung (Phe + Na^+ + Ca^{2+} ⇄ Bt + Pl + H_2O) alle weiteren Reaktionen steuert. Anhand der Si-Gehalte im Biotit würden sich für dieses Stadium Drücke von 10-16 kbar ableiten (Tab. 22). Da die erforderliche Berührungsparagenese als Voraussetzung für die Anwendung des Barometers von Massonne (1991) nicht vorhanden ist, kommt diesen Werten nur eine begrenzte Aussagekraft zu.

Die Destabilisierung von Omphazit unter Bildung symplektitischer Klinopyroxen-Plagioklas-Verwachsungen ist thermobarometrisch in mehrfacher Hinsicht von Interesse. Die Jadeitgehalte in den Klinopyroxenen (Tab. 12) in Koexistenz mit Plagioklas ergeben nach Holland (1980) bei einer Bezugstemperatur von 800 °C für die Eklogite (X_{Jd} = 0,20-0,35) sowie die leukokraten Nebengesteinszwischenlagen (X_{Jd} = 0,17-0,34) Drücke im Bereich von 14 bis 16 kbar. Das Klinopyroxen-Plagioklas-Granat-Barometer nach Newton & Perkins (1982) ist nur vorbehaltlich anwendbar, da zwischen den Symplektiten und dem Granat nicht unbedingt ein Gleichgewicht eingestellt wurde. Allerdings kann aufgrund der relativ hohen Temperaturen mit einem gewissen Elementaustausch gerechnet werden, wofür auch die berechneten Drücke von 15-17 kbar (800 °C) sprechen, die mit der Jadeit-Barometrie übereinstimmen und eine partielle Reequilibrierung unter granulitfaziellen Bedingungen anzeigen.

Obwohl die Symplektite ein Ungleichgewichtsgefüge darstellen, repräsentieren die innersymplektitischen Korngrenzen ein texturelles Gleichgewicht. Bei der symplektitbildenden, diskontinuierlichen Ausfällungsreaktion wird die Lamellenbreite durch Temperatur und Zeit determiniert (Joanny et al. 1991; Carpenter 1981). In Übereinstimmung mit dem Wachtumsgesetz log(L) = A - B/T (mit A, B = konstant) wurde von Joanny et al. (1991) der Zusammenhang von Lamellenabstand (L) als Funktion der Temperatur (T) quantifiziert. In einigen der untersuchten Eklogite sind zwei Generationen von Symplektiten mit unterschiedlichem Lamellenabstand ausgebildet. Die Verringerung der Lamellenbreite von Symplektit I zu Symplektit II dokumentiert zunächst rein qualitativ einen Temperaturabfall, wobei sich nach dem Thermometer von Joanny et al. (1991) für die Symplektite I und II Temperaturen um 800 °C bzw. 600 °C ergeben. Allerdings können auch hier Rekristallisationstendenzen nicht ausgeschlossen werden, die in einem gegebenen Zeitintervall zur Vergröberung der Lamellen führen. Wäre dies der Fall, dann dürfte der ältere Sym I in stärkerem Maße betroffen sein, was in Anbetracht der relativ hohen Temperatur auch nicht unwahrscheinlich ist. Unter diesen Einschränkungen sind für die Eklogite und das untersuchte Nebengestein P-T-Daten von ≤800 °C/16 kbar sowie 600 °C/14 kbar abzuleiten.

Die Anwendung des Amphibol-Plagioklas-Thermometers (Blundy & Holland 1990) auf die symplektitischen Verwachsungen von Plagioklas und Amphibol III liefert für die Probe 10 mittlere Temperaturen von 655 (10 kbar) bzw. 729 °C (15 kbar), für die Probe St11 694 (10 kbar) sowie 771 °C (15 kbar) und für die Probe 46 684 °C (10 kbar) bzw. 761 °C (15 kbar).

In einigen stärker amphibolitfaziell überprägten Eklogiten sowie dem leukokraten Nebengestein belegen mehrere diskontinuierliche Reaktionen die weitere retrograde Druck-Temperatur-Entwicklung. Wichtig sind dabei die verschiedenen Abbaureaktionen von Disthen. Die im CASH-Modellsystem experimentell bestimmten Reaktionen Ky + An + H_2O ⇄ Mrg + Qtz (Nitsch et al. 1981; Jenkins 1984) sowie 5Ky + 2Zo + 3H_2O ⇄ 4Mrg + 3Qtz (Jenkins 1984) und Ky + 2Zo + Qtz ⇄ 4An + H_2O (Goldsmith 1981; Jenkins 1984; Jenkins et al. 1985) bilden einen invarianten Punkt bei 8,2 kbar und 610 °C. Wie die Berechnungen der divarianten Gleichgewichte und des invarianten Punktes für natürliche Systeme (a_{an}, a_{mrg}, a_{zo} < 1) zeigen, sind keine wesentlichen Verschiebungen gegenüber dem Modellsystem festzustellen (Cotkin et al. 1988). In den Gesteinen des mittleren Erzgebirgskristallins ist durch die Reaktion an + Ky + V ⇄ Mrg + Qtz (Jenkins 1984) eine P-T-Entwicklung unter Durchlaufen der Bedingungen T = 550...610 °C und P = 5...8,2 kbar angezeigt.

In einer Eklogitprobe mit weit fortgeschrittener Reequilibrierung (Probe 18) sind durch die Bildung von Plagioklas (Koronen) auf Kosten von Granat, Disthen und Quarz sowie von Zoisit und Quarz aus Plagioklas und Granat weitere P-T-Daten abzuleiten. Die divariante Paragenese Grs + Ky + Qtz + An ist bezogen auf Temperaturen von 700-800 °C bei Drücken um 15-17 kbar stabil (Koziol & Newton 1988). Die von Chatterjee et al. (1984) experimentell untersuchte Endgliederreaktion 5An + Grs + 2H_2O ⇄ 4Zo + Qtz verläuft etwa linear von 500 °C/2 kbar bis 750 °C/8 kbar, wobei für die vorliegenden Paragenesen durch Berücksichtigung weiterer Abbaureaktionen die möglichen Bedingungen etwas eingegrenzt werden können.

6.1.2 Westliches Erzgebirgskristallin

Im Gegensatz zu den Gesteinen des mittleren Erzgebirges liefern die Eklogite aus dem westlichen Teil des Kristallins auch einige Informationen über die präeklogitische Entwicklung. Beispielsweise sind in der Probe 52 Omphaziteinschlüsse im Granat mit 51 Mol-% Jd-Komponente anzutreffen. Da die Omphazite im Grundgewebe bis zu 80 Mol-% Jadeit enthalten, ist damit zu rechnen, daß die Einschlüsse noch mit Plagioklas koexistierten. Damit würden sich Drücke um 14 kbar (600 °C) ableiten.

Verglichen mit dem mittleren Erzgebirgskristallin zeigt das Granat-Klinopyroxen-Thermometer für die Eklogite aus dem westlichen Teil des Kristallins um mehr als 100 °C geringere Gleichgewichtstemperaturen an (Tab. 24). Neben diesem signifikanten Temperaturunterschied treten hier außerdem Differenzen zwischen den Kern/Kern- und Rand/Rand-Paaren auf, die durch den Zonarbau der Granate bedingt sind. Bei der Ermittlung dieses Temperaturgradienten wird von der maximalen Zonierung ausgegangen, da die Granatkerne sicherlich

einer partiellen Reequilibrierung unterlagen. Die Temperaturzunahme während des Granatwachstums kann bis zu mehr als 100 °C betragen, wenn die Minimumtemperaturen bei 20 kbar und die Durchschnittswerte bei 30 kbar verglichen werden. Mit einer Ausnahme ist auch hier, genau wie im mittleren Erzgebirgskristallin, eine relativ homogene Temperaturverteilung zu konstatieren. Die in der Probe 52 gegenüber den anderen Eklogiten zu hoch erscheinende Temperatur resultiert aus der spezifischen Mineralchemie des Klinopyroxens. Vor allem erweisen sich die hohen Jd-Gehalte und die damit zusammenhängende Mg-Fe-Ordnung für die Anwendung des Granat-Klinopyroxen-Thermometers als problematisch, da derartige Zusammensetzungen in den Experimenten nicht berücksichtigt sind (Essene 1982). Bei Omphaziten mit Jd-Gehalten von X_{Jd} > 0,7 verhält sich die Gleichgewichtskonstante K_D infolge der nichtidealen Fe^{2+}-Mg-Na_{-1}-Al_{-1}-Substitution invers zum Jd-Gehalt, was zu hohe Temperaturwerte zur Folge hat (Koons 1984; Carswell & Harley 1990). Diese Beziehung wird durch die vorliegenden Untersuchungen ebenfalls bestätigt.

Tab. 24: Gleichgewichtstemperaturen (in °C) für Granat-Klinopyroxen-Paare bei Unterscheidung von Kern- und Randzusammensetzungen (Kalibrierung: Ellis & Green 1979)

	Rand		Kern		
	P = 30 kbar	P = 20 kbar	P = 30 kbar	P = 20 kbar	
Probe	$T_{\varnothing}$	$T_{\varnothing}$	$T_{\varnothing}$	$T_{\varnothing}$	T_{min}
15	679	651	616	592	570
105	630	606	561	540	489
38	744	717	693	668	665
E40	769	742	689	665	621
33.1	680	655	663	638	623
65	664	639	562	539	528
B28	764	737	666	642	590
52	817	789	695	670	660

Im Unterschied zum mittleren Erzgebirgskristallin sind die Temperaturen nach der Granat-Phengit-Thermometrie (Tab. 25) entweder ähnlich oder etwas höher im Vergleich zum Granat-Klinopyroxen-Thermometer. Eine solche Erscheinung wird auch in den Eklogiten des Münchberger Massivs beobachtet (Franz et al. 1986). Daraus läßt sich in jedem Fall folgern, daß die Phengite, ganz im Gegensatz zu den Eklogiten aus dem mittleren Erzgebirgskristallin, während des Metamorphosehöhepunktes mit Granat und Omphazit koexistierten bzw. mit diesen Mineralen im Gleichgewicht stehen. Rein qualitativ weisen auch die geringeren TiO_2-Gehalte der Phengite auf niedrigere Temperaturen im Vergleich zum mittleren Erzgebirgskristallin hin (Tab. 25).

Tab. 25: Gleichgewichtstemperaturen (in °C) nach dem Granat-Phengit-Thermometer (Green & Hellmann 1982) für die Eklogite des westlichen Erzgebirgskristallins bei Unterscheidung zwischen Kern- und Randzusammensetzungen

Probe	Texturtyp (TiO_2-Gehalte)	Kern			Rand		
		10 kbar	20 kbar	30 kbar	10 kbar	20 kbar	30 kbar
105	Matrixphengite (0,32 %)	580	633	684	594	646	699
38	Matrixphengite (0,39 %)	589	642	694	636	691	747
E40	Matrixphengite (0.72 %)	630	685	739	702	761	820
65	Matrixphengite (0,41 %)	582	634	687	622	677	731
B28	Matrixphengite (0,67 %)	577	628	680	683	741	799

Analog dem Münchberger Gneiskomplex (O'Brien, im Druck) sowie dem mittleren Erzgebirgskristallin sind die Temperaturwerte nach dem Austauschgleichgewicht zwischen Amphibol II und Granat (Tab. 26) um etwa 100 °C geringer als die Abschätzungen für den thermischen Höhepunkt der eklogitfaziellen Metamorphose. Die aus den texturellen Beziehungen abgeleitete Zugehörigkeit von Amphibol II zur späteklogitischen Entwicklung wird damit bestätigt. Gleichzeitig geben wenige Einschlüsse von Amphibol I in den Granatkernen Hinweise auf die prograde Entwicklung.

Tab. 26: Granat-Amphibol-Thermometrie (Graham & Powell 1984) für Amphibol II in Koexistenz mit Granaträndern sowie für Amphibol I-Granatkern-Paare

Probe	15	105	E40	65	B28
T/°C (Am II/Grt-Rand)	513		687	521	651
T/°C (Am I/Grt-Kern)		593	674		

Während die Temperaturentwicklung mit Hilfe verschiedener Austauschgleichgewichte relativ sicher zu rekonstruieren ist, bereitet die Ableitung des Druckes größere Schwierigkeiten. Zunächst zeigen die Jadeitgehalte in den Omphaziten (X_{Jd} = 0,25-0,47) nach dem Barometer von Holland (1980) eine untere Druckgrenze von 13-15 kbar (700 °C) an, wobei für die Probe 52 mit bis zu 81 Mol-% Jadeitkomponente ein höherer Mindestdruck von 17 kbar resultiert. Es sei an dieser Stelle nochmals betont, daß der unterschiedliche Minimaldruck in verschiedenen Proben keinerlei Rückschlüsse auf die Relation des Druckes während des Metamorphosehöhepunktes zuläßt. Der vergleichsweise hohe Mindestdruck in Probe 52 beruht ausschließlich auf einer Na_2O-betonten Gesteinszusammensetzung. Ein wesentlicher

Indikator für den eklogitfaziellen Druckhöhepunkt ist durch die Paragenese $Omphazit_{Jd50}$ + Disthen in Abwesenheit von Paragonit gegeben. Unter der Voraussetzung einer hohen H_2O-Aktivität zeigt die Kurve für die Reaktion Pg ⇄ Jd + Ky + V (Holland 1979) bei Temperaturen von 600-700 °C einen Mindestdruck von 20-22 kbar an.

Außerdem bietet der barometrisch relevante Si-Gehalt der mit Granat und Omphazit koexistierenden Phengite weitere Aussagemöglichkeiten (Tab. 27). Ähnlich wie im Münchberger Gneiskomplex (Massonne 1991) ergeben sich nach dem Phengitbarometer (Massonne & Schreyer 1989) für die Eklogite aus dem westlichen Erzgebirgskristallin Drücke bis zu 30 kbar. Die niedrigsten Werte werden mit 22 kbar bei den Proben E40 und B28 beobachtet, die zugleich die höchsten Granat-Klinopyroxen-Temperaturen (760-770 °C) anzeigen, während in der Probe 105 mit der niedrigsten Temperatur (630 °C) die Si-Gehalte am höchsten sind und einen Druck von 29 kbar ergeben. Diese Tatsache könnte ein weiteres Indiz für die "Reequilibrierungstheorie" darstellen, wobei die Daten auf eine Schließungstemperatur für Phengit (die von Korngröße und Abkühlrate beeinflußt wird) um 650 °C hinweisen. Die Abnahme der Si-Gehalte vom Kern zum Rand bei der Mehrzahl der Phengite kann das Ergebnis einer dekompressionsbedingten Reequilibrierung (oberhalb der Schließungstemperatur), eines Wachstums während der Dekompression oder aber einer isobaren Temperaturerhöhung sein. Obwohl die Kristallränder einer stärkeren Reequilibrierung unterliegen, sind die Phengitkerne ebenfalls durch Diffusionsprozesse modifiziert.

Tab. 27: Si-Gehalte in den Phengiten (Matrixphengite) sowie aus dem Barometer von Massonne & Schreyer (1989) resultierende Druckparameter bei einer Bezugstemperatur von 700 °C

Probe	$Si_{\varnothing}$		P (kbar)		Si_{max}	P (kbar)
	Kern	Rand	Kern	Rand		
105	6,97	6,86	29	25	7,05	30
38	6,72	6,89	21,5	25,5	6,93	26,5
E40 (*)	6,61	6,70	19	21	6,72	21,5
E40 (**)	6,75	6,46	22	16	6,75	22
65	6,92	6,84	26,5	24	7,06	30
B28	6,72	6,64	21,5	19,5	6,72	21,5

(*) und (**) stellen zwei verschiedene Typen von Hellglimmern dar, in denen entweder eine Zu- oder Abnahme des Si-Gehaltes vom Kern zum Rand zu konstatieren ist.

Außerdem läßt das teilweise früh- und späteklogitische Auftreten von Amphibolen sowie die mögliche Abwesenheit dieses Minerals während des Metamorphosehöhepunktes darauf schließen, daß die entsprechenden P-T-Bedingungen in einigen Eklogiten aus dieser Einheit über das Stabilitätsfeld von Amphibol hinausreichten. Bei Temperaturen um 700 °C würde dies einen Druck von ≥25 kbar erfordern (Essene et al. 1970; Carswell 1990*b*). Darüber hinaus sind in keinem der untersuchten Eklogite Einschlüsse von polykristallinen Quarzaggregaten zu beobachten, die Pseudomorphosen nach Coesit darstellen könnten, wohingegen im mittleren Erzgebirgskristallin in jeder Probe mehrere Hinweise auf die Präexistenz von Coesit zu finden sind. Allerdings sind Quarzeinschlüsse im Granat oder Omphazit in den Gesteinen des westlichen Erzgebirgskristallins generell nur sporadisch anzutreffen, was die Diagnose, ob diese Gesteine das Coesit-Stabilitätsfeld erreicht haben oder nicht, erheblich erschwert. Durch Kombination der verschiedenen Thermo- und Barometer kann der Höhepunkt der eklogitfaziellen Metamorphose auf Bedingungen um 650-750 °C und 25-29 kbar eingegrenzt werden. Außerdem ist in den untersuchten Gesteinen, je nach Vorkommen, ein späteklogitisches P-T-Datum im Stabilitätsbereich von Amphibol bei Temperaturen von 510...690 °C und Drücken ≤25 kbar konserviert.

Die posteklogitische Entwicklung wird, ähnlich wie im mittleren Erzgebirgskristallin, mit der Destabilisierung von Phengit unter Bildung von Biotit und Plagioklas eingeleitet, was durch die Fluidfreisetzung auch gleichzeitig den symplektitischen Abbau von Omphazit begünstigt. Die Si-Gehalte der Biotite mit Werten um 5,6 würden einem Druck von 9 kbar (Kalibrierung nach Massonne 1991) entsprechen, was allerdings in Anbetracht der Jd-Barometrie unrealistisch erscheint, zumal Biotit nicht mit Kalifeldspat koexistiert. Aus den Jd-Gehalten (10-25 Mol-%) der symplektitischen Klinopyroxene ergeben sich nach Holland (1980) Drücke von 8-12 kbar (600 °C). In der Probe 52 weist der nicht-symplektitische Klinopyroxen II, der jedoch ebenfalls mit Plagioklas koexistiert, auf Drücke um 14 kbar hin (X_{Jd} = 0,5-0,6). Die Lamellenbreite der symplektitischen Verwachsungen entspricht nach dem Thermometer von Joanny et al. (1991) Temperaturwerten um 550 °C. In der Probe 38 zeigen Plagioklas-Amphibol III-Verwachsungen in den Symplektiten nach dem Thermometer von Blundy & Holland (1990) Temperaturen um 536 °C (15 kbar) bzw. 601 °C (10 kbar) an, die mit der o.g. Abschätzung übereinstimmen.

Der in einigen Proben zu beobachtende koronitische Abbau von Granat zu Amphibol und Plagioklas läßt die Anwendung des Barometers von Kohn & Spear (1989, 1990) zu, wobei die Berechnung anhand der Mg-Endglieder Drücke von 12,5 kbar (600 °C) bzw. 13 kbar (700 °C) ergibt. Das Grt-Pl-Al_2SiO_5-SiO_2-Barometer (e.g. Newton & Haselton 1981) zeigt für diese Reaktion (Probe 38) Drücke von 10 kbar (600 °C) bzw. 12 kbar (700 °C) an, während die Werte in der Probe 105 mit 12 (600 °C) und 14,5 kbar (700 °C) etwas höher liegen. In der Probe 38 errechnen sich nach Blundy & Holland (1980) anhand bereits rekristallisierter Plagioklas-Amphibol V-Paare Temperaturen von 520 °C (10 kbar).

Schließlich wird auch durch den oft zu beobachtenden Abbau von Disthen und Zoisit nach der Reaktion 5Ky + 2Zo + $3H_2O$ ⇄ 4Mrg + 3Qtz (Jenkins 1984) eine weitere P-T-Marke im Bereich von 8,2-9,5 kbar und 500-610 °C gesetzt.

6.1.3 Randliches Erzgebirgskristallin

Durch die Erhaltung einer mehr oder weniger vollständigen prograden Paragenese in Form von Einschlüssen in den Granatkernen ist die Kalkulation eines präeklogitischen P-T-Datums möglich. Das Auftreten von Paragonit und Zoisit sowie die Abwesenheit von Lawsonit deutet anhand der Reaktion Lws + Jd ⇄ Zo + Pg + Qtz (Holland 1979; Heinrich & Althaus 1980, 1988) auf Mindesttemperaturen von 450-500 °C hin, was durch verschiedene temperaturabhängige Austauschgleichgewichte bestätigt wird. So zeigt beispielsweise das Plagioklas-Amphibol-Thermometer (Blundy & Holland 1990) Temperaturen von 534 °C (15 kbar) bzw. 598 °C (10 kbar) an. Wie aus den Tabellen 28 und 29 hervorgeht, ergeben sich für die Paarungen Granatkern-Omphazit (536 °C/20 kbar) bzw. Granatkern-Amphibol I (542 °C) ähnliche Temperaturen. Die Anwendung des Barometers von Kohn & Spear (1989, 1990) für die Mg-Endglieder auf die Paragenese Plagioklas-Amphibol I-Granatkern liefert Drücke von 13±2 kbar (500 °C).

Tab. 28: Granat-Klinopyroxen-Thermometrie (Ellis & Green 1979) für die Eklogite des randlichen Erzgebirgskristallins bei Unterscheidung von Kern- und Randbereichen koexistierender Mineralpaare

Probe	Rand		Kern		
	30 kbar	20 kbar	30 kbar	20 kbar	
				$T_{ø}$	T_{min}
27	686	661	532	513	484
63	683	660	609	587	560
129	627	602	599	575	563

Die Durchschnittstemperaturen für den eklogitfaziellen Metamorphosepeak betragen nach dem Granat-Klinopyroxen-Thermometer 665 °C (30 kbar) bzw. 641 °C (20 kbar), während sich nach dem Granat-Phengit-Thermometer (Tab. 30) ähnliche Werte von 663 °C (30 kbar) bzw. 612 °C (20 kbar) ergeben. Das Granat-Amphibol-Thermometer zeigt Temperaturen um 570 °C an (Tab. 29).

Tab. 29: Granat-Amphibol-Thermometrie nach Graham & Powell (1984) für Einschlüsse von Amphibol I in Paragenese mit Granatkernen sowie für Amphibol II in Koexistenz mit Granaträndern

Probe	27	63	129
Am II/Grt-Rand	595	599	514
Am I/Grt-Kern	542		

Die relativ niedrigen TiO_2-Gehalte in den Phengiten (Tab. 30) weisen gegenüber dem mittleren und westlichen Erzgebirgskristallin ebenfalls auf geringere Bildungstemperaturen hin.

Tab. 30: Gleichgewichtstemperaturen (in °C) nach dem Granat-Phengit-Thermometer (Green & Hellmann 1982) für die Eklogite des randlichen Erzgebirgskristallins

Probe	Texturtyp (TiO_2-Gehalte)	Kern			Rand		
		10 kbar	20 kbar	30 kbar	10 kbar	20 kbar	30 kbar
27	Matrixphengite (0.25 %)	448	493	536	590	642	694
63	Matrixphengite (0.22 %)	483	529	575	534	583	632

Nach dem Jadeitbarometer leiten sich für die eklogitfazielle Paragenese Mindestdrücke von 14-15 kbar (X_{Jd} = 0,37-0,48) ab. Eine weitere Druckindikation ist durch die Paragenese Om_{Jd50} + Ky in Abwesenheit von Paragonit gegeben. Dieses Mineral erscheint allerdings als Einschluß in den Granatkernen, womit anhand der Reaktion Pg ⇄ Jd + Ky + V (Holland 1979) Mindestdrücke von 22 kbar bei 600 °C belegt werden. Da in den Granatkernen neben Paragonit auch Plagioklas metastabil erhalten ist, scheint das Druckmaximum nicht wesentlich oberhalb dieses Wertes gelegen zu haben. Die aus den Si-Gehalten in den Phengiten ableitbaren Drücke um 23 kbar stimmen mit dieser Annahme überein (Tab. 31). Dabei ist im Unterschied zu den Proben aus den beiden anderen Regionen eine Si-Zunahme vom Kern zum Rand zu konstatieren, die eine geringe Druckzunahme während der Phengitblastese andeutet. Ein weiterer wichtiger Hinweis für die Tatsache, daß die Druckmaxima einen Wert von 25 kbar nicht übersteigen, ist durch die Stabilität von Amphibolen während der gesamten metamorphen Entwicklung gegeben (im Gegensatz zum mittleren und westlichen Erzgebirge).

Tab. 31: Si-Gehalte in den Phengiten (Matrixphengite) sowie abgeleitete Druckparameter bei einer Bezugstemperatur von 700 °C nach dem Barometer von Massonne & Schreyer (1989)

Probe	$Si_{ø}$		P (kbar)		Si_{max}	P (kbar)
	Kern	Rand	Kern	Rand		
27	6,76	6,78	22	23	6,81	23,5
63	6,76	6,78	22	23	6,86	25

Die posteklogitische Entwicklung ist ebenfalls durch den symplektitischen Abbau von Omphazit und Phengit gekennzeichnet, wobei die Lamellenbreite der Cpx II-Pl-Symplektite auf Temperaturen von <500...550 °C hindeutet (Joanny et al. 1991). Die fein-symplektitischen Verwachsungen lassen allerdings keine exakte Bestimmung des Jd-Gehaltes im Cpx II zu. Aus einer Anzahl von Messungen erscheint ein Wert um 20-30 Mol-% als wahrscheinlich, was einem Druck von 12-14 kbar entspricht.

Ein ähnliches P-T-Stadium wird schließlich auch durch den Abbau von Disthen und Zoisit nach der Reaktion 5Ky + 2Zo + $3H_2O$ ⇄ 4Mrg + 3Qtz markiert, was nach Jenkins (1984) einen Bereich von 8,2-9,5 kbar und 500-610 °C umfaßt.

6.2 Thermodynamische Berechnungen

Während die Ableitung der Metamorphosetemperaturen nach verschiedenen, wiederholt rekalibrierten und erprobten Thermometern zu relativ gesicherten Ergebnissen führt, ist die Anwendung konventioneller Barometer auf die plagioklasfreien Paragenesen der Eklogite sehr begrenzt, es sei denn, die Gesteine enthalten Orthopyroxen. In diesem Fall kann durch den druckabhängigen Al-Einbau in Orthopyroxen in Koexistenz mit Granat der Metamorphosedruck relativ zuverlässig ermittelt werden. In den (Opx-freien) Eklogiten läßt sich der Druckhöhepunkt nur anhand kritischer Minerale und Paragenesen bzw. durch den Verlauf diskontinuierlicher Reaktionskurven eingrenzen.

Eine alternative Möglichkeit zur Bestimmung der P-T-Bedingungen für den eklogitfaziellen Metamorphosehöhepunkt bieten thermodynamische Gleichgewichtsberechnungen. Es sei an dieser Stelle allerdings betont, daß diese Methode nur in Kombination mit der konventionellen Thermobarometrie zu sinnvollen Ergebnissen führt. Für eine Gleichgewichtsparagenese von Mineralen mit bekannter Zusammensetzung läßt sich anhand der Relation

$$0 = \Delta H - T\Delta s + (P-1)\Delta V + RT\ln K$$

feststellen, welche Drücke und Temperaturen dieses Gleichgewicht stabilisieren. Handelt es sich um eine divariante Paragenese, dann ergeben sich P-T-Paare, während eine invariante Paragenese die Berechnung eines diskreten P-T-Datums ermöglicht.

Voraussetzung für solche Berechnungen ist die Kenntnis der thermodynamischen Daten der am Gleichgewicht beteiligten Minerale. Derzeit stehen verschiedene, intern konsistente Datensätze zur Verfügung (e.g. Holland & Powell 1990; Berman 1988), die die thermodynamischen Größen ΔH° [kJ/mol], s° [J/mol/K], und V° [J/bar] sowie die Koeffizienten zur Berechnung der Wärmekapazität c_p [J/mol/K], der Kompressibilität α_p und der Expansion β_T enthalten. Für eine Reihe von Phasen sind diese Daten sehr ähnlich, jedoch gibt es auch Unterschiede, z.B. bei der Entropie von Phlogopit und Klinochlor (Massonne 1991). Der aus experimentellen Untersuchungen abgeleitete Datensatz von Holland & Powell (1990) beinhaltet Endglieder, die Mineralgleichgewichte unter Berücksichtigung des Mg-Fe-Austausches und der Tschermak-Substitution zulassen. Der Datensatz von Berman (1988) läßt dagegen keine Berechnung der für die interessierenden Paragenesen wichtigen Tschermak-Substitution in Phengiten zu, da nur Muskovit als Endglied berücksichtigt ist.

Für die vorliegenden Untersuchungen wird das Computerprogramm GeO-Calc (Brown et al. 1988) verwendet, dem der Datensatz nach Berman (1988) zu Grunde liegt. Dieser wurde von Massonne (pers. Mitt.) um die Daten für die Endglieder Al-Seladonit und Al-Phlogopit (Massonne 1991) erweitert. Zur Berechnung der Aktivitäten der Endglieder werden außer für Granat ideale Mischungsmodelle verwendet, wie dies auch von Massonne (1991) bei analogen Untersuchungen an den Eklogiten des Münchberger Gneiskomplexes praktiziert wird.

Generell sind bei dieser Methode verschiedene Fehlerquellen zu berücksichtigen, die bereits durch Ungenauigkeiten im thermodynamischen Datensatz bedingt sein können. Weiterhin ist auch die Wahl der Aktivitätsmodelle entscheidend. Die Anwendung einfacher Modelle auf nichtideale Austauschreaktionen führt zwangsweise zu Fehlern. Außerdem ist zu berücksichtigen, daß sich geringe analytische Ungenauigkeiten bei der Aktivitätsberechnung vervielfachen können, wenn beispielsweise der molare Anteil einer Komponente in die höhere Potenz erhoben wird. Eine Kontrolle der Ergebnisse ist allerdings durch die unabhängigen Temperaturabschätzungen anhand experimentell kalibrierter Thermometer gegeben, die zu relativ gesicherten Daten führen (Kapitel 6.1).

Bei der Anwendung der in Tab. 32 aufgeführten Beziehungen zwischen Aktivität und Zusammensetzung ergeben sich Gleichgewichtstemperaturen, die den Ergebnissen der Grt-Cpx- bzw. Grt-Phe-Thermometrie entsprechen.

Voraussetzung für die Berechnungen ist außerdem, daß die Mineralphasen Grt, Om, Phe, Ky

und Qtz im Gleichgewicht stehen, so wie dies für die Eklogite aus dem westlichen und dem randlichen Erzgebirgskristallin angenommen werden kann. Dabei definieren die Mineralkomponenten pyr, grs, di, ms, ce, ky und qtz ein Gleichgewicht. Da H_2O an den Reaktionen nicht beteiligt ist, bleibt das abgeleitete P-T-Datum unabhängig von der H_2O-Aktivität.

Tab. 32: Verwendete Aktivitätsmodelle für die Endglieder alm, pyr, grs (Hodges & Crowley 1985) sowie di, tre, ms, ce (Massonne 1991, S.137) bzw. ms*, ce*: Modell I nach Massonne (1991, S. 51); $^\circ$ = oktaedrisch koordiniert, ^{t} = tetraedrisch koordiniert, □ (ms, ce) = Leerstellen in M_1 bezogen auf 1 Formeleinheit, □ (tre) = Leerstelle in der A-Position; T(K)

$$a_{alm} = [X_{alm} * \exp(((1.5T - 3300) * X_{pyr}X_{grs})/RT)]^3$$

$$a_{pyr} = [X_{pyr} * \exp(((3300 - 1.5T) * (X_{grs}^2 + X_{alm}X_{grs} + X_{grs}X_{spe}))/RT)]^3$$

$$a_{grs} = [X_{grs} * \exp(((3300 - 1.5T) * (X_{pyr}^2 + X_{alm}X_{pyr} + X_{pyr}X_{spe}))/RT)]^3$$

$$a_{di} = Mg * Ca \qquad a_{ky} = 1 \qquad a_{qtz} = 1$$

$$a_{tre} = (Si/8)^8 * (Mg/(Mg+Fe^{2+}+Mn))^5 * (Ca/2)^2 * \square$$

$$a_{ms} = (Al^\circ/2)^2 * Al^t * \square * K/(K+Na+Ca+Ba) \qquad a_{ms}^* = (Al^\circ/2)^2 * \square$$

$$a_{ce} = Mg^2 * (1-Al^t) * \square * K/(K+Na+Ca+Ba) \qquad a_{ce}^* = Mg^2 * \square$$

In Abb. 78[1] ist das Ergebnis der Gleichgewichtsberechnungen für einen Eklogit aus dem westlichen Erzgebirgskristallin (Schmalzgrube) dokumentiert, wobei diese Paragenese einen invarianten Punkt bei 25 kbar und 600 °C besitzt. Aus der Granat-Klinopyroxen-Thermometrie ergibt sich mit 630 °C (30 kbar) ein ähnlicher Temperaturwert. Darüber hinaus wurde für Muskovit und Al-Seladonit eine Anzahl weiterer Aktivitätsmodelle (Modelle I bis V aus Massonne 1991, S. 51) getestet. Bis auf die Modelle I (Abb. 79) und II (keine Abb.), führt dies jedoch im Vergleich zum Granat-Klinopyroxen-Thermometer zu größeren Abweichungen.

[1]Bei den Abbildungen 78-82 handelt es sich um Originalausdrucke mit einem im GeO-Calc integrierten Druckprogramm, wodurch sich zum Teil Unterschiede zu den in dieser Arbeit verwendeten Abkürzungen ergeben.

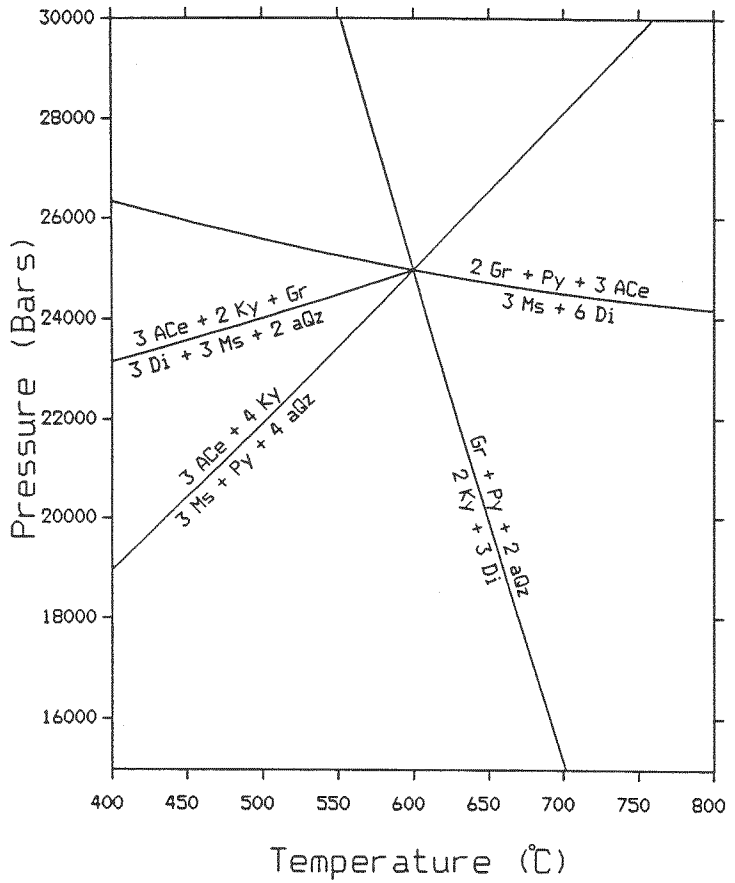


Abb. 78: Gleichgewichtsberechnung für den Eklogit von Schmalzgrube/westliches Erzgebirgskristallin (Probe 105) anhand H_2O-unabhängiger Reaktionen unter Verwendung der Aktivitätsmodelle von Hodges & Crowley (1985) und Massonne (1991, S. 137): a_{alm} = 0.0538, a_{pyr} = 0.0970, a_{grs} = 0.0053, a_{di} = 0.311, a_{ms} = 0.2976, a_{ce} = 0.0790.

In analoger Weise ergibt sich für die Gleichgewichtsparagenese in dem Eklogit vom Katzhahnfelsen/randliches Erzgebirgskristallin in Übereinstimmung mit der Grt-Cpx-Temperatur (bei 25 kbar: 670 °C) ein P-T-Datum von 670 °C/22 kbar (Abb. 80).

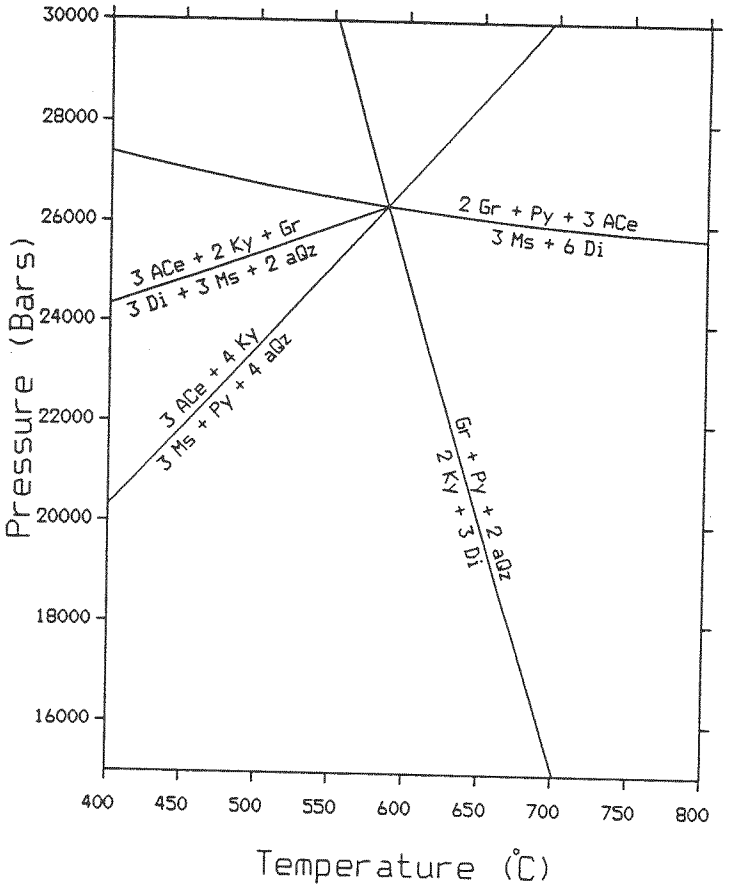


Abb. 79: Siehe Abb. 78; Aktivitäten der Endglieder ms und ce nach Massonne (1991, S. 51); a_{ms} = 0.5710, a_{ce} = 0.1839

Zur Abschätzung der H_2O-Aktivitäten, die das eklogitfazielle Gleichgewicht stabilisieren, wird nach der von Massonne (1991) an den Eklogiten des Münchberger Massivs erprobten Methode verfahren, wobei Amphibol als zusätzliche Phase mit der Komponente Tremolit berücksichtigt wird. Die H_2O-Aktivität dann wird solange iterativ geändert, bis der kalkulierte invariante Punkt mit dem P-T-Datum für die H_2O-unabhängigen Reaktionen übereinstimmt. Infolge des kleinen Schnittwinkels einiger Reaktionskurven kann die H_2O-Aktivität rechnerisch äußerst präzise bestimmt werden, dennoch sind wegen der vielen Unsicherheiten, insbesondere bei der Aktivitätsberechnung, diese Rechenwerte nur als Anhaltspunkte zu verstehen.

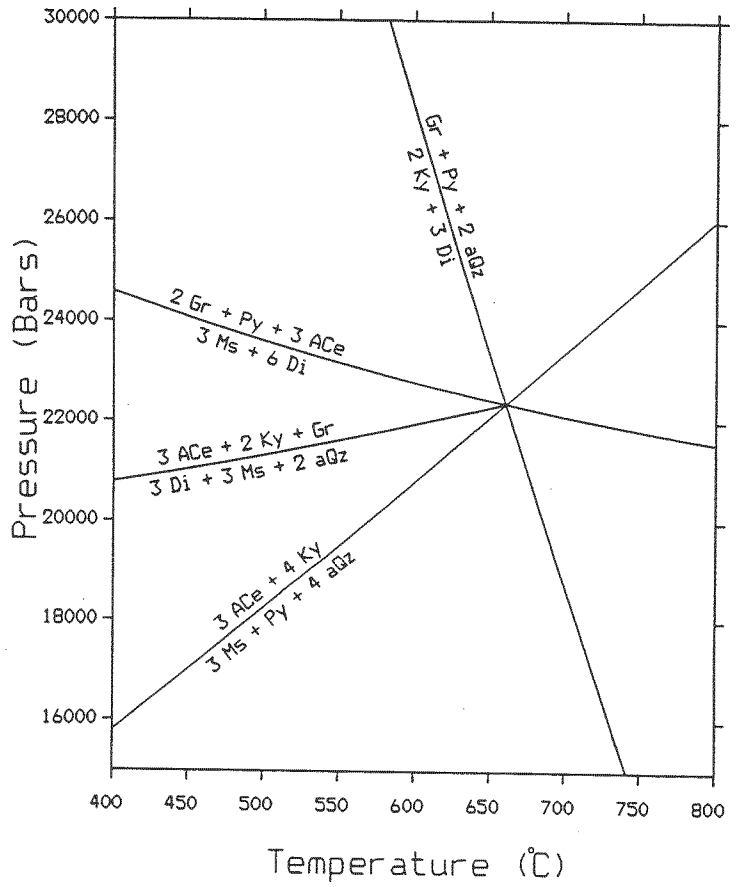


Abb. 80: Berechnung des H_2O-unabhängigen Reaktionsgleichgewichtes für den Eklogit vom Katzhahnfelsen/randliches Erzgebirgskristallin (Probe 63) unter Verwendung der Aktivitätsbeziehungen nach Hodges & Crowley (1985) und Massonne (1991, S. 137): $a_{alm} = 0.1102$, $a_{pyr} = 0.0292$, $a_{grs} = 0.0106$, $a_{di} = 0.246$, $a_{ms} = 0.3398$, $a_{ce} = 0.0383$.

Aus den Berechnungen ergibt sich für die Eklogite von Schmalzgrube und vom Katzhahnfelsen bei $a_{H2O} = 0.36$ bzw. $a_{H2O} = 0.12$ eine Übereinstimmung mit dem Gleichgewicht für H_2O-unabhängige Reaktionen (Abb. 81 und 82). Bei einer nur geringfügigen Änderung der H_2O-Aktivitäten, kommt es bereits zu Ungleichgewichten, so wie dies in den Abb. 81 und 82 ebenfalls gezeigt wird.

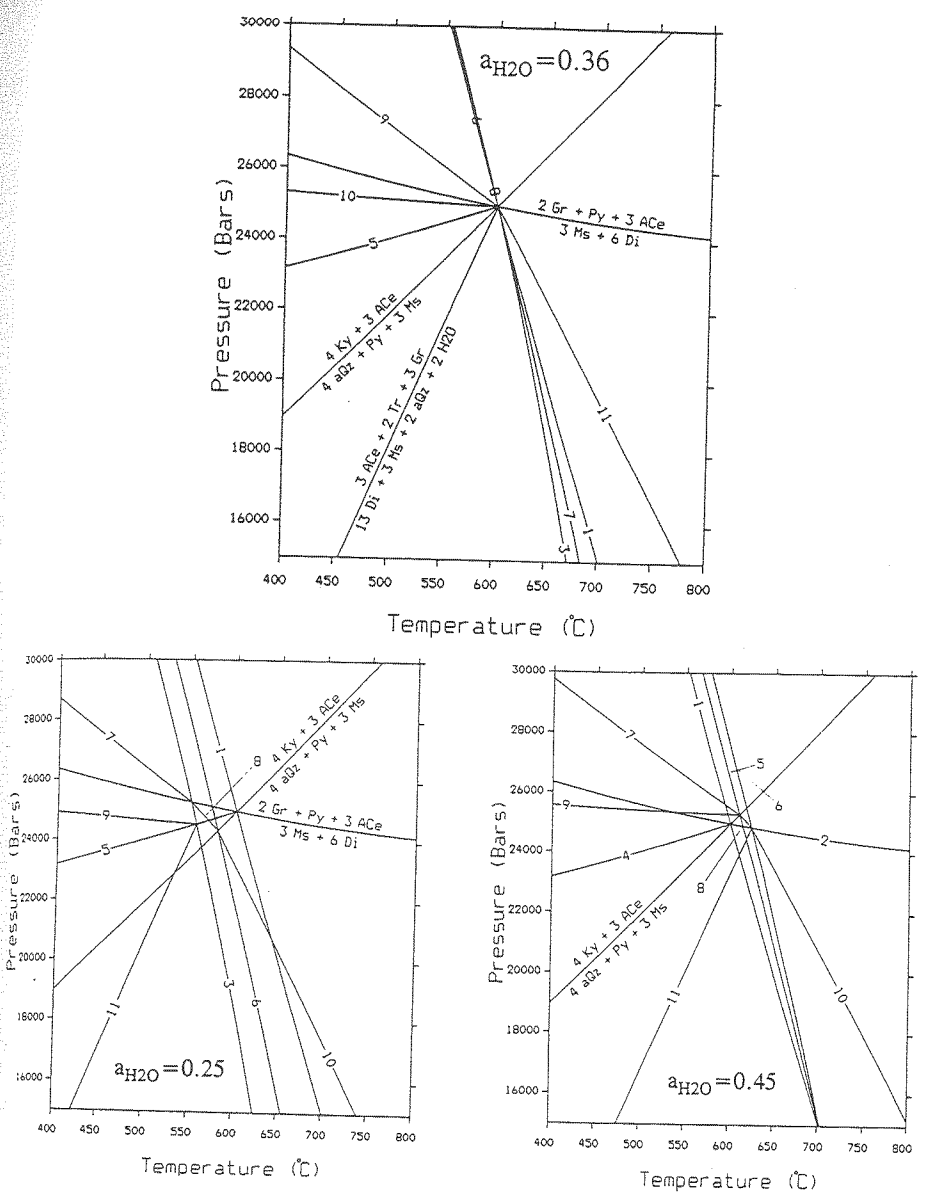


Abb. 81: Abschätzung der H_2O-Aktivität für den Eklogit von Schmalzgrube (Probe 105) anhand der Aktivitätswerte aus Abb. 78 und $a_{tre} = 0.0352$. Da es sich bei dem Amphibol um einen Einschluß aus dem Granatrand handelt, charakterisiert die H_2O-Aktivität wahrscheinlich mehr die Initialphase der eklogitfaziellen Metamorphose. Das Gleichgewicht wird bei $a_{H2O} = 0.36$ stabilisiert, wobei abweichende Aktivitäten (z.B. 0.25 oder 0.45) zu einem Ungleichgewicht führen.

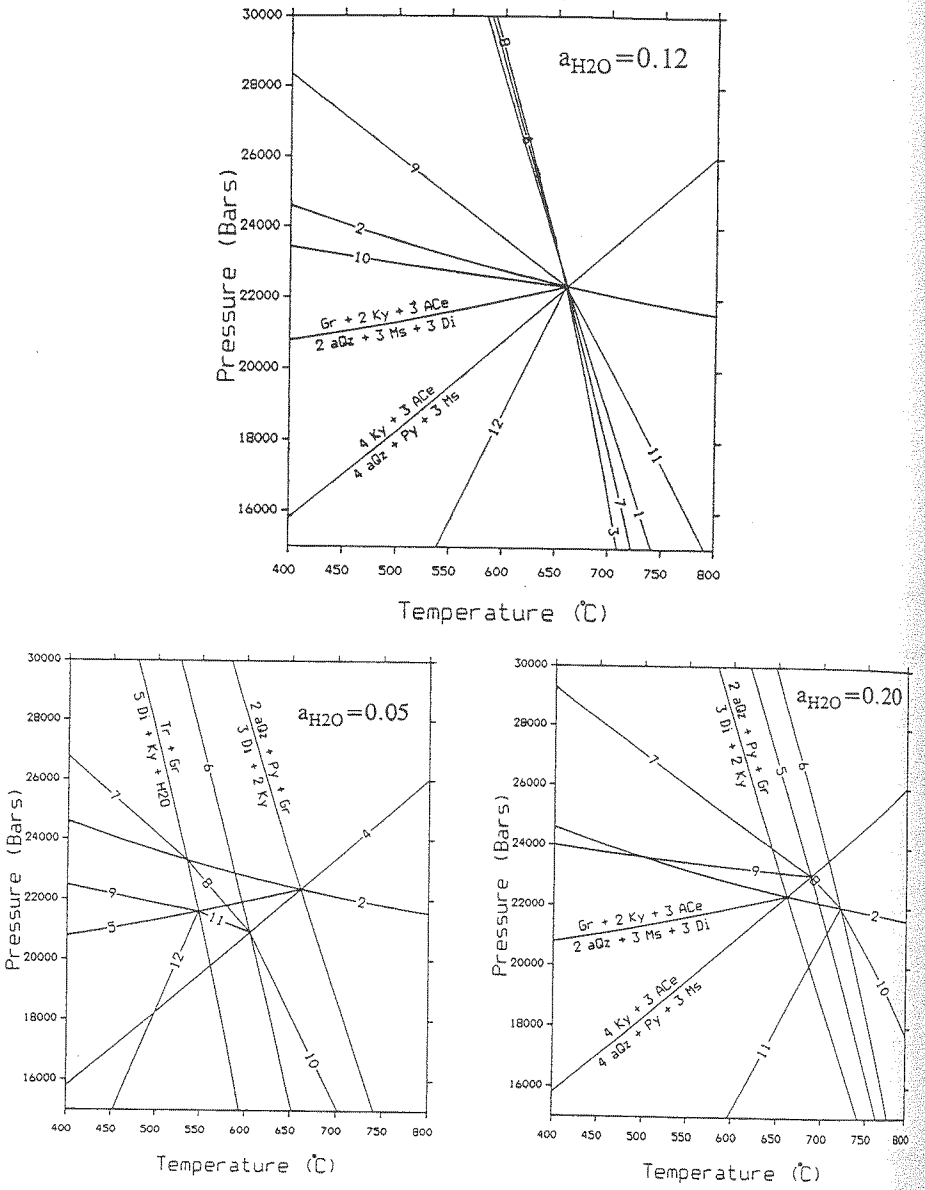


Abb. 82: Berechnung des H_2O-abhängigen Reaktionsgleichgewichtes für Probe 63 unter Verwendung der Aktivitäten in Abb. 80 mit a_{Tre} = 0.0014. Das Gleichgewicht wird bei a_{H2O} = 0.12 stabilisiert. Dagegen führen beispielsweise Werte von 0.05 oder 0.20 zum Ungleichgewicht.

Für die Eklogite aus dem mittleren Erzgebirgskristallin bietet diese Berechnungsmethode keine Möglichkeit einer präziseren Druckabschätzung. Generell sind die in einem kleinen Winkel zur Temperatur-Achse liegenden Kurven für die Reaktionsgleichgewichte 3ce + 2ky + gr ⇄ 3di + 3ms + 2qtz und 2gr + py + 3ce ⇄ 3ms + 6di die besten Druckindikatoren. Dies setzt aber voraus, daß Phengit und Disthen mit Granat und Omphazit im Gleichgewicht stehen.

7 Metamorphe Entwicklung und geotektonisches Szenario

7.1 Zur Gleichgewichtseinstellung und Reaktionskinetik

Bei vollständiger (eklogit- oder posteklogitfazieller) Gleichgewichtseinstellung ist die Rekonstruktion der metamorphen Entwicklung nahezu unmöglich, während eine nur partielle Reequilibrierung wertvolle Informationen über verschiedene Metamorphosestadien konserviert. Prograde Relikte, Reaktionssäume und nichtkompatible Minerale in verschiedenen Domänen sowie eine fehlende Gleichgewichtsverteilung von Elementen zwischen koexistierenden Phasen stellen Indikatoren für solche petrogenetisch interessanten, thermobarometrisch jedoch etwas problematischen Ungleichgewichte dar.

Gleichgewichtsdomänen werden durch eine selektive Förderung metamorpher Reaktionen an der Stelle bestimmter Minerale bzw. Phasengrenzen initiiert. Wenn die Diffusionswege in einer gegebenen Zeiteinheit in bezug auf die Korngröße der Ausgangsminerale zu gering sind, kann kein Gleichgewichtszustand für den Gesamtchemismus des betrachteten Systems (Dünnschliff, Handstück oder Aufschlußbereich) eingestellt werden. Die in strukturellen oder mineralchemischen Domänen stabilen Minerale sind damit im Hinblick auf das Gesamtsystem metastabil. In Metagabbros bildet sich beispielsweise infolge eines begrenzten Elementaustausches innerhalb von Plagioklasdomänen zunächst reiner Jadeit, der bei der Gesamtgesteinsequilibrierung resorbiert wird. Auch in den Eklogiten des Erzgebirges bestehen (im Dünnschliffmaßstab) verschiedene Domänen, die unterschiedliche Reequilibrierungsstadien anzeigen. Diese geben einerseits wichtige Hinweise auf die in Frage kommenden Vorläufergesteine bzw. den Verlauf der Metamorphose, andererseits sind sie auch für das Verstehen der Kinetik metamorpher Prozesse von Bedeutung.

In den untersuchten Gesteinen sind zwar keine magmatischen Reliktminerale zu identifizieren, jedoch sind in den Eklogiten aus dem randlichen Erzgebirgskristallin in Form sphärischer Granataggregate magmatische Gefügerelikte erhalten. Derartige koronale Strukturen sind in der Regel auf grenzflächengebundene Reaktionen zurückzuführen. Die für Metagabbros charakteristischen Granatkoronen um Plagioklase (e.g. Mørk 1985) bilden sich nachweislich an den Korngrenzen von Plagioklas zu Orthopyroxen bzw. Olivin. Ein Granatwachstum in Plagioklasdomänen wird beispielsweise auch durch Einschlüsse von Disthen und Zoisit angedeutet (O'Brien et al. 1992). Andererseits impliziert die Konzentration von Rutileinschlüssen im Granat, wie im Erzgebirge und vielen anderen Eklogitarealen zu beobachten, eine Granatbildung auf Kosten eines Ti-reichen Minerals. Nach Untersuchungen an Eklogiten des Münchberger Gneiskomplexes hält Massonne (1991) Biotit für das wahrscheinlichste Vorläufermineral, wobei auch Ti-Augit als mögliche Alternative in Frage kommt.

Die in Form von Einschlüssen im Granat konservierten präeklogitischen Minerale Amphibol I, Plagioklas, Paragonit und Epidot zeigen zumindest für das randliche (und teilweise auch für das westliche) Erzgebirgskristallin Amphibolite als unmittelbare Vorläufergesteine an. Durch diese Tatsache ergeben sich wichtige Hinweise auf die eklogitbildenden Reaktionen, da das Eklogit-Stabilitätsfeld theoretisch von der Blauschiefer-, der Amphibolit- oder von der Granulitfazies aus erreichbar ist. Die Beziehungen zwischen eklogitfaziellen und amphibolbetonten (Blauschiefer, Grünschiefer und Amphibolite) Mineralassoziationen sind innerhalb des potentiellen Existenzbereiches von Amphibolen (bei Temperaturen von <1050 °C) sehr komplex und werden maßgeblich von der H_2O-Verfügbarkeit beeinflußt (Fry & Fyfe 1969; Newton & Fyfe 1976). Experimentelle Untersuchungen zeigen, daß die Transformation Granulit/Eklogit, vom Gesteinschemismus abgesehen, hauptsächlich durch die Plagioklas-Out-Kurve und damit von Druck und Temperatur determiniert wird. Dagegen hängt die Stabilität von Amphiboliten und Blauschiefern gegenüber Eklogiten in einem breiten Druck-Temperatur-Bereich neben der spezifischen Gesteinszusammensetzung (e.g. Evans 1990) hauptsächlich von der H_2O-Aktivität ab (Essene et al. 1970). Der bestimmende Einfluß von H_2O auf die P-T-Stabilität klinopyroxenbetonter, eklogitfazieller Paragenesen gegenüber amphibolbetonten Mineralassoziationen ist in Abb. 83 am Beispiel von Quarz-Tholeiit dargestellt.

Wie aus Abb. 83a hervorgeht, stimmt in H_2O-gesättigten Systemen die Abgrenzung der Eklogitfazies gegenüber blauschiefer- und amphibolitfaziellen Paragenesen etwa mit der Amphibol-Out-Kurve (Essene et al. 1970) überein. Wegen des ausgedehnten Stabilitätsfeldes von pargasitischen Amphibolen können Eklogite unter diesen Bedingungen zumindest nicht in normalen Krustentiefen gebildet werden. Bei H_2O-armen Zusammensetzungen erstreckt sich der Stabilitätsbereich von Eklogiten zu wesentlich niedrigeren Drücken (Abb. 83b), wobei die thermische Stabilität von Amphibol bei $P < 5$ kbar reduziert und bei $P > 10$ kbar erweitert wird. Diese durch zunehmenden Druck erfolgende Umkehr vom positiven zum negativen Anstieg hängt mit der hohen Kompressibilität von H_2O und dem damit reduzierten molaren Volumen bei hohen Drücken zusammen.

Zwischen den verschiedenen experimentellen Untersuchungen (Allen & Boettcher 1978; Green 1973; Merrill & Wyllie 1975) bestehen zwar einige Widersprüche, deutlich wird jedoch, daß eine niedrige H_2O-Aktivität den zum Amphibolabbau erforderlichen Druck im Vergleich zu H_2O-gesättigten Paragenesen nur unwesentlich reduziert. Aus diesem Grund stellen die Amphibole sehr gute Indikatoren für eklogitfazielle Metamorphosedrücke dar, ein Umstand, dem bisher in der Literatur wenig Bedeutung beigemessen wurde, obwohl viele Eklogitparagenesen keine alternative Druckbestimmung gestatten. Aus den unterschiedlichen Koexistenzbeziehungen der Amphibole in den verschiedenen erzgebirgischen Eklogiten läßt sich rein qualitativ abschätzen, daß der Metamorphosehöhepunkt im mittleren Erzgebirge oberhalb der Am-Out-Kurve (>25 kbar), im westlichen Erzgebirgskristallin etwa im Bereich

dieser Kurve (ca. 25 kbar) und im randlichen Erzgebirgskristallin im Am-Stabilitätsfeld[1] (<25 kbar) gelegen hat. Nach Untersuchungen an einem westerzgebirgischen Eklogit führt Massonne (1992) das erst späteklogitische Auftreten von Amphibolen auf eine Erhöhung der H_2O-Aktivität zurück. Da Amphibole in den metamorphen Vorläufergesteinen bzw. den früheklogitfaziellen Paragenesen ganz offensichtlich vorhanden waren, ist die Eliminierung dieses Minerals während des Metamorphosepeaks allerdings nur durch Überschreiten des Stabilitätsfeldes zu verstehen.

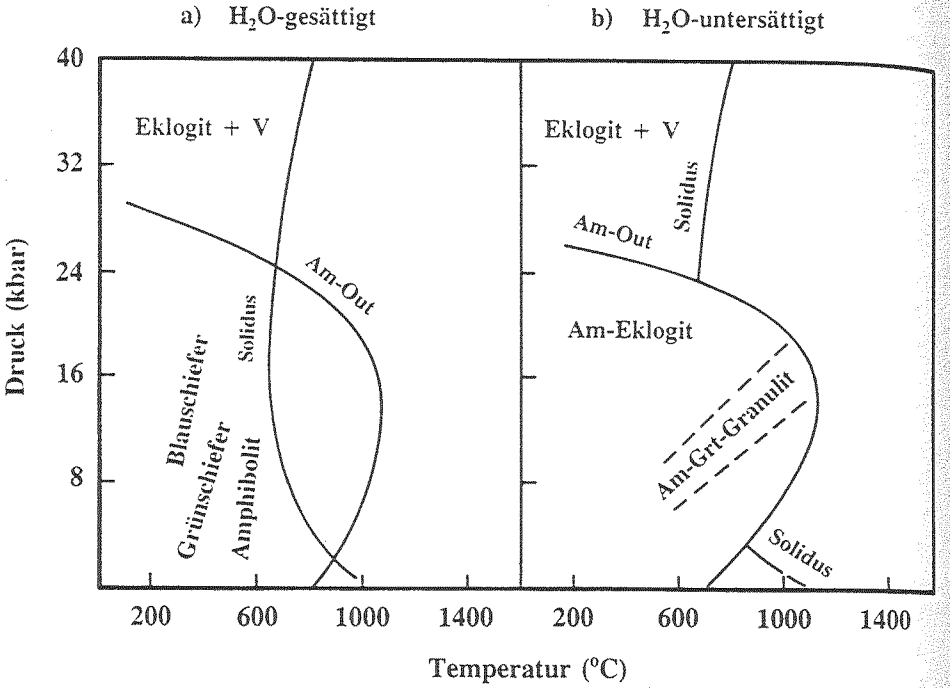


Abb. 83: Stabilitätsbereiche der Paragenesen in Quarz-Tholeiiten in Abhängigkeit von der H_2O-Sättigung (aus Carswell 1990*b*) nach experimentellen Daten von Essene et al. (1970).

Die Phasenbeziehungen in Abb. 83b deuten auch an, daß in H_2O-armen, basaltischen Zusammensetzungen innerhalb des Am-Stabilitätsfeldes die gesamte verfügbare H_2O-Menge kristallchemisch in Amphibolen fixiert wird, die im Gleichgewicht mit den hydroxylfreien Phasen stehen. Das führt zur Stabilisierung von amphibolführenden Eklogiten bei Drücken

[1]Diese Aussage bezieht sich auf die Stabilität von pargasitischen Hornblenden. Glaukophan beispielsweise kann bis zu erheblich höheren Drücken, in Abhängigkeit von der Gesteinschemie, stabil sein (e.g. Evans 1990).

oberhalb der Plagioklas-Out-Kurve oder zu amphibolführenden Granuliten bei niedrigeren Drücken. Demnach bedeutet ein geringer Anteil hydratisierter Phasen wie Amphibol, Glimmer oder Zoisit in einem Eklogit nicht zwangsläufig, daß ein H_2O-reiches Porenfluid existierte. In magmatischen Gesteinen bzw. stark dehydratisierten Metasedimenten verläuft die Metamorphose unter nahezu trockenen Bedingungen, da verfügbares H_2O strukturell in hydroxylführenden Mineralen gebunden wird (Thompson 1983). Insofern ist Massonne (1992) zuzustimmen, daß für die Neubildung von Amphibol H_2O zugeführt werden muß. Das bedeutet aber auch, daß die bereits existierenden Amphibole (innerhalb ihrer Stabilitätsgrenzen) nicht wegen einer geringen H_2O-Aktivität von hydroxylfreien Mineralen ersetzt werden können.

Nicht nur für den prograden Metamorphoseverlauf, sondern auch für die posteklogitischen Reaktionen ist die Anwesenheit einer fluiden Phase von großer Bedeutung. Das gilt auch für Fest-Fest-Reaktionen, bei denen keine Fluida beteiligt sind, wie beispielsweise den symplektitischen Abbau von Omphazit. Dies wird beispielgebend dadurch bestätigt, daß Klinopyroxen-Plagioklas-Symplektite verstärkt in solchen Domänen gebildet werden, in denen ein symplektitischer Abbau von Phengit vorausgegangen ist, was auf die Initiierung des Om-Abbaus durch die mit dem Phengitzerfall verbundene H_2O-Freisetzung hindeutet.

Ein anderes Problem betrifft die kinetischen Faktoren, die für die metastabile Erhaltung der präeklogitischen, plagioklasführenden Paragenese in Anbetracht eines Druckes von >22 kbar verantwortlich sind. Plagioklas wird in der Regel im Druckbereich von 14-20 kbar in Abhängigkeit von Temperatur und Gesteinszusammensetzung durch verschiedene Reaktionen abgebaut. In Olivingabbros und Noriten werden Jd + Zo + Qtz und in Ferrogabbros Om + Grt anstelle von Plagioklas gebildet (Pognante 1985). Die Art der Reaktionen wird jedoch ebenfalls in starkem Maße von der H_2O-Aktivität gesteuert. Dies läßt sich anhand der Reaktionen (1) und (2) demonstrieren, die von einer H_2O-Zufuhr abgesehen keinen Stoffaustausch mit der Umgebung erfordern (Rubie 1990):

(1a) $Pl + H_2O \rightarrow Zo + Ky + Qtz + (NaSiCa_{-1}Al_{-1})_{Pl}$

(1b) $Pl + H_2O \rightarrow Zo + Ky + Qtz + Jd$

(2a) $Pl \rightarrow Grs + Ky + Qtz + (NaSiCa_{-1}Al_{-1})_{Pl}$

(2b) $Pl \rightarrow Grs + Ky + Qtz + Jd$

Bei Anwesenheit von H_2O wird Ca-reicher Plagioklas zunächst durch die kontinuierliche Reaktion (1a) abgebaut, wobei dessen Zusammensetzung mit steigendem Druck Na-betonter wird, bis schließlich die diskontinuierliche Reaktion (1b) das Mineral aus der Paragenese eliminiert. In einem geschlossenen, H_2O-freien System führt der Abbau von Ca-reichem

Plagioklas über die Reaktionen (2a) und (2b) zur Bildung von Grossular anstelle von Zoisit.

Rubie (1990) vertritt die Auffassung, daß die Erhaltung metastabiler Phasen selbst dann noch möglich ist, wenn die entsprechenden diskontinuierlichen Reaktionskurven um einige Kilobar überschritten werden. Nach Wayte et al. (1989) soll das Auftreten metastabiler Phasen sogar bis zu 12 kbar oberhalb ihres Stabilitätsbereiches möglich sein. Beispielsweise ist Erhaltung von Plagioklas unter trockenen Bedingungen durch die ungünstige Kinetik in Verbindung mit der hohen Aktivierungsenergie für die Grs-Nukleation bedingt (Rubie 1990). Eine H_2O-Zufuhr würde zwar die Reaktionsraten erhöhen, gleichzeitig aber zur alternativen Bildung von Zoisit führen. In der Kombination von Temperatur und H_2O-Aktivität sieht Rubie (1990) damit die Haupteinflußgrößen beim Plagioklasabbau, wobei im Temperaturbereich von 400-600 °C H_2O als Katalysator und Ausgangsstoff für die Hydratationsreaktionen unbedingt erforderlich ist. Bei höheren Temperaturen ($\geq$750 °C) laufen Fest-Fest-Reaktionen ab, wobei ebenfalls zumindest geringe H_2O-Mengen zu katalytischen Zwecken beteiligt sein müssen.

Für die metastabile Erhaltung von Plagioklas in den untersuchten Eklogiten aus dem randlichen Erzgebirgskristallin kommt allerdings ein H_2O-Defizit als einzige Ursache nicht in Frage, da sich einmal Hinweise auf die Reaktion (1) finden lassen und darüber hinaus weitere Hydratationsreaktionen ablaufen. Schließlich ist während der prograden Entwicklung mit einer größeren H_2O-Aktivität als zum Höhepunkt der eklogitfaziellen Rekristallisation (wofür ein Wert $a_{H2O} = 0.12$ abgeschätzt wurde) zu rechnen. Für die betreffenden Gesteine ist anhand der Reaktion Pg $\rightleftarrows$ Jd + Ky + V ein Druckmaximum von mindestens 22 kbar (650 °C) angezeigt, womit auch die Kurven der Fest-Fest-Reaktionen um mehr als 8 (2a) bzw. 3 kbar (2b) überschritten werden. Hinzu kommt, daß die Reaktionen in der Natur nicht völlig isochem ablaufen, da den Plagioklasdomänen zumindest geringfügige Mengen Mg und Fe zugeführt sowie Ca und Al entzogen werden. Damit werden die Reaktionen (2a) und (2b) unter Bildung von Granatmischkristallen im Vergleich zu reinem Grossular zu niedrigeren Drücken verschoben. Daraus läßt sich schließen, daß das Druckmaximum wahrscheinlich nicht wesentlich über den für die Pg-Destabilisierung erforderlichen Mindestbedingungen von 22 kbar (650 °C) gelegen hat, da sämtliche diskontinuierliche Pl-Abbaukurven bereits um mehrere Kilobar überschritten werden. Das steht auch im Einklang mit der Stabilität von Amphibol (P < 25 kbar) sowie den Ergebnissen der Gleichgewichtsberechnung (Kapitel 6.2). Aus diesem Grund müssen im vorliegenden Fall andere kinetische Faktoren für die metastabile Erhaltung von Plagioklas verantwortlich sein.

Bei der Einstellung von Gleichgewichten spielt auch die Deformation eine wichtige Rolle. Nach Rubie (1990) führt Deformation sowohl zum Verschwinden von Mineral- als auch (magmatischen) Gefügerelikten. Durch Fluidinfiltration infolge einer deformationsbedingten

höheren Permeabilität wird einerseits die Korngrenzdiffusion gefördert (Rutter & Brodie 1985), andererseits werden durch Versetzungskriechen auch die Raten der Volumendiffusion erhöht (Yund & Tullis 1980). Eine kristallplastische Deformation des Gitters erhöht zusätzlich zur Korngrenzenergie die freie innere Energie der Phasen, was jenseits der Stabilitätsgrenzen den Abbau unter Energiegewinn erleichtert (Oncken, pers. Mitt.). Bei fehlender Deformation können dagegen metastabil gebildete Minerale sogar unter eklogitfaziellen Bedingungen fortbestehen. Möglicherweise wird dadurch auch die Bildung von Jd-Qtz Paragenesen in Quarz-Feldspat Gesteinen verhindert, da unter statischen Bedingungen ein beträchtliches "Overstepping" erforderlich ist (Cuthbert & Carswell 1990).

Eine zu geringe Deformation kommt jedoch als Ursache für die metastabile Erhaltung einer plagioklasführenden Paragenese sowie von magmatischen Reliktgefügen in den Eklogiten aus dem randlichen Erzgebirgskristallin ebenfalls nicht in Frage, da die betreffenden Gesteine von einer starken dynamischen Rekristallisation unter HP-Bedingungen betroffen sind. Demnach kommen nur noch der Zeitfaktor verbunden mit der vergleichsweise geringen Metamorphosetemperatur als Erklärung in Betracht. Auch die extrem geringe Korngröße läßt sich auf diese Weise interpretieren. Wendet man die von Stosch & Lugmair (1990) für die Münchberger Eklogite abgeleiteten Granat-Wachtumsraten auf diese Gesteine an, die vergleichbare Metamorphosetemperaturen erfahren haben, so ergibt sich für das Granatwachstum ein Zeitintervall von weniger als 1 Ma. Bei Extrapolation dieses Wertes auf die gesamte Versenkungs- und Heraushebungsgeschichte läßt sich, wenn man einen kontinuierlichen Vorgang annimmt, ebenfalls nur ein Zeitraum von <5 Ma ableiten.

7.2 Druck-Temperatur-Entwicklung

Unter Berücksichtigung der Koexistenz- und Reaktionsbeziehungen der Mineralphasen (Kapitel 3.4) und verschiedener thermobarometrischer Daten (Kapitel 6) können die in den Abbildungen 84, 85 und 86 dargestellten Druck-Temperatur-Pfade rekonstruiert werden. Die senkrechten bzw. waagerechten Linien kennzeichnen die Streubereiche von Druck bzw. Temperatur, die aus den verschiedenen untersuchten Proben einer Einheit resultieren.

Die Gesteine aus dem mittleren Erzgebirgskistallin liefern keine Informationen über den präeklogitischen P-T-Verlauf. Für die Eklogite und den Granatpyroxenit zeichnen sich ähnliche Bedingungen für den Metamorphosehöhepunkt ab (Abb. 84). Es kann demzufolge angenommen werden, daß Eklogite und Granatperidotite die gleiche Aufstiegsgeschichte teilen, wobei die Granatperidotite und -pyroxenite jedoch vor der eklogitfaziellen Reequilibrierung ein HT-LP-Stadium (in Abb. 84 nicht dargestellt) durchlaufen haben (Kapitel 7.6). Das Temperaturmaximum ist in den Eklogiten zeitlich erst nach dem Druckhöhepunkt erreicht worden, wobei die Phase der thermischen Entwicklung durch eine statische Rekristallisation

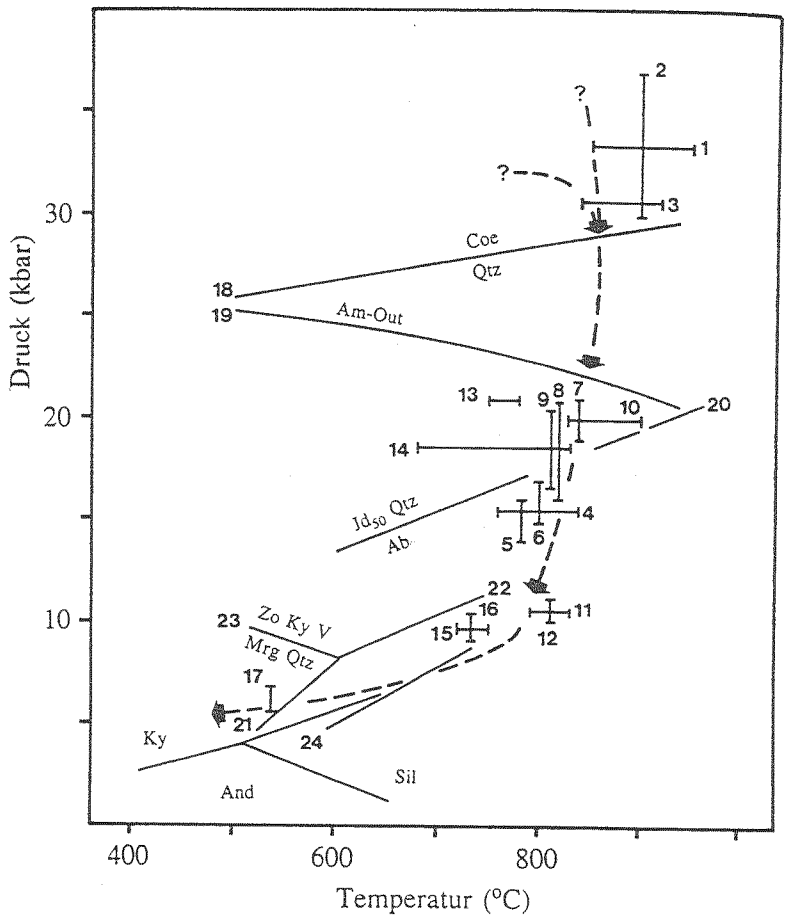


Abb. 84: P-T-Pfad für die Eklogite (± Nebengestein/Granatpyroxenite) aus dem mittleren Erzgebirge. 1: Thermometrie für Granatpyroxenit: Brey & Köhler (1990), Brey et al. (1986), Bertrand & Mercier (1985), Ellis & Green (1979); 2: Barometrie für Granatpyroxenit: Harley (1984), Brey et al. (1986), Finnerty & Boyd (1987), Carswell & Harley (1990); 3: Temperaturpeak in den Eklogiten: Ellis & Green (1979); 4, 5 und 6: Symplektitstadium in den Eklogiten: Joanny et al. (1991), Holland (1980), Newton & Perkins (1982); 7: HP-Granulitstadium im Nebengestein nach GASP-Barometer von Ghent (1976) und Newton & Haselton (1981); 8: Reequilibrierung im Nebengestein: Ghent & Stout (1981), Hoisch (1990); 9: Barometrie für späteklogitische Phengite (Massonne & Schreyer 1989); 10: Grt-Bt-Thermometrie für Eklogitprobe 75 (Ferry & Spear 1978); 11: Grt-Bt-Thermometer für Nebengestein (Ferry & Spear 1978); 12: Barometer für Bt in Koexistenz mit Qtz, Kfs und Hgl aus dem Nebengestein (Massonne 1991); 13: Am-Grt-Thermometer für Eklogite: Graham & Powell (1984); 14: Grt-Phe-Thermometrie (wahrscheinlich kein Gleichgewicht!) für Eklogite: Green & Hellmann (1982); 15: Grt-Phe-Thermometrie für Nebengestein (Green & Hellmann 1982); 16: Phe-Barometrie für Nebengestein (Massonne & Schreyer 1987); 17: Barometrie für Phe nach Ky (Massonne & Schreyer 1987); 18: Mirwald & Massonne (1980); 19: Essene et al. (1970), Carswell (1990); 20: Holland (1980); 21: Mrg+Qtz ⇄ An+Ky+V (Nitsch et al. 1981/Jenkins 1984); 22: Zo+Ky+Qtz ⇄ An+V (Goldsmith 1981/Jenkins 1984/Jenkins et al. 1985); 23: Mrg+Qtz ⇄ Zo+Ky+V (Jenkins 1984); 24: Zo+Qtz ⇄ An+Grs+V (Chatterjee et al. 1984); And/Sil/Ky: Holdaway (1971).

unter HP-Bedingungen gekennzeichnet ist. Wahrscheinlich entspricht auch die divariante Paragenese Grt + Phe + Phl + Ky + Qtz diesem Stadium (post-P_{max}), da sie durch Überschreiten des Phe-Stabilitätsfeldes eine Temperaturerhöhung innerhalb der Eklogitfazies anzeigt. Es gibt zwei Möglichkeiten für das Erreichen des thermischen Höhepunktes: 1) entweder in der größten Versenkungstiefe als Ergebnis einer Stillstandsphase oder 2) beim Aufstieg unter abnehmenden Drücken infolge der thermischen Relaxation.

Zumindest Teile des leukokraten Nebengesteins haben ebenfalls eine solche Hochdruckphase durchlaufen, wobei durch Reequilibrierung bei 18-20 kbar, bis auf wenige Indizien, keine Zeugen einer Ultrahochdruckmetamorphose mehr erhalten sind. Vergleichbare P-T-Bedingungen (18 kbar/700-800 °C) werden auch für andere Hochdruck-Granulite in den Varisziden angegeben (e.g. Pin & Vielzeuf 1983; 1988). Dieses Stadium scheint der späteklogitischen Rekristallisation in den Metabasiten zu entsprechen, woran sich der erste symplektitische Omphazitabbau anschließt. Weitere partielle Reequilibrierungsstadien sind ebenfalls in den Eklogiten und, soweit untersucht, im Nebengestein nachzuweisen (Abb. 84). Dadurch wird zunächst eine mehr oder weniger isothermale Dekompression dokumentiert, die in eine retrograde Phase mit simultaner Dekompression und Abkühlung, sicher infolge hoher Uplift-Raten, übergeht.

Für die Eklogite aus dem randlichen Teil des Kristallins kann anhand einer nahezu vollständig erhaltenen präeklogitischen Paragenese in Kombination mit den posteklogitischen Abbaureaktionen ein haarnadelähnlicher P-T-Pfad abgeleitet werden, wobei die Kurven für Versenkung und Heraushebung nahezu parallel liegen (Abb. 85). Ein solcher P-T-Verlauf, der hauptsächlich durch Druck- und nur in geringem Umfang durch Temperaturänderungen gekennzeichnet ist, wird beispielsweise auch aus dem Nord- und dem Dalsfjord sowie von Verpeneset beschrieben (Cuthbert & Carswell 1990). Im Gegensatz zum mittleren Erzgebirgskristallin werden Druck- und Temperaturhöhepunkt gleichzeitig erreicht. Dieses Phänomen (sowie die Konservierung von Mineral- und Gefügerelikten) ist in erster Linie das Ergebnis hoher Geschwindigkeiten von Versenkung und Heraushebung und wird durch die vergleichsweise niedrige Temperatur allenfalls noch begünstigt (siehe Kapitel 7.1).

Für die Eklogite aus dem westlichen Erzgebirgskristallin ergibt sich ein Druck-Temperatur-Verlauf, der bezogen auf die Gesteine aus dem mittleren und dem randlichen Teil des Kristallins eine Zwischenstellung einnimmt (Abb. 86). Zwar geben die im Granat konservierten prä- und früheklogitischen Amphibole einige Hinweise auf den prograden Metamorphoseverlauf, ein definitives P-T-Datum läßt sich damit jedoch nicht bestimmen. Nur der Eklogit von Stolzenhain (?metasedimentärer Eklogit) mit fast reinem Jadeit in der Peakparagenese erlaubt eine Eingrenzung des prograden Metamorphosepfades, da die Jd-ärmeren Einschlüsse im Granat wahrscheinlich noch mit Plagioklas koexistierten und sich demzufolge für Druckabschätzungen eignen.

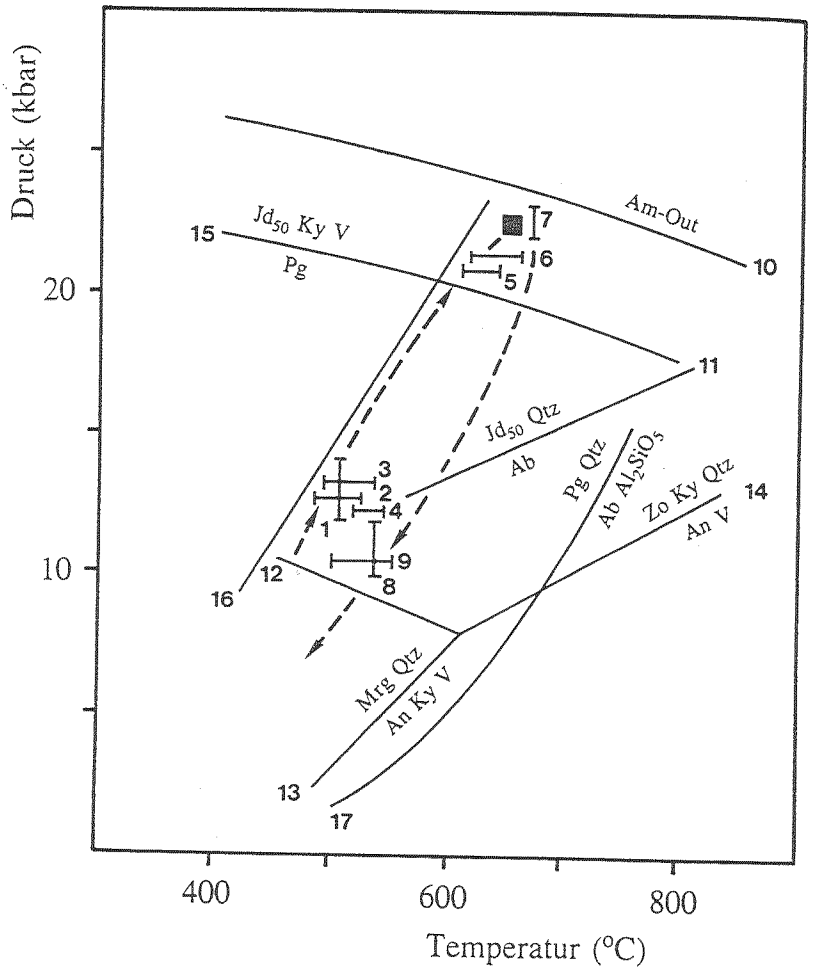


Abb. 85: Druck-Temperatur-Pfad für die Eklogite aus dem randlichen Erzgebirgskristallin: 1: Grt-Am-Pl-Barometer für präeklogitische Einschlußparagenese (Kohn & Spear 1989, 1990); 2: Thermometer für Grt-/Phe-Kerne (Green & Hellmann 1982); 3: Thermometer für Grt-/Om-Kerne (Ellis & Green 1979); 4: Thermometer für Grt-Kerne/Am I-Einschlüsse bzw. Pl-/Am I-Einschlüsse (Graham & Powell 1984 bzw. Blundy & Holland 1990); 5: Grt-Phe-Thermometer (Green & Hellmann 1982); 6: Grt-Om-Thermometer (Ellis & Green 1979); 7: Phe-Barometer (Massonne & Schreyer 1989); 8: Barometrie für Cpx-Pl-Symplektite (Holland 1980); 9: Symplektit-Thermometer (Joanny et al. 1991); 10: Essene et al. (1970) und Carswell (1990); 11: Holland (1980); 12: Mrg + Qtz ⇄ Zo + Ky + V (Jenkins 1984); 13: Mrg + Qtz ⇄ An + Ky + V (Nitsch et al. 1981; Jenkins 1984); 14: Zo + Ky + Qtz ⇄ An + V (Goldsmith 1981; Jenkins 1984; Jenkins et al. 1985); 15: Holland (1979); 16: Lws + Jd ⇄ Zo + Pg + Qtz + V (Heinrich & Althaus 1980, 1988); 17: Holland (1979); ■ = berechnetes eklogitfazielles P-T-Datum für Probe 63 (vgl. Abb. 81).

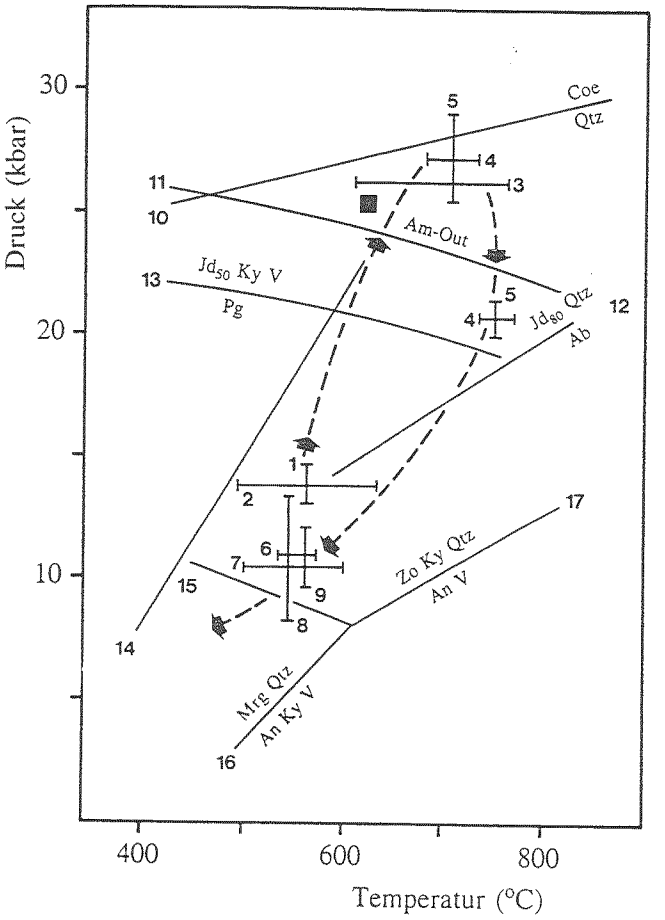


Abb. 86: Druck-Temperatur-Pfad für die Eklogite aus dem westlichen Erzgebirgskristallin: 1: Barometer für $Om(X_{Jd52})$-Einschlüsse, die mit Pl koexistierten (Holland 1980); Thermometrie für Grt-/Om-Kerne (Ellis & Green 1979); 3: eklogitfazieller Temperaturhöhepunkt nach Grt-Om-Thermometer (Ellis & Green 1979); 4 bzw. 5: Grt-Phe-Thermometer (Green & Hellmann 1982) bzw. Phe-Barometer (Massonne & Schreyer 1989) für den Metamorphosehöhepunkt und das späteklogitische Stadium; 6: Pl-Am-Thermometer (Blundy & Holland 1990); 7: Symplektit-Thermometer (Joanny et al. 1991); 8: Barometrie für Cpx-Pl-Symplektite (Holland 1980 und Newton & Perkins 1982); 9: Grt-Am-Pl- und GASP-Barometer (Kohn & Spear 1989, 1990 und Newton & Haselton 1981); 10: Mirwald & Massonne (1980); 11: Essene et al. (1970) und Carswell (1990); 12: Holland (1980); 13: Holland (1979); 14: Lws + Jd ⇄ Zo + Pg + Qtz + V (Heinrich & Althaus 1980, 1988); 15: Mrg + Qtz ⇄ Zo + Ky + V (Jenkins 1984); 16: Mrg + Qtz ⇄ An + Ky + V (Nitsch et al. 1981; Jenkins 1984); 17: Zo + Ky + Qtz ⇄ An + V (Goldsmith 1981; Jenkins 1984; Jenkins et al. 1985); ■ = berechnetes eklogitfazielles P-T-Datum für Probe 105 (vgl. Abb. 78).

7.3 "In situ-" versus "foreign-" Modell

Die markanten mineralfaziellen Unterschiede zwischen den partiell rekristallisierten, eklogitischen Metabasiten und den umgebenden granulit- bzw. amphibolitfaziellen Metaaziditen bzw. Metapeliten bedeuten nicht zwangsläufig, daß die Metabasite Fremdkörper darstellen, so wie dies von einigen Autoren diskutiert wird. Wie bereits im Kapitel 1 dargestellt, ist die Eliminierung von Plagioklas als Kriterium für eklogitfazielle Metamorphosebedingungen nur auf basaltische Gesteine anwendbar, da die zur Destabilisierung dieses Minerals erforderlichen Drücke entsprechend der Gesteinszusammensetzung erheblich differieren. So kann Plagioklas in kofaziellen, nicht-basaltischen Nebengesteinen von (basischen) Eklogiten noch stabil sein. Außerdem ist in granitischen Gesteinen im Vergleich zu Basiten die metastabile Erhaltung von Plagioklas bei der HP-Metamorphose aus kinetischen Gründen viel wahrscheinlicher (Kapitel 7.1).

Desweiteren sind eklogitfazielle Paragenesen besonders anfällig für retrograde Mineralreaktionen, insbesondere im Zusammenhang mit einer Fluidzufuhr bei der Heraushebung. Die Hochdruckgeschichte metamorpher Zonen kann deshalb meistens nur aus sporadisch erhaltenen eklogitischen Relikten abgelesen werden. In basischen und ultrabasischen Gesteinen haben HP-Paragenesen wiederum aus kinetischen Gründen bessere Überlebenschancen. Nicht-mafische Gesteine werden infolge ihrer spezifischen Materialeigenschaften im Vergleich zu mafischen Gesteinen stärker deformiert, was die Rekristallisation zusätzlich fördert (Koons & Thompson 1985).

Ein unterschiedliches Verhalten verschiedener Lithologien bei der Retromorphose wird auch durch die Untersuchungen von Heinrich (1982) an einer eklogitfaziellen Einheit von Metapeliten und -basiten deutlich. In den Metapeliten wird die amphibolitfazielle Rekristallisation durch die Dehydratationsreaktion Phe + Pg + Grt → Pl + Bt + Ms + H_2O dominiert. Im Falle der Metabasite ist dagegen eine Hydratation (Grt + Om + Ky + H_2O → Hbl + Pl) zu beobachten. Demzufolge bleibt der amphibolitfazielle Abbau auf die Randbereiche der Metabasitkörper beschränkt, wo das in den Metapeliten freigesetzte Wasser infiltriert wird, während die Hochdruckparagenesen in den umgebenden Metapeliten vollständig eliminiert werden. Der Abbau von Eklogiten erfolgt bekanntermaßen auch über die Fest-Fest-Reaktion Om + Qtz → Pl + Di. Aber auch hier kann ein Fluiddefizit der Grund dafür sein, daß die eklogitfazielle Paragenese außerhalb ihres Stabilitätsfeldes erhalten wird. Diese Reaktion beobachtet Heinrich (1982) beispielsweise in einigen Metabasitkörpern am Übergang vom inneren Eklogit zum äußeren Amphibolit. Das deutet ebenfalls darauf hin, daß auch bei der Bildung von Di-Pl-Symplektiten eine geringe H_2O-Menge als Katalysator eine Rolle spielt, wie dies auch aus den vorliegenden Untersuchungen deutlich hervorgeht (vgl. Kapitel 3).

Erfolgt die Retromorphose über Hydratations- oder Fest-Fest-Reaktionen, hängt die Möglichkeit zur Reequilibrierung in erster Linie von der Verfügbarkeit von H_2O ab, das entweder als Reaktant oder als Katalysator eine Rolle spielt. Da der Abbau basischer Eklogite in großem Umfang H_2O konsumiert, wird die Erhaltung der HP-Paragenesen außerhalb ihres Stabilitätsfeldes bei einem H_2O-Defizit begünstigt. Führen die retrograden Reaktionen dagegen zur Dehydratisierung, spielen kinetische Faktoren keine große Rolle.

Insofern sind die scheinbaren mineralfaziellen Unterschiede zwischen (basischen) Eklogiten und deren (sauren) Nebengesteinen anhand kinetischer Faktoren hinreichend erklärbar. Auch im Kokchetav Massiv liefern die Granat-Biotit-Gneise mit Ausnahme sporadischer Diamanteinschlüsse in Granat und Zirkon keinerlei Hinweise auf die definitive Hochdruckvorgeschichte (Sobolev & Shatsky 1990). Das gleiche gilt auch in bezug auf Quarzpseudomorphosen nach Coesit für die Granat-Biotit-Gneise in den Dabie Mountains (Wang & Liou 1991).

Aufgrund dieser Kriterien und einiger, wenn auch untergeordneter, HP-Relikte im untersuchten Nebengestein ist zu schließen, daß es sich bei der Hochdruckmetamorphose um ein regionales Ereignis handelt. Gestützt wird diese Interpretation schließlich auch durch den Geländebefund, da die Eklogite mit dem Nebengestein im cm-Bereich alternieren, wobei es sich um keine mylonitische Wechsellagerung handelt. Außerdem sind die Eklogite zwar hauptsächlich aus Tholeiiten mit ozeanischer Affinität abzuleiten, jedoch ist zumindest bei einem der untersuchten Vorkommen ein sedimentäres Ausgangsmaterial sehr wahrscheinlich (Kapitel 4). Diese Vielzahl von Fakten spricht eindeutig gegen die Annahme, daß es sich bei den Eklogiten um tektonische Linsen ("dismembered bodies") handeln könnte. Zu der gleichen Schlußfolgerung führen auch Untersuchungen der HP-Gesteinsassoziationen im Schwarzwald (e.g. Wimmenauer & Stenger 1989) und im Münchberger Gneiskomplex (e.g. Klemd et al. 1992). Nicht zuletzt wird ein "in situ"-Modell für das Erzgebirge auch durch die regionale Konsistenz der Metamorphosebedingungen gestützt (siehe auch Kapitel 7.5).

Massonne et al. (1991) interpretieren die erzgebirgischen Eklogite dagegen als Zeugen tiefsubduzierter ozeanischer Kruste, die noch unter HP-Bedingungen "in Kontakt mit der sie zuvor überlagernden kontinentalen Kruste gerieten".

Schließlich gibt es bislang kein tektonisches Modell, das die Heraushebung tiefsubduzierter ozeanischer Kruste mit einer Hochdruck- und Hochtemperatur-Prägung erklärt. Deshalb sind die basaltischen Protolithe der Eklogite wahrscheinlich eher in einem Back-Arc-Becken oder möglicherweise in einer kontinentalen Extensionszone generiert worden. Allerdings setzt die Existenz eines Randbeckens bereits eine Subduktionsphase voraus. Die Isotopendaten von südböhmischen Pyroxeniten deuten auf Mantelheterogenitäten hin, die durch Subduktionsprozesse vor der spätvaristischen Kollision von Gondwana und Laurasia bedingt sein könnten

(Beard et al. 1992). Auch Brueckner et al. (1991) interpretieren die Protolithentstehung durch Magmatismus in Verbindung mit panafrikanischer Subduktion und/oder im Zusammenhang mit der frühpaläozoischen Riftbildung, die das Böhmische Massiv von Gondwana trennte.

7.4 Allgemeines tektonisches Modell

Die Untersuchungen zeigen, daß die erzgebirgischen Eklogite - je nach ihrer regionalen Position - bis in Tiefen von 70 km (randliches Erzgebirgskristallin) oder ≥90 km (mittleres Erzgebirgskristallin) transportiert worden sind (Abb. 87). Der niedrige geothermische Gradient von ca. 7 °C/km ist typisch für eine subduktionsgebundene Metamorphose (Schreyer 1988*a,b*), wobei eine derartige Versenkung krustaler Gesteine auf Kollisionszonen zwischen zwei Kontinentalplatten beschränkt ist. Weniger problematisch ist es, diese Subduktionstiefen zu erklären, als Mechanismen für die Heraushebung zu finden. Die Subduktion ozeanischer Lithosphäre ist nachweislich bis zu vielfach größeren Tiefen möglich, in jüngster Zeit mehren sich aber auch Hinweise für eine Versenkung kontinentaler Kruste bis in Tiefen von 100 km und mehr. Auf die kinetischen Faktoren, die die Erhaltung von Hochdruckrelikten in SiO_2-reichen Gesteinen erschweren, wurde bereits im Kapitel 7.3 hingewiesen. Aus diesem Grund sind viel größere Subduktionsbeträge denkbar, da der in den Paragenesen konservierte Druck-Temperatur-Peak nur einen Mindestbetrag darstellt. Dem Argument, daß die relativ geringe Dichte SiO_2-reicher Gesteine eine große Versenkung verhindert, kann entgegnet werden, daß in der abtauchenden, relativ kalten Lithosphärenplatte die Phasentransformationen in geringeren Tiefen als im umgebenden Mantel ablaufen. Allégre & Turcotte (1985) nehmen subduzierte kontinentale Kruste, die für die Isotopenheterogenität im Mantel verantwortlich sein soll, sogar noch in einer Tiefe von 650 km an.

Weitaus schwieriger ist es, Mechanismen für den Rücktransport tiefsubduzierter Gesteinseinheiten zu finden, die außerdem eine Konservierung der HP-Paragenesen ermöglichen, was bei einem erosionskontrollierten Aufstieg auszuschließen ist. Nach thermischen Modellen von England & Thompson (1984) bzw. Thompson & England (1984) kommt es in einem Kollisionsorogen bei einer erosionskontrollierten Krustenverdünnung zu einer dramatischen Erwärmung der Gesteine, die bis zum Erreichen von 20-40 % der ursprünglichen Versenkungstiefe anhält. Der Maximaldruck, der dann in dem Gestein anhand von Austauschgleichgewichten bestimmt werden kann, entspricht dem Wert bei T_{max}, wo die Mineralparagenesen, die bei P_{max} gebildet worden sind, überprägt werden.

In den untersuchten Gesteinen schließt sich jedoch nach einer anfänglichen thermischen Relaxation, die noch unter Hochdruckbedingungen erfolgt, eine isothermale bzw. retrograde Dekompressionsphase an. Deshalb kommt nur ein schneller, durch tektonische Prozesse

gesteuerter Aufstieg in Betracht, der sowohl eine weitere Temperaturerhöhung verhindert als auch den Zeitraum für Abbaureaktionen einschränkt. Ein haarnadelähnlicher P-T-Pfad, bei dem Druck- und Temperaturpeak zusammenfallen, läßt sich noch weniger mit dem thermischen Modell von England & Thompson (1984) vereinbaren. Dieser P-T-Verlauf könnte auch das Ergebnis eines mehrstufigen Subduktionsprozesses sein, bei dem durch Unterschiebung relativ kalter Oberkruste eine Erwärmung während der Heraushebung verhindert wird (Platt 1986, 1987).

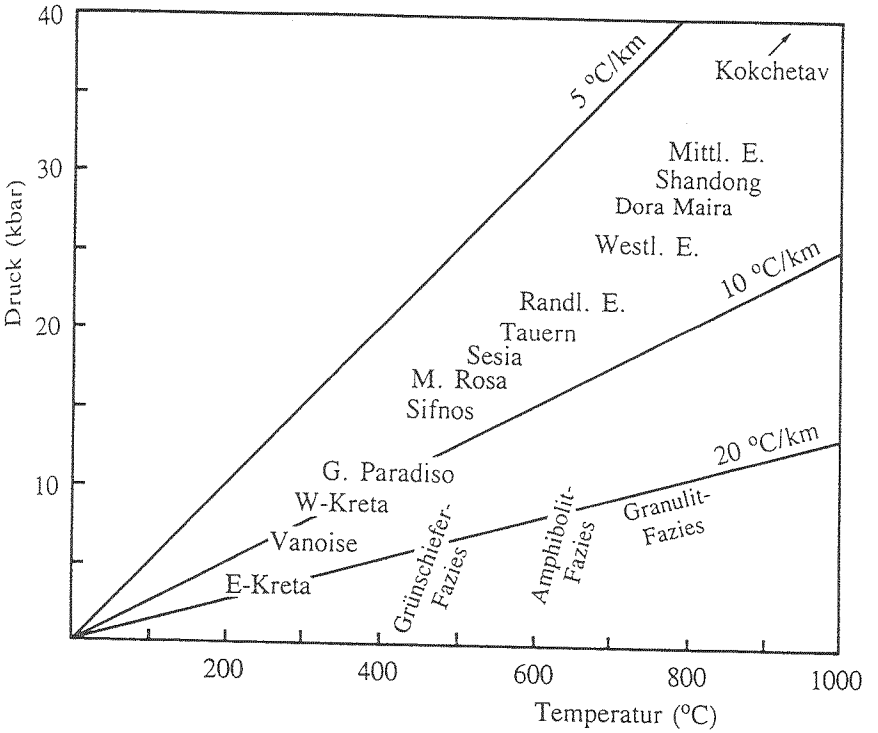


Abb. 87: Metamorphosehöhepunkt in verschiedenen HP-Einheiten; erweitert nach Schreyer (1988*b*)

Auf diese Weise werden auch adäquate P-T-Pfade für das westliche Gneisgebiet in Norwegen (WGR) erklärt: Nach der Subduktion des Baltischen Kontinentalrandes (jetzt das WGR) unter Laurentia riß die baltische Kruste ab, wobei anschließend bei andauernder Kompression erneut baltische Kruste unter das WGR geschoben wird (Cuthbert et al. 1983). Nach einem anfänglichen Temperaturanstieg im Anschluß an P_{max} führt die erneute Unterschiebung kalter Oberkruste zu simultaner Dekompression und Abkühlung und fördert

gleichzeitig die Heraushebung der eklogitführenden Einheiten (Medaris & Wang 1986). Kontinentkollision führt zu multipler Subduktion und zum Teleskoping, wobei die andauernde Subduktion den Uplift zuvor subduzierter, eklogitführender Kruste steuert (= "sequential stacking model" nach Carswell & Cuthbert 1986), was bedeutet, daß in einem Orogen Kompression und Extension gleichzeitig stattfinden können (Platt 1986, 1987). Wenn Versenkung und Heraushebung allerdings multistadial sind, dann müßten kompliziertere P-T-Pfade, als in den Abbildungen 84-86 angedeutet, die Folge sein (O'Brien 1991). Simultane Dekompression und Abkühlung können aber auch das Ergebnis der extremen Upliftraten der untersuchten Gesteine (vor allem aus dem randlichen Erzgebirgskristallin) sein, wobei es schwierig ist, die Rolle der einzelnen Faktoren zu quantifizieren.

Auch durch Extension können HP-Gesteine in kürzester Zeit an die Oberfläche gebracht werden, wobei die spätorogene Krustenverdünnung in Kollisionszonen durch den "Kollaps" bzw. gravitativen Zusammenbruch der extrem verdickten Kruste erklärt werden kann (Dewey 1988). Nach thermischen Modellen von Ruppel et al. (1988) führt eine solche duktile Extension (reine Scherung) zu einer nahezu isothermalen Dekompression, während bei einem Uplift entlang flach-einfallender Bewegungsbahnen (einfache Scherung) simultane Dekompression und Abkühlung zu beobachten sind. Bei der Exhumierung der HP-Einheiten des Erzgebirges überlagern sich sicherlich beide Prozesse, wobei der initiale Uplift von duktiler Extension dominiert sein dürfte.

Der Mechanismus des Krustenkollaps wurde zuerst in der Basin und Range Provinz (e.g. Coney & Harms 1984) und in Westnorwegen (McClay et al. 1986; Norton 1986) beschrieben. Seit jüngerer Zeit wird dieses Modell auch auf das französische Zentralmassiv angewendet (Echtler & Malavieille 1990; Maluski et al. 1991). Die Varisziden stellen demnach, wie auch die Kaledoniden oder die Alpen, ein Kollisionsorogen dar, das durch Krustenverdickung, HP-Metamorphose und konvergente Überschiebungstektonik gekennzeichnet ist, wobei von einer Mindestkonvergenz von einigen hundert Kilometern ausgegangen werden kann (e.g. Tollmann 1982; Behrmann et al. 1991). Die spätorogene Krustenverdünnung sowie die LP-HT-Metamorphose wird auf den Aufstieg der hochgradigen Gesteine zurückgeführt, wobei die Extension durch steil einfallende Blattverschiebungen und flache Abschiebungen gekennzeichnet ist, die ein Teleskoping niedrig- und hochgradiger Gesteine bewirken (e.g. Maluski et al. 1991).

7.5 Deckenbau und Transportrichtung

Die erzgebirgischen Eklogite zeigen hinsichtlich ihrer Druck-Temperaturentwicklung deutliche regionale Unterschiede. Die zunächst anhand geologischer und petrographischer Kriterien getroffene Unterteilung in verschiedene eklogitführende Areale (mittleres, westliches und randliches Erzgebirgskristallin; siehe Kapitel 2) spiegelt sich auch in der metamorphen Entwicklung signifikant wider. Als Beleg dafür ist in der Abb. 88 die regionale Verteilung des eklogitfaziellen Temperaturmaximums dargestellt, was eine mehr oder weniger kontinuierliche Temperaturzunahme von W nach E zeigt, die nachweislich mit einer Druckerhöhung korreliert. Die Flöha-Zone, welche die eklogitführenden Areale des mittleren und des westlichen Erzgebirgskristallins trennt, markiert hinsichtlich der metamorphen Entwicklung eine Diskontinuität, die sich in Abb. 88 durch eine sprunghafte Temperaturänderung äußert. In dieses Bild fügen sich die Daten von Klapová (1990) für die Eklogite aus dem böhmischen Erzgebirge, die in Analogie zu den eigenen Daten ebenfalls auf 30 kbar normiert worden sind, nahtlos ein.

Unter der berechtigten Annahme, daß die Eklogite keine Fremdkörper darstellen, deutet diese Diskontinuität in den Metamorphosebedingungen darauf hin, daß es sich um verschiedene allochthone Einheiten handelt. Diese Feststellung steht im Widerspruch zu der traditionellen Lithostratigraphie (Kapitel 2), wonach die eklogitführenden Einheiten des mittleren und westlichen Erzgebirgskristallins der gleichen lithostratigraphischen Folge zugeordnet werden. Als Konsequenz sollten sie eine übereinstimmende Metamorphoseentwicklung erfahren haben, was definitiv nicht der Fall ist. Auf der anderen Seite sind die Gesteine aus dem westlichen und dem randlichen Teil des Kristallins, unter Berücksichtigung eines regionalen Gradienten, durch ähnliche Bedingungen gekennzeichnet, gehören nach dem lithostratigraphischen Schema (e.g. Hoth et al. 1979) allerdings verschiedenen Formationen an. Im Hinblick auf die HP-Geschichte sind die eklogitführenden Einheiten nicht nur untereinander, sondern auch mit den unterlagernden LP-Einheiten (in denen bislang noch keine HP-Relikte beschrieben worden sind) im mineralfaziellen Ungleichgewicht, was ein autochthones Modell ausschließt. Die vorliegenden Untersuchungen verdeutlichen, daß die eklogitführenden Gesteinsassoziationen des mittleren, westlichen und randlichen Erzgebirgskristallins[1] entsprechend dieser Untergliederung wahrscheinlich drei, mindestens aber zwei, allochthonen Einheiten angehören, wobei die Flöha-Zone die Deckengrenze zwischen den beiden erstgenannten Einheiten darstellt.

Derartige metamorphe Gradienten werden auch aus drei weiteren Kollisionsorogenen, insbesondere aus den Gebieten mit Ultrahochdruckmetamorphose, beschrieben: dem Kokchetav Massiv (Sobolev et al. 1986), dem westlichen Gneisgebiet in Norwegen (WGR) und aus China. In China werden in der Eklogitprovinz Shandong (Enami & Zang 1990; Hirajima et al. 1991) mit 880 °C (im Coesitstabilitätsfeld) wesentlich höhere Temperaturen für die HP-Metamorphose als in den südlichen Dabie Mountains beobachtet (Wang & Liou 1991). Innerhalb der Dabie Mountains wird ebenfalls eine Temperaturabnahme von Norden (700-

[1]Zur Definition und Begrenzung dieser Areale siehe Kapitel 2.

800 °C) nach Süden (580-610 °C) festgestellt, wobei dieser Trend auch mit dem Druck korreliert, da Coesiteklogite nur auf den Norden beschränkt sind (Wang & Liou 1991; Wang et al. 1992). Demzufolge wird die Bildung der Hochdruckgesteine mit einer nach Norden einfallenden Subduktionszone in Zusammenhang gebracht. Für die Eklogite aus dem WGR wird ein kontinuierlicher Gradient - mit Temperaturen von 550 °C im SE bis E und Werten bis zu >800 °C im NW bis W - festgestellt (Krogh 1977; Griffin et al. 1985). Diese Temperaturzonierung ist das Ergebnis der Kontinent-Kollision mit westgerichteter Subduktion (Krogh 1977). Die nur graduellen Änderungen der Paleaotemperaturen deuten darauf hin, daß es sich während der Hochdruckmetamorphose um einen kohärenten Körper gehandelt haben muß.

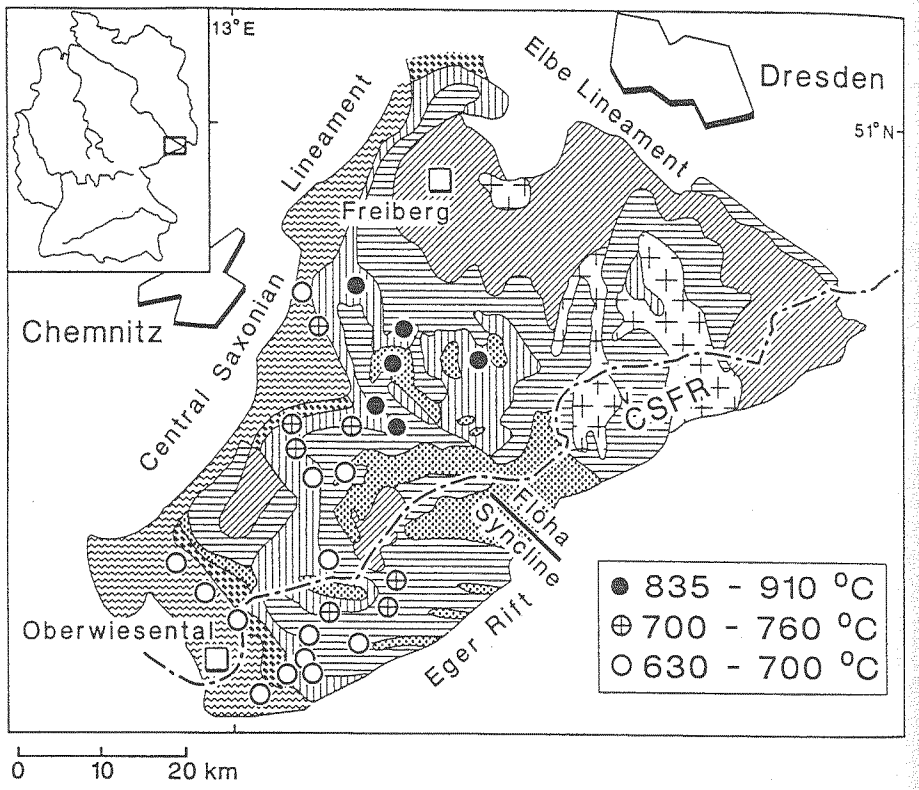


Abb. 88: Räumliche Verteilung des eklogitfaziellen Temperaturpeaks der erzgebirgischen Eklogite nach dem Granat-Klinopyroxen-Thermometer (Ellis & Green 1979) bei einheitlicher Normierung auf 30 kbar. Die Werte für die Eklogite aus dem böhmischen Teil des Erzgebirges wurden anhand der Daten von Klapová (1990) analog berechnet. Bei Normierung auf die regional relevanten Druckwerte würde sich dieser Temperaturgradient noch verstärken.

Anhand von Literaturdaten lassen sich darüber hinaus für weitere Gebiete, insbesondere auch im Böhmischen Massiv, derartige Gradienten rekonstruieren. Neben den Daten von Klapová (1990), die das hier vorgestellte Zonierungsmuster ergänzen und bestätigen, sind regionale Metamorphosegradienten im Böhmischen Massiv eher die Regel als die Ausnahme. Werden die von Dudek & Fediuková (1974) bestimmten Temperaturen für Eklogite aus dem böhmischen Moldanubikum in ihrer räumlichen Verteilung betrachtet, dann zeichnet sich - bei einer gewissen Streubreite - zumindest eine Zonierung der Metamorphosetemperaturen ab, und zwar mit Abnahme von E/SE (Kutna Hora) nach W/NW (Gebiet um Tabor). Die von Bakun-Czubarow (1989) bzw. Brueckner et al. (1991) publizierten Temperaturwerte für vergleichbare Gesteine aus dem Snieznik Massiv lassen ebenfalls einen eindeutigen E/NE-W/SW-Trend erkennen. Die höchsten Temperaturen (800-900 °C) sind in den Eklogiten aus der am weitesten östlich gelegenen Granuliteinheit von Gieraltov zu finden. Genau wie im Erzgebirge - so zeichnet es sich zumindest aus den Daten ab - scheint ein Hiatus zu der unmittelbar westlich angrenzenden (mittleren) Einheit mit Temperaturen von 650-750 °C zu bestehen. Schließlich sind die niedrigsten Werte, die sich mit 620-740 °C nur graduell von der mittleren Einheit unterscheiden, in der westlichsten Miedzygórze Einheit zu finden.

Die für das HP-Ereignis im Erzgebirge abgeleitete Polarität kann im Zusammenhang mit einem W- bis SW-gerichteten Deckentransport bzw. mit einer E- bis NE-gerichteten Subduktion interpretiert werden. Dagegen wird für die Gföhler Decke im Südteil des Böhmischen Massivs ebenso wie für den böhmischen Teil des Erzgebirges (Raijlich 1987) ein E/ESE-Schub diskutiert (Tollmann 1982). Möglicherweise handelt es sich dabei um eine spätere (?Rück-)Überschiebungsphase. Allerdings zeichnet sich der im Erzgebirge abgeleitete W/SW-Trend auch für die HP-Einheiten in den Sudeten sowie in Südböhmen/Westmähren ab, wenn auch die petrologischen Daten für diese Gebiete noch relativ lückenhaft sind.

Das vorgeschlagene Modell mit einem Deckentransport nach W/SW stützt sich hauptsächlich auf petrologische Indikatoren und bedarf noch einer Bestätigung durch strukturgeologische Untersuchungen. Erste Ansatzpunkte bieten das an die HP-Paragenese gebundene, E-W-gerichtete Streckungslinear sowie der west- bis südwestvergente Faltenbau mit ?Schleppfaltenbildung im Bereich der Deckengrenze (Flöha-Zone) am Rücken der (?liegenden) westerzgebirgischen Decke (Kapitel 3). Da nach Literaturdaten auch für andere HP-Einheiten im Böhmischen Massiv eine mit dem Erzgebirge übereinstimmende Polarität wahrscheinlich ist, könnte die SW- bis W-Kinematik von überregionaler Bedeutung sein. Demnach müßte die Kollisions- bzw. Subduktionszone im Osten - evtl. im Bereich der Tornquist-Linie - und nicht im Südwesten zu suchen sein.

7.6 Zur Stellung der Granatperidotite

Im Untersuchungsgebiet sind Granatperidotite mit sporadischen Zwischenlagen von Granatpyroxeniten auf den Westrand des mittleren Erzgebirgskristallins beschränkt, womit sie die Grenze zwischen den beiden allochthonen Einheiten des mittleren und westlichen Erzgebirgskristallins markieren. Solche granatführenden alpinotypen Peridotite, wie sie im Erzgebirge auftreten, sind in sämtlichen europäischen Orogengürteln anzutreffen. Experimentellen Untersuchungen zufolge kann jedoch Granat in einem Peridotit nicht bei normalen Krustenmächtigkeiten stabilisiert werden (O'Hara et al. 1971). Damit ergibt sich die Frage nach den Ursachen, die für das Auftreten von Granatperidotiten in kontinentaler Kruste verantwortlich sind. Diesbezüglich werden drei verschiedene Modelle diskutiert, die von einer Kollision kontinentaler Lithosphärenplatten ausgehen (Medaris & Carswell 1990):

1) Die Granatperidotite werden durch tektonische Prozesse direkt in die verdickte Kruste verfrachtet; z.B. kaledonische Körper in Norwegen, bestimmte varistische Körper in Niederösterreich und in Südböhmen, Lepontin (Brueckner 1974; Medaris 1980; Carswell & Gibb 1980; Beard et al. 1992)

2) Die Granatperidotite entstehen durch HP-Metamorphose aus Spinellperidotiten, die zuvor in die Kruste verfrachtet worden sind; z.B. Lepontin, W-Norwegen (Evans & Trommsdorff 1978; Obata & Morten 1987; Jamtveit 1984)

3) Die Entstehung der Granatperidotite ist mit der tektonischen Platznahme von HT-Spinellperidotiten verbunden, wobei die Randbereiche dieser Körper durch schnelle Abkühlung in das Granatstabilitätsfeld gelangten; z.B. Ronda Massiv, varistischer Mohelno Peridotit in Südböhmen (Medaris et al. 1990).

Auch im Böhmischen Massiv sind ultramafische Gesteine weit verbreitet, wobei granatführende Typen nur aus wenigen Gebieten bekannt sind: neben dem mittleren Erzgebirge aus Südböhmen, Westmähren und Niederösterreich (= Gföhler Decke nach Tollmann 1982), den Českе Stredohori und der Sowie Góry (e.g. Machart 1984; Scharbert & Carswell 1983; Brueckner et al. 1991; Schmädicke et al. 1992).

In der Sowie Góry erscheinen die Granat-Spinell-Peridotite innerhalb granulitfazieller Gesteine; Eklogite sensu stricto sind jedoch nicht anzutreffen. Im südlicheren Snieznik Massiv gibt es zwar Eklogite krustalen Ursprungs, jedoch sind in den Peridotiten keine eklogitfaziellen Paragenesen stabilisiert (e.g. Brueckner et al. 1991). Insofern bestehen trotz einiger Parallelen deutliche Unterschiede zwischen dem mittleren Erzgebirgskristallin und diesen beiden Einheiten.

Die Gesteinsassoziationen (Granatperidotite, Eklogite krustaler Herkunft, Granulite und granulitische Gneise) des mittleren Erzgebirges und der zur Gföhler Decke gehörenden Einheiten in Südböhmen, Westmähren und Niederösterreich sind dagegen durch zahlreiche Gemeinsamkeiten gekennzeichnet. Auch die moldanubischen Granatperidotite erscheinen in Form mehrerer ovaler Körper entlang duktiler Scherzonen innerhalb von Granuliten und leukokraten Gneisen vom Typ Gföhl (Machart 1984). Nach den P-T-Abschätzungen (25-35 kbar/1000 °C) handelt es sich um Abkömmlinge des subkontinentalen Mantels (Machart 1984).

Für drei südböhmische Granatpyroxenit-Vorkommen geben Beard et al. (1992) etwas geringere Temperaturen von 850-985 °C sowie einen Druck von mindestens 22,5 kbar (X_{Jd} im Cpx) an. Das Auftreten von Orthopyroxen in nur einer Probe erlaubt eine definitive Druckabschätzung, wobei die Anwendung des Thermobarometers von Brey & Köhler (1990) - genau wie im Erzgebirge - Bedingungen von 911 °C und 39 kbar ergibt. Da es anscheinend keine Anzeichen für eine LP-Vorgeschichte gibt, nehmen Beard et al. (1992) die Stabilität von Granatperidotiten bereits vor der Platznahme in der Kruste an (Modell 1). Allerdings wird in einem Fall eine positive Eu-Anomalie festgestellt, die auf eine LP-Phase mit Plagioklas-Akkumulation vor der eklogitfaziellen Rekristallisation hindeuten könnte. Beard et al. (1992) gehen jedoch von Granat und Klinopyroxen als Liquidusphasen aus, da nach Literaturdaten eine Eu-Anreicherung wohl auch im Granat möglich sein kann.

Dagegen beschreiben Sanc & Rieder (1983) aus den südböhmischen Peridotiten eindeutige Indizien für HT-Protolithe, die bei etwa 1200 °C/25 kbar kristallisierten und durch Entmischungslamellen von Granat und/oder Orthopyroxen im Klinopyroxen eine eklogitfazielle Rekristallisation bei 940 °C/39 kbar anzeigen.

Auch in den Äquivalenten aus Niederösterreich deuten derartige Entmischungslamellen auf eine HT-Vorgeschichte, wahrscheinlich im Spinell-Stabilitätsfeld, hin (Grt/Opx im Cpx: Scharbert & Carswell 1983; Grt/Cpx im Opx: Carswell 1991). Für das HP-Stadium dieser Gesteine gibt Carswell (1991) Bedingungen von 31-38 kbar/1000-1100 °C an. Die unterschiedlichen P_{max}-Bedingungen der Peridotite sowie der umgebenden Granulite führen Carswell (1991) zu der Annahme, daß diese Gesteine erst nach dem Druckhöhepunkt tektonisch zusammen gekommen sind, obwohl sie ähnliche Altersdaten zeigen.

Eine genetische Sonderstellung nehmen die Granat-Peridotite von Mohelno (Westmähren) ein, da sie bei der Platznahme von Spinellperidotiten in den HP-Granuliten durch schnelle Abkühlung entstanden sind (Medaris et al. 1990). Die Bildung von Granat nach der Reaktion $Ol_1 + Opx_1 + Cpx_1 \rightarrow Ol_2 + Opx_2 + Cpx_2 + Grt_1$ erfordert nicht unbedingt eine Druckerhöhung, sondern ist durch isobare Abkühlung der HT-Spinellperidotite zu erklären

(Modell 3). Dies wird insbesondere durch das Auftreten von Granat in den Randbereichen der Peridotitkörper deutlich, die einer schnelleren Abkühlung unterlagen, wohingegen in den zentralen Teilen Spinell dominiert. Für die granatführende Paragenese ergeben P-T-Abschätzungen Bedingungen von 22-25 kbar/1200 °C (Medaris et al. 1990). Wenn der Granat allerdings bei der Platznahme der Peridotitkörper gebildet wurde, muß folglich auch der umgebende Granulit sehr hohen Drücken ausgesetzt gewesen sein. Außerdem belegt dies, daß die Granatparagenese varistisch ist, was auch aus den Altersdaten (Kapitel 7.7) hervorgeht.

Die Granatpyroxenite - und damit auch die umgebenden Peridotitkörper - aus dem mittleren Erzgebirgskristallin dokumentieren eine eklogitfazielle Reequilibrierung, die dem Metamorphosehöhepunkt in den "krustalen" Eklogiten aus dieser Einheit sowie auch den P-T-Bedingungen der Granatperidotite in Südböhmen und Niederösterreich entspricht.

Wie in den moldanubischen Äquivalenten sind auch im Erzgebirge in den Pyroxeniten Opx- (Kapitel 3.1) bzw. Grt-Lamellen (Mathé 1990) im Klinopyroxen anzutreffen, die auf eine HT-Vorgeschichte hindeuten. Darüber hinaus belegen Spinell-Einschlüsse in Granat- und Klinopyroxenrelikten im umgebenden Peridotit (Mathé 1990) eine Stabilisierung der Protolithe im Spinellperidotit-Feld. Eine Entstehung der granatführenden Paragenesen durch HP-Kristallisation aus einer Schmelze mit Granat als Liquidusphase (Beard et al. 1992) kann damit ausgeschlossen werden.

Eine Transformation von Spinell- zu Granatperidotit kann zwar - wie in Mohelno - auch durch isobare Abkühlung erfolgen (Modell 3), jedoch ist diese Möglichkeit aufgrund der Reequilibrierungsbedingungen der untersuchten Gesteine ebenfalls auszuschließen. Die Stabilisierung der granatführenden Paragenese erfolgte bei 33-34 kbar und 850-930 °C. Nach experimentellen Daten von O'Hara (1971) reicht das Spinellperidotit-Feld maximal bis zu Drücken von nur 20 kbar (1000 °C) bzw. <25 kbar (1400 °C).

Anhand dieser Daten ist für die erzgebirgischen Peridotite ein Protolithstadium mit <25 kbar und >1000 °C abzuleiten, das der eklogitfaziellen Hochdruckphase vorausging und eine Druckerhöhung um mindestens 10 kbar erzwingt. Wie auch im Südteil des Böhmischen Massivs (Medaris et al. 1990) ist dieses HT-Regime auf eine der Kompression vorausgegangene Extensionsphase zurückzuführen.

Auch Carswell (1991) interpretiert diese Periode erhöhten Wärmeflusses im Mantel im Zusammenhang mit Lithosphärenextension und Krustenverdünnung am Nordrand von Gondwana. Die HT-Protolithe der niederösterreichischen Granatperidotite und deren Assoziation mit überwiegend sauren Kalkalkaligesteinen (Fiala et al. 1987) deuten auf eine Entstehung in der Nähe eines kontinentalen Plattenrandes mit riftbezogenem bimodalen Vulkanismus

während einer präorogenen Extensionsphase oder auch in einem Back-Arc-Becken hin (Carswell 1991). Wahrscheinlich ist dieses Extensionsregime auch für die Generierung der Protolithe der "krustalen" Eklogite verantwortlich.

Die anschließende Kompression bringt Gesteine aus dem subkontinentalen Mantel und der kontinentalen Kruste tektonisch zusammen, wobei sich für das Erzgebirge zwei genetische Möglichkeiten abzeichnen: 1) direkte Platznahme von granatführenden Mantelgesteinen in der Kruste, wobei dann vor der Platznahme eine Druckerhöhung um mindestens 10 kbar bei gleichzeitiger Abkühlung erklärt werden muß; 2) Verfrachtung von Spinellperidotiten in die Kruste und anschließende HP-Metamorphose, wobei die umgebenden Granulite dann ebenfalls Drücke von 33-34 kbar erfahren haben müssen. Das ist aber auch für Mohelno zwingend, wo die Drücke mit 25 kbar allerdings etwas geringer sind, da die Spinellperidotite nach der Platznahme in der Kruste im Granatperidotit-Feld reequilibrierten.

Obwohl die erste Möglichkeit nicht ausgeschlossen werden kann, sprechen die Ergebnisse eher für eine eklogitfazielle Reequilibrierung nach der Platznahme, da 1. die "krustalen" Eklogite kofazielle HP-Bedingungen anzeigen, 2. im westlichen und randlichen Erzgebirgskristallin mit niedrigeren eklogitfaziellen Drücken keine Granatperidotite auftreten, 3. die "krustalen" Eklogite sehr wahrscheinlich in situ-Bildungen darstellen und demzufolge 4. das Nebengestein ebenfalls mindestens 29 kbar erfahren haben muß sowie 5. eine Versenkung von Krustensegmenten bis in Tiefen von mehr als 120 km nachgewiesen ist.

Es ist auch einfacher vorstellbar, daß die kontinentale Kruste bei der Subduktion Mantelmaterial - z.B. durch "tektonische Erosion" aus der hangenden Lithosphärenplatte - aufgenommen hat, als daß Mantel- und Krustengesteine erst im Anschluß an eine simultane, aber räumlich getrennte Versenkung bei der Heraushebung in Kontakt gebracht wurden. Auch in anderen hochmetamorphen Gneisterranes (in Norwegen und den Alpen) equilibrierten die Granat-Lherzolithe ebenfalls eher nach als vor ihrer tektonischen Platznahme (Carswell & Gibb 1980).

7.7 Zum Alter der Hochdruckmetamorphose

Aufgrund der bisherigen Altersdatierungen im Erzgebirge ist nur eine äußerst grobe zeitliche Einstufung der Hochdruckmetamorphose möglich. Das Intrusionsalter der Orthogneise wird von Kröner et al. (1991) auf 540 Ma datiert, was mit den Altersdaten für den Rotgneismagmatismus in anderen Gebieten (e.g. Matte et al. 1990: 600-490 Ma) übereinstimmt. Die spätvaristischen Granite, als obere Zeitmarke, intrudierten genau wie auch in anderen Gebieten des Böhmischen Massivs im Zeitraum von 320-290 Ma (e.g. Kreuzer et al. 1989).

Um das Alter der Hochdruckmetamorphose im Erzgebirge einzugrenzen, ist derzeit nur ein Vergleich mit anderen HP-Einheiten im Böhmischen Massiv möglich, für die im Gegensatz zum Erzgebirge bereits zahlreiche Daten vorliegen. Die Assoziation von Eklogiten, Granatperidotiten, Granuliten und granulitischen Gneisen im mittleren Erzgebirgskristallin ist mit den moldanubischen HP-Gesteinen in Südböhmen und Niederösterreich (Gföhler Decke) korrelierbar, wobei z.T. auch Ähnlichkeiten zum Sowie Góry Massiv[1] bestehen. Dagegen sind die HP-Gesteine aus dem westlichen und randlichen Erzgebirgskristallin, mit einigen Einschränkungen, mit dem Snieznik sowie dem Münchberger Massiv zu vergleichen. Im westlichen und randlichen Erzgebirgskristallin treten allerdings im Unterschied zu diesen beiden Gebieten keine peridotitischen Mantelabkömmlinge auf.

Für die niederösterreichischen Granulite ergeben U-Pb-Datierungen an Monaziten ein konkordantes Alter von 340±1 Ma (Schenk & Todt 1983), das mit dem U-Pb-Zirkonalter der granulitfaziellen Metamorphose der südböhmischen Granulite von Mohelno und Lisov von 345±5 Ma (van Breemen et al. 1982) übereinstimmt. Die amphibolitfazielle Überprägung erfolgte nach U-Pb-Datierungen an Zirkon und Monazit aus dem Gföhler Gneis bei 341±4 bzw. 337±3 Ma (van Breemen et al. 1982). Die U-Pb Datierungen an Zirkonen und Monaziten aus verschiedenen Gesteinen der Gföhler Einheit (Gneise der monotonen Gruppe, Gföhler Gneis, Granulite) ergeben mit 367 Ma bis 339 Ma ähnliche Alterswerte (Kröner et al. 1988). Das gilt auch für die westmährischen Granulite sowie die amphibolitfaziellen Paragneise der monotonen Einheit mit U-Pb-Zirkonaltern von 347±10 Ma bzw. 367±18 Ma (Kröner et al. 1988).

Interessanterweise sind die Sm-Nd-Mineralalter von 344±10 Ma und 370±15 Ma der Granatpyroxenite aus Niederösterreich (Carswell & Jamtveit 1990) mit den U-Pb-Daten der Nebengesteine vergleichbar. Auch die Pyroxenite aus drei verschiedenen Vorkommen im böhmischen Moldanubikum ergeben Sm-Nd-Alter von 377±20, 336±16 bzw. 323±7 Ma (Beard et al. 1992).

Die Sm-Nd-Mineraldaten von Brueckner et al. (1991) für Eklogite aus dem Snieznik Massiv sowie Granatpyroxenite aus Südböhmen zeigen trotz der weit entfernten geographischen Lage der untersuchten Vorkommen und der unterschiedlichen geologischen Position übereinstimmende Alter von 324±5 Ma bis 341±7 Ma. Ein etwas abweichendes, älteres Sm-Nd-Datum von 373±7 Ma für einen Granatpyroxenit stimmt allerdings mit den Werten für je ein niederösterreichisches bzw. südböhmisches Vorkommen überein.

[1]Das Sowie Góry und das Snieznik Massiv in den Sudeten sind mit dem "Orlické Hory-Klodzdo Dome" nach van Breemen et al. (1982) identisch.

Die Identität der Altersdaten nach verschiedenen Datierungsmethoden und für unterschiedlichste Gesteinstypen aus mehreren Gebieten belegt ein varistisches Alter für die Hochdruckmetamorphose im Böhmischen Massiv und dürfte wohl auch für das Erzgebirge maßgebend sein. Die Überschneidung der Alter für die eklogitfazielle (341-324 Ma) und die granulitfazielle Metamorphose (345-338 Ma), die Granitintrusionen (331 Ma), die Abkühlung auf Ar-Schließungstemperatur (330-320 Ma) sowie für die sedimentologisch dokumentierte Heraushebung und Erosion (345-336 Ma) zeigt sehr schnelle tektonische Prozesse im frühen bis mittleren Karbon im Böhmischen Massiv an (Brueckner et al. 1991).

Für die Eklogite aus dem Westteil des Böhmischen Massivs sind allerdings etwas höhere Alter typisch. Die Hochdruckmetamorphose im Münchberger Komplex wird auf 380 Ma (U-Pb-Daten an Zirkonen: Gebauer 1990) bzw. 390 Ma (Sm-Nd-Mineraldaten: Stosch & Lugmair 1990) datiert. Ar-Ar-Datierungen an zwei Phengit-Texturtypen dieser Gesteine erbringen Alter von 390 und 376 Ma, wobei ersteres eher die eklogitfazielle und letzteres vermutlich die amphibolitfazielle Überprägung anzeigt (Kreuzer & Seidel 1989; Kreuzer et al. 1989). Auch in diesem Gebiet ist die enge Streubreite, wenn man von einem jüngeren Ar-Ar-Datum um 365 Ma (Hammerschmidt & Franz 1992) absieht, das Ergebnis einer schnellen, kontinuierlichen Heraushebung.

Die Dispersion der Altersdaten kann zwar verschiedene eklogitbildende Ereignisse - bei 375-390 Ma und 325-345 Ma - anzeigen, wahrscheinlicher aber haben eklogitfazielle Bedingungen kontinuierlich über einen längeren Zeitraum (einige 10 Ma Jahre) bestanden, wobei die Alter eine gestaffelte Heraushebung und Abkühlung anzeigen (Brueckner et al. 1991). Dieses "Refrigeration Model" (Brueckner et al. 1991) besagt, daß ein verdicktes Orogen in den östlichen Varisziden über längere Zeit bestand, aufrechterhalten durch Subduktion von Mikrokontinenten und Inselbögen. Die resultierende überdickte Kruste bricht durch Extension stufenweise zusammen, wobei die Sm-Nd-Mineraldaten den Zeitpunkt der tektonischen Verfrachtung der einzelnen eklogitführenden Krustensegmente in höhere Niveaus markieren. Das entspricht auch dem Modell für die Westalpen (Platt 1987), wo die serielle Subduktion kontinentaler Fragmente, ozeanischer Kruste und Inselbögen zur Stabilisierung eklogitfazieller Bedingungen und anschließend zur Heraushebung durch episodenartigen Kollaps dieses kontinuierlich verdickten Orogens führt (Brueckner et al. 1991).

Im Böhmischen Massiv zeichnet sich der Trend ab, daß die höheren Alter in solchen Gesteinen mit Metamorphosetemperaturen unter 700 °C, wie beispielsweise im Münchberger Komplex, und die geringeren Alter in den Gesteinen mit einem höheren Temperaturpeak (>800 °C) festgestellt werden. Sollte es sich hier um eine Gesetzmäßigkeit handeln, dann wären Altersdatierungen im Erzgebirge äußerst aufschlußreich, da es sich hierbei um das Gebiet mit dem stärksten bisher festgestellten Temperaturgradienten handelt. Die Gesteine aus dem mittleren Teil des Kristallins müßten dann jüngere Alter erbringen. Die statische

Rekristallisation sowie die nachweisliche thermische Entwicklung unter HP-Bedingungen könnten tatsächlich das Ergebnis einer größeren Verweildauer in der Tiefe sein. Für die Gesteine aus dem westlichen und randlichen Erzgebirgskristallin ist anhand der Paragenesen und der Gefüge eine solche Stillstandsphase auszuschließen. Die unmittelbar erfolgende Heraushebung könnte durch höhere Altersdaten angezeigt werden.

8 Zusammenfassung

Obwohl Eklogite nur einen kleinen Anteil am Aufbau eines Orogens besitzen, sind sie von großer petrologischer und tektonischer Bedeutung, einmal weil sie eine Krustenverdickung im Zusammenhang mit einer A-Subduktion anzeigen (Eklogite krustalen Ursprungs), und zum anderen weil sie die Verfrachtung von Mantelmaterial in die kontinentale Kruste dokumentieren (Manteleklogite bzw. Granatpyroxenite).

1. Im Erzgebirgskristallin sind mit Ausnahme des Osterzgebirges Eklogite weit verbreitet. Die Aufschlußverhältnisse lassen einen konformen Verband mit zum Teil geringmächtiger Wechsellagerung (bis in den cm-Bereich) von Eklogiten und deren Nebengestein erkennen, was ein wichtiges Argument für eine "in situ"-Genese darstellt. Entgegen der traditionellen Lithostratigraphie sind aufgrund geologischer und petrologischer Kriterien drei verschiedene eklogitführende Einheiten zu unterscheiden:

- Einheit 1: das mittlere Erzgebirgskristallin,
- Einheit 2: das westliche Erzgebirgskristallin,
- Einheit 3: der SW- bis NW-Rand des Erzgebirgskristallins.

Die Westgrenze des mittleren Erzgebirgskristallins ist durch einige Peridotitvorkommen mit Zwischenlagen von Granatpyroxeniten markiert.

2. Innerhalb einer Einheit sind die Eklogite durch ähnliche Mineralparagenesen und Gefügemerkmale gekennzeichnet; zwischen den verschiedenen Arealen bestehen dagegen markante Unterschiede. Ein Kennzeichen ist die deutliche Verringerung der Korngrößen vom mittleren (Einheit 1) zum randlichen Teil (Einheit 3) Teil des Kristallins, also von Ost nach West. Damit verbunden ist eine zunehmende Gefügeanisotropie, wobei die Gesteine aus der Einheit 1 überwiegend von einer statischen, die Eklogite aus den beiden anderen Arealen stärker von einer dynamischen Rekristallisation betroffen sind.

2.1 Im **mittleren Erzgebirgskristallin** dominieren mittelkörnige Gesteine von relativ dunkler Farbe. Präeklogitische Einschlußminerale sind nicht zu beobachten, wenn man von seltenen Phengiteinschlüssen absieht, die möglicherweise einer Frühphase der Hochdruckmetamorphose angehören. Die Peakparagenese ist durch Granat, Omphazit, Rutil, Kalifeldspat und Coesit (Pseudomorphosen in Form von Faserquarzsäumen) gekennzeichnet, in der charakteristischerweise hydroxylhaltige Minerale fehlen. Amphibol mit "Quarz-Blebs" bildet sich erst späteklogitisch (post-P_{max}) auf Kosten von Omphazit. Auch weitere OH-haltige Minerale, wie Phengit und Zoisit, sind nur untergeordnet vertreten und gehören, wie bereits durch ihre Assoziation mit Quarzsegregationen vermutet werden kann, gemeinsam mit Disthen einer spät- bis posteklogitischen Phase an. Mit Ausnahme schmaler retrograder Säume (=Diffusionszonierung) sind die Granate chemisch homogen.

2.2 Der **westliche Teil des Kristallins** ist durch feinkörnige Gesteine gekennzeichnet, wobei ähnlich wie in anderen Hochdruckeinheiten (z.B. Münchberger Gneiskomplex und Koralpe) ein heller und ein dunkler Eklogittyp zu unterscheiden sind. Wie auch im Münchberger Gneiskomplex ist die Assoziation beider Typen innerhalb eines Aufschlusses möglich. Prograde Mineralrelikte (Amphibole) sind gelegentlich im Granat eingeschlossen, der im Gegensatz zum mittleren Erzgebirge noch eine schwache Wachstumszonierung zeigt. Die Hochdruckparagenese besteht aus Granat, Omphazit, Quarz und Rutil unter starker Beteiligung der hydroxylführenden Minerale Phengit, Amphibol und Zoisit, wobei die beiden letzteren mitunter auch späteklogitisch gebildet werden können.

2.3 Die Gesteine aus dem **SW- bis NW-Rand des Kristallins** sind extrem feinkörnig und führen die gleiche Paragenese wie die Eklogite in Einheit 2. Trotz einer ausgeprägten syneklogitischen Foliation enthalten sie magmatische Reliktgefüge sowie eine in den Granatkernen konservierte präeklogitfazielle Paragenese von Plagioklas, Epidot, Paragonit und Amphibolen. Die Granate sind im Vergleich zu den anderen beiden Einheiten am stärksten zoniert, wobei spessartinreiche Kerne und pyropreiche Ränder durch eine prograde Wachstumszonierung bedingt sind.

3. Der **geochemische Charakter** der Eklogite ist - unabhängig von ihrer regionalen Position - recht einheitlich, wenn man von dem hellen Eklogittyp absieht, der hauptsächlich im westlichen Erzgebirgskristallin auftritt. Die im gesamten Erzgebirge dominierenden dunklen Typen besitzen einen tholeiitischen Chemismus, der mit N- bis P-MORB vergleichbar ist. Es ist allerdings unwahrscheinlich, daß diese Gesteine ehemalige MOR-Basalte darstellen; möglicherweise wurden die Protolithe in einem Back-Arc-Becken generiert. Die hellen Eklogite stellen gegenüber den dunklen Typen hinsichtlich ihrer Geochemie keine so homogene Gruppe dar. Insgesamt sind sie im Vergleich zu den dunklen Eklogiten durch erhöhte Al_2O_3-, MgO-, Ni-, Cr- und relativ geringe TiO_2-, FeO-, Zr- und Y-Gehalte gekennzeichnet. Positive Eu-Anomalien weisen die hellen Eklogite als plagioklasreiche Kumulate aus. Auf der anderen Seite deutet die Spurenelement-Verteilung der unmittelbar assoziierten dunklen Typen auf eine fraktionierte Kristallisation von Plagioklas hin, was die enge räumliche Beziehung dieser beiden Eklogittypen erklärt.

4. Wegen der Ähnlichkeit der erzgebirgischen Eklogite mit rezenten Basalten und der geochemischen Homogenität insbesondere des dunklen Typs, sind postmagmatische Stoffmobilitäten eher unwahrscheinlich. Gezielte Untersuchungen zeigen, daß ein möglicher Stoffaustausch mit dem Nebengestein nur auf die unmittelbaren Randbereiche der Eklogitkörper beschränkt ist und zu Elementhäufigkeiten führt, die typisch für Intraplattenbasalte sind. Eklogite mit intakter Hochdruckparagenese unterscheiden sich chemisch nicht von ihren symplektitisierten Äquivalenten, so daß eine synmetamorphe Elementmigration ebenfalls keine große Rolle spielt. Die von einer fortgeschrittenen amphibolitfaziellen Rekristallisation

betroffenen Äquivalente besitzen die höchsten K_2O- und Rb-Konzentrationen. Allerdings handelt es sich dabei vermutlich um ursprünglich phengit- und damit K_2O-reiche Gesteine, die nachweislich eine größere posteklogitische Reaktionsfreudigkeit zeigen. Eine der untersuchten Eklogitproben besitzt einen von Basalten stark abweichenden Chemismus, der sich durch postmagmatische Prozesse nicht erklären läßt, so daß hier entweder ein sedimentäres Edukt oder zumindest eine dominierende sedimentäre Komponente angenommen werden muß.

5. Die Ermittlung des Metamorphosehöhepunktes von Eklogiten stellt ein generelles Problem dar, da Granat-Klinopyroxen-Paragenesen in einem weiten Druck-Temperaturfeld stabil sind. Während das Fe-Mg-Austauschgleichgewicht zwischen diesen beiden Mineralen relativ zuverlässige Temperaturbestimmungen erlaubt, ist eine adäquate Druckabschätzung in den meistens orthopyroxenfreien Eklogiten an die Koexistenz weiterer kritischer Minerale - wie beispielsweise Phengit oder Paragonit - gebunden. Allerdings ist die Anwendung des Phengitbarometers bzw. der thermobarometrischen Berechnung der Tschermak-Substitution in Phengit auf die untersuchten Eklogite dadurch begrenzt, daß dieses Mineral teilweise (vor allem in Einheit 1) erst spät- (oder post-)eklogitisch in der Paragenese erscheint bzw. in diesem Stadium reequilibriert. Die vorliegenden Untersuchungen zeigen, daß in Eklogiten auch die Amphibole wertvolle Druckindikatoren darstellen.

5.1 Die Eklogite aus dem **mittleren Erzgebirgskristallin (Einheit 1)** liefern keine Hinweise auf den präeklogitischen P-T-Verlauf. Der Metamorphosehöhepunkt lag außerhalb des Amphibolstabilitätsfeldes (>25 kbar/<1050 °C) bei Temperaturen im Bereich von 850-890 °C und Drücken $\geq$28-29 kbar, wobei der Temperaturhöhepunkt höchstwahrscheinlich erst nach dem Druckmaximum erreicht wurde. Die statische Rekristallisation sowie das Überschreiten des Phengitstabilitätsfeldes (>800 °C) deutet auf eine intra-eklogitfazielle thermische Entwicklung hin, die entweder eine Folge der thermischen Relaxation bei der Heraushebung ist, oder aber darüber hinaus eine Stillstandsphase anzeigen kann. Infolge dieser Temperaturerhöhung wird Phengit von Kalifeldspat ersetzt, was die anhand von Austauschgleichgewichten bestimmten hohen Temperaturwerte bestätigt. Alternativ ist in einer Probe die Bildung von Phlogopit auf Kosten von Phengit zu beobachten. Das mittlere Erzgebirgskristallin ist damit das erste Beispiel, wo in einem Eklogit krustalen Ursprungs Phlogopit angetroffen wird, der zusätzlich mit Phengit koexistiert. In derartigen Gesteinen gilt sonst Phengit als der stabile K-Glimmer. Texturell kann die divariante Paragenese Phe + Grt + Phl + Ky + Qtz zweifelsfrei aus der Reaktion Phe + Grt $\rightleftarrows$ Phl + Ky + Qtz abgeleitet werden. Diese hier erstmalig beobachtete Reaktion bietet neben dem Abbau von Paragonit, wie in der Literatur vielfach beschrieben, eine weitere Möglichkeit für die Bildung von Disthen in Eklogiten.

5.2 Für die Eklogite aus dem **westlichen Erzgebirgskristallin (Einheit 2)** ergibt sich ein Druck-Temperatur-Verlauf, der bezogen auf die Gesteine aus den beiden anderen Regionen eine Zwischenstellung einnimmt. Im Gegensatz zum mittleren Erzgebirgskristallin sind zwar einige Einschlüsse prä- bis früheklogitischer Amphibole anzutreffen, die Ableitung eines präeklogitischen P-T-Datums ist damit jedoch nicht ohne weiteres möglich. Anhand einer Probe (?metasedimentärer Eklogit) mit einer etwas exotischen Paragenese mit fast reinem Jadeit kann aus Jd-ärmeren Einschlüssen, die wahrscheinlich noch mit Plagioklas koexistierten, der prograde Metamorphoseverlauf eingegrenzt werden. Für den Temperaturpeak liefern die verschiedenen Eklogite Werte von 620-750 °C (Normierung auf 25 kbar), wobei der Druck im Stabilitätsfeld von Quarz (<29 kbar), aber oberhalb der Paragonit- (>22 kbar) bzw. etwa im Bereich der Amphibol-Out-Kurve (ca. 25 kbar) gelegen hat, wie dies durch das Phengitbarometer (P= 25-26 kbar) von Massonne & Schreyer (1989) und thermodynamische Gleichgewichtsberechnungen ebenfalls bestätigt wird. Auch in diesen Gesteinen scheint der Druck- dem Temperaturhöhepunkt vorauszugehen.

5.3 Die Eklogite aus dem **Randbereich des Erzgebirgskristallins (Einheit 3)** erlauben anhand einer vollständig erhaltenen Einschlußparagenese in Kombination mit den posteklogitischen Reaktionen die Rekonstruktion eines haarnadelähnlichen P-T-Pfades, wobei Druck- und Temperaturpeak gleichzeitig erreicht werden. Der Metamorphosehöhepunkt liegt bei 610-670 °C (Normierung auf 22 kbar) sowie oberhalb der Paragonit- (>22 kbar) und unterhalb der Amphibol-Out-Kurve (<25 kbar). Die durch Phengitbarometrie (Massonne & Schreyer 1989) ermittelten Werte von 22-23 kbar stimmen gut mit der anhand kritischer Minerale getroffenen Abschätzung überein.

6. Die vorliegenden Untersuchungen sprechen für eine "in situ"-Entstehung der Eklogite, da das Nebengestein - soweit untersucht - ebenfalls eine Hochdruckphase durchlaufen hat, wie sporadisch erhaltene Hochdruckrelikte vermuten lassen. In basischen Gesteinen haben Hochdruckparagenesen aus kinetischen Gründen bessere Überlebenschancen, da die Retromorphose im Gegensatz zum leukokraten Nebengestein von Hydratationsreaktionen gesteuert wird. Damit ist die Möglichkeit zur Reequilibrierung an eine H_2O-Zufuhr gebunden, was unter trockenen Bedingungen zur metastabilen Erhaltung eklogitfazieller Paragenesen führt. Darüber hinaus ist die regionale Konsistenz der Metamorphosebedingungen ein weiteres Indiz für eine "in situ"-Genese. Interessanterweise zeigen die auf die Westgrenze des mittleren Erzgebirgskristallins beschränkten Opx-führenden Granatpyroxenite mit 33 kbar/850-950 °C ein Hochdruckstadium an, das mit dem der assoziierten "krustalen" Eklogite des mittleren Erzgebirgskristallins vergleichbar ist. Vor der eklogitfaziellen Rekristallisation haben diese Mantelderivate jedoch - relativ zu den Eklogiten - eine Hochtemperatur-Niedrigdruck-Phase im Spinell-Stabilitätsfeld durchlaufen, die eine nachfolgende Druckerhöhung um mindestens 10 kbar erzwingt. Allerdings ist es relativ problematisch, ein Modell für eine derartige Druck-Temperatur-Entwicklung zu finden. Nur bei einer präeklogitfaziellen Platznahme in der Kruste ist dieser P-T-Verlauf zu verstehen, was allerdings bedeutet, daß das granulitische Nebengestein ebenfalls einen Druck von 33 kbar erfahren haben muß. Die kontinentale Kruste könnte bei der Subduktion Mantelmaterial aus der hangenden Lithosphärenplatte durch "tektonische Erosion" aufgenommen haben, was die spezifische P-T-Entwicklung der Peridotite - Druckerhöhung bei gleichzeitiger Abkühlung - erklären würde.

7. Hinsichtlich der **metamorphen Entwicklung** der Eklogite zeichnet sich eine deutliche Polarität ab, wobei die Metamorphosetemperaturen und -drücke systematisch von W/SW nach E/NE zunehmen. Zwischen den eklogitführenden Arealen des mittleren und des westlichen Erzgebirgskristallins ist eine sprunghafte Änderung der Metamorphosebedingungen festzustellen, während die Unterschiede zwischen dem westlichen und dem randlichen Teil des Kristallins eher graduell sind. Da aus den unterlagernden Gesteinsserien bisher keine Hochdruck-Paragenesen bekannt sind, deutet sich eine inverse metamorphe Zonierung an. Unter der berechtigten Annahme, daß die Eklogite eine "in situ"-Metamorphose erfahren haben, deutet dieses Erscheinungsbild darauf hin, daß die eklogitführenden Gesteinsassoziationen wahrscheinlich drei, mindestens aber zwei, allochthonen Einheiten angehören. Der metamorphe Gradient könnte aus einer W- bis SW-gerichteten Überschiebung bzw. einer nach E/NE einfallenden Subduktionszone resultieren. Ein an die Hochdruckparagenese gebundenes, E-W-streichendes Streckungslinear sowie ein SW-vergenter Faltenbau im Bereich der Deckengrenze deutet in die gleiche Richtung. Aus Literaturdaten leitet sich auch für andere Hochdruckeinheiten im Böhmischen Massiv eine solche Polarität ab, was für eine überregionale SW-Kinematik spricht. Die Kollisions- bzw. Subduktionszone müßte demnach im Osten - evtl. im Bereich der Tornquist-Linie - zu suchen sein.

Literatur

Allégre CJ & Turcotte DL (1985) Geodynamic mixing in the mesosphere boundary layer and the origin of oceanic islands. Geophys Res Lett 12(4): 207-210

Allen JC, Boettcher AL (1978) Amphiboles in andesite and basalt: II. Stability as a function of P-T-f_{H2O}-f_{O2}. Am Mineral 63: 1074-1087

Amthauer G (1982) Gemischte Valenzzustände des Eisens in Mineralen. Fortschr Mineral 60: 119-154

Andreasson PG, Gee DG, Sukotji S (1985) Seve eclogites in the Norbotten Caledonides, Sweden. In: Gee DG, Sturt BA (eds) The Caledonide Orogen-Scandinavia and related areas. Wiley, Chichester: 887-901

Arculus RJ (1987) The significance of source versus process in the tectonic controls of magma genesis. J Volcanol Geotherm Res 32: 1-12

Arculus RJ, Powell R (1986) Source component mixing in the regions of arc magma generation. J Geophys Res 91: 5913-5926

Arthaud F, Matte Ph (1977) Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Geol Soc Am Bull 88: 1305-1320

Austrheim H (1987) Eclogitization of lower crustal granulites by fluid migration through shear zones. Earth Planet Sci Lett 88: 221-232

Badham JPN (1982) Strike-slip orogens - an explanation for the Hercynides. J Geol Soc London 139: 493-504

Bakun-Czubarow (1989) On the Sudetic eclogites, SW Poland. Terra Abstracts 1 (Third International Eclogite Conference, Würzburg): 1

Bankwitz P, Bankwitz E (1982): Zur Entwicklung der erzgebirgischen und der Lausitzer Antiklinalzone. Z Angew Geol 28: 511-524

Bard JP (1986) Microtextures of igneous and metamorphic rocks. D Reidel Publ Comp, Dortrecht, 264 pp

Barker AJ (1990) Introduction to metamorphic textures and microstructures. Blackie, Glasgow and London, 162 pp

Beard BL, Medaris LG, Johnson CM, Brueckner HK, Zdenek M (1992) Petrogenesis of Variscan high-temperature group A eclogites from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif, Czechoslovakia. Contrib Mineral Petrol 111: 468-483

Behr HJ, Engel W, Franke W, Giese P, Weber K (1984) The Variscan belt in Central Europe: Main structures, geodynamic implications, open questions. Tectonophysics 109: 15-40

Behr HJ, Fritsch E, Mansfeld L (1965) Die Granulite von Zöblitz im Erzgebirge als Beispiel für Granulitbildung in tiefreichenden Scherhorizonten. Krystalinikum 3: 7-29

Behr HJ, Heinrichs T (1987) Geological interpretation of DEKORP 2-S: A deep seismic reflection profile across the Saxothuringian and possible implications for the late Variscan structural evolution of Central Europe. Tectonophysics 142: 173-202

Behrmann J, Drozdzewski G, Heinrichs T, Huch M, Meyer W, Oncken O (1981) Crustal scale balanced cross sections through the Variscan fold belt, Germany: the central EGT-segment. Tectonophysics 196: 1-21

Bender JF, Hodges FN, Bence AE (1978) Petrogenesis of basalts from the project FAMOUS area: experimental study from 0 to 15 kbars. Earth Planet Sci Lett 41: 277-302

Berman RG (1988) Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na_2O-K_2O-CaO-MgO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-TiO_2-H_2O-CO_2. J Petrol 29: 445-522

Bernard-Griffiths J, Jahn BM (1981) REE geochemistry of eclogites and associated rocks from the Sauviat-sur-Vige, Massif Central, France. Lithos 14: 263-274

Bernard-Griffiths J, Peucat J-J, Cornichet J, Ponce de Léon MI, Gil Ibarguchi JI (1985) U-Pb, Nd Isotope and REE geochemistry in eclogites from the Cabo Ortegal Complex, Galicia, Spain: An example of REE immobility conserving MORB-like patterns during high-grade metamorphism. Chem Geol 52: 217-225

Bertrand P, Mercier J-CC (1985) The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: towards an absolute geothermometer for the natural system? Earth Planet Sci Lett 76: 109-122

Beuge P (1988) Zur Geochemie pelitischer Gesteine im Prozeß der Regionalmetamorphose. Habil Bergakademie Freiberg, 144 pp

Blundy JD, Holland TJB (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. Contrib Mineral Petrol 104: 208-224

Boland JN, Van Roermund HLM (1983) Mechanisms of exsolution in omphacites from high temperatures, type B eclogites. Phys Chem Mineral 9: 30-37

Bortfeld RK, Gowin J, Stiller M, Baier B, Behr HJ, Heinrichs T, Dürbaum HJ, Hahn A, Reichert C, Schmoll J, Dohr G, Meissner R, Bittner R, Milkereit B, Gebrande H (1985) First results and preliminary interpretation of deep-reflection seismic recordings along profile DEKORP 2-South. J Geophys 57: 137-163

Boynton (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P (ed) Rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam: 63-114

Brey GP, Köhler T (1990) Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. J Petrol 31: 1353-1378

Brey GP, Nickel KG, Kogarko L (1986) Garnet-pyroxene equilibria in the system CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2 (CMAS): prospects for simplified ('T-independent') lherzolite barometry and an eclogite-barometer. Contrib Mineral Petrol 92: 448-455

Bröcker M (1990) Blueschist-to-greenschist transition in metabasites from Tinos Island, Cyclades, Greece: Compositional control or fluid infiltration? Lithos 25: 25-39

Brothers RN, Yokoyama K (1982) Comparison of high-pressure schist belts of New Caledonia and Sanbagawa, Japan. Contrib Mineral Petrol 79: 219-229

Brown TH, Berman RG, Perkins EH (1988) Ge0-Calc: Software package for calculation and display of pressure-temperature-composition phase diagrams using an IBM or compatible Personal Computer. Computer & Geosci 14: 279-289

Brueckner HK (1974) 'Mantle' Rb/Sr and $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios for clinopyroxenes from Norwegian garnet peridotites and pyroxenites. Earth Planet Sci Lett 24: 26-32

Brueckner HK, Medaris LG, Bakun-Czubarow N (1991) Nd and Sr age and isotopic patterns from Variscan eclogites of the eastern Bohemian Massif. N Jb Mineral, Abh 163: 169-196

Brückner W, Wieser (1971) Ein ALGOL-GO Programm zur Auswertung von Mößbauerspektren. Z Exp Phys 19: 31-37

Bryhni I (1966) Reconnaissance studies of gneisses, ultrabasites, eclogites and anorthosites in Outer Nordfjord, western Norway. Norges Geologiske Undersokelse 241: 1-68

Bryhni I, Krogh EJ, Griffin WL (1977) Crustal derivation of Norwegian eclogites: a review. N Jb Mineral, Abh 130: 49-68

Cann JR (1969) Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. J Petrol 10: 1-19

Capedri S, Venturelli G, Bocchi G, Dostal J, Garuti G, Rossi A (1980) The geochemistry and petrogenesis of an ophiolitic sequence from Pindos, Greece. Contrib Mineral Petrol 74: 189-200

Carpenter MA (1981) Omphacite microstructures as time-temperature indicators of blueschists- and eclogite-facies metamorphism. Contrib Mineral Petrol 78: 441-451

Carswell DA (1990*a*) Eclogite facies rocks. Blackie, Glasgow London, 396 pp

Carswell DA (1990*b*) Eclogites and the eclogite facies: definitions and classification. In: Carswell DA (ed) Eclogite facies rocks. Blacky, Glasgow London: 1-13

Carswell DA (1991) Variscan high P-T metamorphism and uplift history in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. Eur J Mineral 3: 323-342

Carswell DA, Cuthbert SJ (1986) Eclogite facies metamorphism in the lower continental crust. In: Dawson JB, Carswell DA, Hall J, Wedepohl KH (eds) The nature of the lower continental crust. Geol Soc Special Publ 24: 193-209

Carswell DA, Gibb FGF (1980) The equilibration conditions and petrogenesis of European crustal garnet lherzolites. Lithos 13: 19-29

Carswell DA, Harley SL (1990) Mineral barometry and thermometry. In: Carswell DA (ed) Eclogite facies rocks. Blackie, Glasgow London: 83-110

Carswell DA, Harvey MA (1985) The intrusive history and tectono-metamorphic evolution of the Basal Gneiss Complex in the Moldefjord area, west Norway. In: Gee DG, Sturt BA (eds) The Caledonide Orogen-Scandinavia and related areas. Wiley, Chichester: 843-857

Carswell DA, Jamtveit B (1990) Variscan Sm-Nd ages for the high-pressure metamorphism in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif, Lower Austria. N Jb Mineral, Abh 162: 69-78

Chatterjee ND, Johannes W, Leistner H (1984) The system $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$: new phase equilibria data, some calculated phase relations, and their petrological applications. Contrib Mineral Petrol 88: 1-13

Chopin C (1981) Talc-phengite: a widespread assemblage in high-grade pelitic blueschists of the Western Alps. J Petrol 22: 628-650

Chopin C (1984) Coesite and pure pyrope in high grade pelitic blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. Contrib Mineral Petrol 86: 107-118

Chopin C (1987) Very-high-pressure metamorphism in the western Alps: implications for subduction of continental crust. Phil Trans R Soc Lond A 321: 183-197

Chopin C, Monié P (1984) A unique magnesiochloritoid-bearing, high pressure assemblage from the Monte Rosa: a petrologic and ^{40}Ar-^{39}Ar study. Contrib Mineral Petrol 87: 388-398

Clough PWL, Field D (1980) Chemical variation in metabasites from a proterozoic amphibolite-granulite transition zone, south Norway. Contrib Mineral Petrol 73: 277-286

Coleman RG, Lee DE, Beatty LB, Brannock WW (1965) Eclogites and eclogites: Their differences and similarities. Geol Soc Am Bull 76: 483-508

Compagnoni R (1977) The Sesia-Lanzo Zone: high pressure-low temperature metamorphism in the Austroalpine continental margin. Rend Soc Ital Mineral Petrol 33: 335-374

Coney PJ, Harms TA (1984) Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of mesozoic compression. Geology 12: 550-554

Cotkin SJ, Valley JW, Essene EJ (1988) Petrology of a margarite-bearing meta-anorthosite from Seljeneset, Nordfjord, western Norway: Implications for the P-T history of the Western Gneiss Region during Caledonian uplift. Lithos 21: 117-128

Cuthbert SJ, Carswell DA (1990) Formation and exhumation of medium-temperature eclogites in the Scandinavian Caledonides. In: Carswell DA (ed) Eclogite facies rocks. Blackie, Glasgow London: 180-203

Cuthbert SJ, Harvey MA, Carswell DA (1983) A tectonic model for the metamorphic evolution of the Basal Gneiss Complex, Western South Norway. J Metamorphic Geol 1: 63-90

Dempster TJ (1992) Zoning and recrystallisation of phengitic micas: implications for metamorphic equilibration. Contrib Mineral Petrol 109: 526-537

Dewey JF (1988) Extensional collapse of orogens. Tectonics 7: 1123-1139

Ducrot J, Lanzelot JR, Marchant J (1983) Dating U-Pb sur zircons de l'eclogite de la Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale. Earth Planet Sci Lett 62: 385-394

Dudek A, Fediuková E (1974) Eclogites of the Bohemian Moldanubicum. N Jb Mineral, Abh 121: 127-159

Duncan AR (1987) The Karoo igneous province - a problem area for inferring tectonic setting from basalt geochemistry. J Volcanol Geotherm Res 32: 13-34

Echtler H, Malavieille J (1990) Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central). Tectonophysics 177: 125-138

Elderfield H, Hawkesworth CJ, Greaves MJ (1981) Rare earth element geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments. Geochim Cosmochim Acta 45: 513-528

Ellis DJ, Green DH (1979) An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. Contrib Mineral Petrol 71: 13-22

Enami M, Zang Q (1990) Quartz pseudomorphs after coesite in eclogites from Shandong province, east China. Am Mineral 75: 381-386

England PC, Thompson AB (1984) Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. J Petrol 25: 894-928

Eskola P (1920) The mineral facies of rocks. Norsk Geol Tidskr 6: 143-194

Eskola P (1921) On the eclogites of Norway. Vidensk Selsk Skr I Mat Naturv, Kl 8: 1-118

Essene EJ (1982) Geologic thermometry and barometry. In: Ferry JM (ed) Reviews in Mineralogy, 10: 153-206

Essene EJ, Fyfe WS (1967) Omphacite in Californian metamorphic rocks. Contrib Mineral Petrol 15: 1-23

Essene EJ, Hensen BJ, Green DH (1970) Experimental study of amphibolite and eclogite stability. Phys Earth Planet Interiors 3: 378-384

Evans BW (1990) Phase relations of epidote-blueschists. Lithos 25: 3-23

Evans BW, Brown EH (1986) Blueschists and eclogites. Geol Soc Am, Memoir 164, 423 pp

Evans BW, Patrick B (1987) Phengite-3T in high-pressure granitic orthogneisses, Seward peninsula, Alaska. Can Mineral 25: 141-158

Evans BW, Trommsdorff V (1978) Petrogenesis of garnet lherzolite, Cima di Gagnone, Lepontine Alps. Earth Planet Sci Lett 40: 333-348

Evans BW, Trommsdorff V, Goles GG (1981) Geochemistry of high-grade eclogites and metarodingites from the Central Alps. Contrib Mineral Petrol 76: 301-311

Ferry JM, Spear FS (1978) Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. Contrib Mineral Petrol 66: 113-117

Fiala J, Matejovska O, Vanková V (1987) Moldanubian granulites: source material and petrogenetic considerations. N Jb Mineral, Abh 157: 133-165

Fiala J, Padera K (1984) Eclogitic rocks from the basement of the České Stredohori mts. Krystalinikum 17: 33-45

Fiedler A (1936) Über Verflößungserscheinungen von Amphiboliten mit diatektischen Lösungen im östlichen Erzgebirge. Mineral Petr Mitt 47: 470-516

Finnerty AA, Boyd FR (1987) Thermobarometry for garnet peridotites: basis for the determination of thermal and compositional structure of the upper mantle. In: Nixon PH (ed) Mantle xenoliths. Wiley, Chichester: 381-402

Florence FP, Spear FS (1991) Effects of diffusional modification of garnet growth zoning on P-T path calculations. Contrib Mineral Petrol 107: 487-500

Floyd PA, Winchester JA (1975) Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth Planet Sci Lett 27: 211-218

Franke W (1984) Variszischer Deckenbau im Raume der Münchberger Gneismasse - abgeleitet aus der Fazies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Paläozoikum. Geotekt Forsch 68: 1-253

Franke W (1989*a*) Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. Geol Soc Am, Special Paper 230: 67-90

Franke W (1989*b*) Variscan plate tectonics in Central Europe - current ideas and open questions. Tectonophysics 169: 221-228

Franz G, Spear FS (1983) High pressure metamorphism in siliceous dolomites from the central Tauern Window, Austria. Am J Sci 283(A): 396-413

Franz G, Thomas S, Smith DC (1986) High-pressure phengite decomposition in the Weissenstein eclogite, Münchberger Gneiss Massif. Contrib Mineral Petrol 92: 71-85

Franz L (1992) Die polymetamorphe Entwicklung des Altkristallins auf Kreta und im Dodekanes (Griechenland). Enke Copythek, Stuttgart: 389 pp

Franz L & Häussinger H (1990) Die Anwendung interaktiver Programme in der Mineralogie am Beispiel des Programms "Amphibol". Eur J Mineral, Beih 2: 68

Fry N & Fyfe WS (1969) Eclogites and water pressure. Contrib Mineral Petrol 24: 1-6

Gebauer D (1983) Hercinides and isotopes. Terra Cognita 3/4: 320-323

Gebauer D (1990) Isotopic systems - geochronology of eclogites. In: Carswell DA (ed) Eclogite facies rocks. Blackie, Glasgow London: 141-159

Gebauer D, Grünenfelder M (1979) U-Pb zircon and Rb-Sr mineral dating of eclogites and their country rocks. Example: Münchberg Gneiss Massif, northeast Bavaria. Earth Planet Sci Lett 42: 35-44

Ghent ED (1976) Plagioclase-garnet-Al_2SiO_5-quartz: a potential geobarometer-geothermometer. Am Mineral 61: 710-714

Ghent ED (1988) A review of chemical zoning in eclogite garnets. In: Smith DC (ed) Eclogites and eclogite-facies rocks. Elsevier, Amsterdam: 207-236

Ghent ED, Stout MZ (1981) Geobarometry and Geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. Contrib Mineral Petrol 76: 92-97

Gil Ibarguchi JI, Gironés EO (1985) Petrology, structure and geotectonic implications of glaucophane-bearing eclogites and related rocks from the Malpica-Tuy (Mt) unit, Galicia, Northwest Spain. Chem Geol 50: 145-162

Gillet Ph, Ingrin J, Chopin C (1984) Coesite in subducted continental crust: P-T history deduced from an elastic model. Earth Planet Sci Lett 70: 426-436

Godard G (1988) Petrology of some eclogites in the Hercynides: The eclogites from the southern Armorican Massiv, France. In: Smith DC (ed) Eclogites and eclogite-facies rocks. Elsevier, Amsterdam: 451-519

Goldsmith JR (1981) The join $CaAl_2Si_2O_8$-H_2O (anorthite-water) at elevated pressures and temperatures. Am Mineral 66: 1183-1188

Graham CM, Powell R (1984) A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. J Metamorphic Geol 2: 13-31

Green DH (1973) Experimental melting studies of a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and undersaturated conditions. Earth Planet Sci Lett 19: 37-53

Green DH, Lambert IB (1965) Experimental crystallisation of anhydrous granite at high pressures and temperatures. J Geophys Res 70: 5259-5268

Green DH, Ringwood AE (1972) A comparison of recent experimental data on the gabbro - garnet granulite - eclogite transition. J Geol 80: 277-288

Green TH, Hellmann PL (1982) Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. Lithos 15: 253-266

Griffin WL, Austrheim H, Brastad K, Bryhni I, Krill AG, Krogh EJ, Mørk MBE, Qvale H, Torudbakken B (1985) High-pressure metamorphism in the Scandinavian Caledonides. In: Gee DG, Sturt BA (eds) The Caledonide Orogen-Scandinavia and related areas. Wiley, Chichester: 783-801

Griffin WL, Qvale H (1985) Superferrian eclogites and the crustal origin of garnet peridotites, Almklovdalen, Norway. In: Gee DG, Sturt BA (eds) The Caledonide Orogen-Scandinavia and related areas. Wiley, Chichester: 803-812

Griffin WL, Råheim A (1973) Convergent metamorphism of eclogites and dolerites, Kristiansund area, Norway. Lithos 6: 21-40

Hajash A, Archer P (1980) Experimental seawater/basalt interactions: Effects of cooling. Contrib Mineral Petrol 75: 1-13

Hammerschmidt K, Franz G (1992) Retrograde evolution of eclogites: evidences from microstructures and $^{40}Ar/^{39}Ar$ white mica dates, Münchberg Massif, northern Bavaria. Contrib Mineral Petrol 111: 113-125

Harley SL (1984) The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2 and CaO-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2. J Petrol 25: 665-696

Häussinger H (1990) Geochemische und petrologische Untersuchungen an metasedimentären Nebengesteinen und assoziierten Metabasiten der Sulfiderzvorkommen von Gorob, Damara Orogen, Namibia. Diss Univ Würzburg, 223 pp

Haüy RJ (1822) Traité de Mineralogie. Bachelier, Paris Delance IV, 584 pp

Heinrich CA (1982) Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula Nappe, central Alps. Contrib Mineral Petrol 81: 30-38

Heinrich W, Althaus E (1980) Die obere Stabilitätsgrenze von Lawsonit plus Albit bzw. Jadeit. Fortschr Mineral 58: 509-528

Heinrich W, Althaus E (1988) Experimental determination of the reactions 4 lawsonite + 1 albite = 1 paragonite + 2 zoisite + 2 quartz + 6 H_2O and 4 lawsonite + 1 jadeite = 1 paragonite + 2 zoisite + 1 quartz + 6 H_2O. N Jb Mineral, Mh: 11: 516-528

Hirajima T, Ishiwatari A, Cong B, Zhang R, Banno S, Nozaka T (1991) Coesite from Mengzhong eclogite at Donghai county, northeastern Jiangsu province, China. Mineral Mag 54: 579-583

Hodges KV, Crowley PD (1985) Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. Am Mineral 70: 702-709

Hodges KV, Spear FS (1982) Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. Am Mineral 67: 1118-1134

Hofmann J, Mathé G, Pilot J, Ullrich B, Wienholz R (1979): Fazies und zeitliche Stellung der Regionalmetamorphose im Erzgebirgskristallin. Z Geol Wiss 7: 1091-1106

Hofmann J, Mathé G, Werner CD, Stettner G, Shrbený, Ulrych J (1988) Precambrian in the Bohemian Massif: 3. Saxothuringikum. In: Zoubek V (ed) Precambrian in younger fold belts. Wiley Chichester: 119-152

Hoisch TD (1990) Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + plagioclase + garnet. Contrib Mineral Petrol 104: 225-234

Holdaway MJ (1971) Stability of andalusite and the aluminium-silicate phase diagram. Am J Sci 271: 97-131

Hole MJ, Saunders AD, Marriner GF, Tarney J (1984) Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana Islands. J Geol Soc Lond 141: 453-472

Holland TJB (1979) Experimental determination of the reaction paragonite = jadeite + kyanite + H_2O, and internally consistent thermodynamic data for part of the system Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O, with applications to eclogites and blueschists. Contrib Mineral Petrol 68: 293-301

Holland TJB (1980) The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600-1200 °C. Am Mineral 65: 129-134

Holland TJB, Powell R (1990) An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: The system K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2-O_2. J Metamorphic Geol 8: 89-124

Holm PE (1982) Non-recognition of continental tholeiites using the Ti-Zr-Y diagram. Contrib Mineral Petrol 79: 308-310

Hoth K, Lorenz W, Hirschmann G, Berger H-J (1979): Lithostratigraphische Gliederungsmöglichkeiten regionalmetamorphen Jungproterozoikums am Beispiel des Erzgebirges. Z Geol Wiss 7: 397-404

Humphris SE, Thompson G (1978) Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. Geochim Cosmochim Acta 42: 107-125

Hynes A (1980) Carbonatization and mobility of Ti, Y, and Zr in Ascot Formation metabasalts, SE Quebec. Contrib Mineral Petrol 75: 79-87

Indares A, Martignole J (1985) Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. Am Mineral 70: 272-278

Jamtveit B (1984) High-P metamorphism and deformation of the Gurskebotn garnet peridotite, Sunnmøre, western Norway. Nor Geol Tidsskr 64: 97-110

Jenkins DM (1984) Upper-pressure stability of synthetic margarite plus quartz. Contrib Mineral Petrol 88: 332-339

Jenkins DM, Newton RC, Goldsmith JR (1985) Relative stability of Fe-free zoisite and clinozoisite. J Geol 93: 663-672

Joanny V, Van Roermund H, Lardeaux JM (1991) The clinopyroxene/plagioclase symplectite in retrograde eclogites: a potential geothermobarometer. Geol Rundsch 80: 303-320

Kechid SA, Smith DC (1985) The petrological evolution of the Liset eclogite pod, Norway. Terra Cognita 5(4): 422

Kemnitz H (1988) Beitrag zur Lithologie, Deformation und Metamorphose der Saydaer Struktur (Osterzgebirge). Veröff Zentralinst Physik Erde Nr.94, Akad Wiss DDR, Potsdam: 89 pp

Klápová H (1990) Eclogites of the Bohemian part of the Saxothuringicum. Rozpravy Československé Akademie Ved, Ročnik 100 - Sesit 5, Praha, 86 pp

Klemd R (1989) P-T evolution and fluid inclusion characteristics of retrograded eclogites, Münchberg Gneiss Complex, Germany. Contrib Mineral Petrol 102: 221-229

Klemd R, Matthes S, Okrusch M (1991) High-pressure relics in meta-sediments intercalated with the Weissenstein eclogite, Münchberg gneiss complex, Bavaria. Contrib Mineral Petrol 107: 328-342

Klemd R, Van den Kerkhof AM, Horn EE (1992) High-density CO_2-N_2 inclusions in eclogite-facies metasediments of the Münchberg gneiss complex, SE Germany. Contrib Mineral Petrol 111: 409-419

Klein H, Wimmenauer W (1984) Eclogites and their retrograde transformation in the Schwarzwald (Fed. Rep. Germany). N Jb Mineral, Mh 1984(1): 25-38

Kohn MJ, Spear FS (1989) Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + hornblende + plagioclase + quartz. Am Mineral 74: 77-84

Kohn MJ, Spear FS (1990) Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. Am Mineral 75: 89-96

Koons PO (1984) Implications to garnet-clinopyroxene geothermometry of non-ideal solid solution in jadeitic pyroxenes. Contrib Mineral Petrol 88: 340-347

Koons PO, Rubie DC, Frueh-Green G (1987) The effects of disequilibrium and deformation on the mineralogical evolution of quartz-diorite during metamorphism in the eclogite facies. J Petrol 28: 679-700

Koons PO, Thompson AB (1985) Non-mafic rocks in the greenschist, blueschist and eclogite facies. Chem Geol 50: 3-30

Kossmat F (1927): Gliederung des variszischen Gebirgsbaues. Abh Sächsisches Geol Landesamt 1: 39 pp

Koziol AM, Newton RC (1988) Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al_2SiO_5-quartz geobarometer. Am Mineral 73: 216-223

Krentz O (1982) Zum Charakter der Metamorphose und zur Altersstellung pelitischer Metamorphite des westlichen Erzgebirges/DDR. Diss Bergakademie Freiberg: 176 pp

Krentz O (1985): Temperaturregime und Altersstellung der regionalen Metamorphose im mittleren Erzgebirge. Freiberger Forsch-H C 390: 12-28

Krentz O, Thomas R, Wiedemann R (1990) Aussagen zur Regionalmetamorphose des mittleren und westlichen Erzgebirges mit Hilfe thermobarometrischer Einschlußuntersuchungen. Z Geol Wiss 18: 315-326

Kreuzer H, Seidel E (1989) Diskrete früh-devonische Ar/Ar-Alter der Hangendserie (Münchberger Masse). Eur J Mineral, Beih 1: 103

Kreuzer H, Seidel E, Schüssler U, Okrusch M, Lenz KL, Raschka H (1989) K-Ar geochronology of different tectonic units at the northwestern margin of the Bohemian Massif. Tectonophysics 157: 149-178

Krogh EJ (1977) Evidence of a Precambrian continent-continent collision in western Norway. Nature 267: 17-19

Krogh EJ (1980) Geochemistry and petrology of glaukophan-bearing eclogites and associated rocks from Sunnfjord, Western Norway. Lithos 13: 355-380

Krogh EJ (1982) Metamorphic evolution of Norwegian country-rock eclogites, as deduced from mineral inclusions and compositional zoning in garnets. Lithos 15: 305-321

Kröner A, Wendt I, Liew TC, Compston W, Todt W, Fiala J, Vankova V, Vanek J (1988) U-Pb zircon and Sm-Nd model ages of high-grade Moldanubian metasediments, Bohemian Massif, Czechoslovakia. Contrib Mineral Petrol 99: 257-266

Kröner A, Frischbutter A, Bergner R, Hofmann J (1991) Zirkon-Evaporationsalter von granitoiden Gesteinen aus dem Erzgebirge und dem Rande der Lausitz und ihre geodynamische Bedeutung.

Kuijper RP, Vogel DE, Den Tex E (1985) Eclogite-plagiopyrigarnite relations in the catazonal complexes of northwest Spain. Chem Geol 50: 163-171

Lange H (1965) Zur Genese der Metabasite im Sächsischen Erzgebirge. Freiberger Forsch.-H. C177, Leipzig, 136 pp

Lappin MA (1966) The field relationships of basic and ultrabasic masses in the basal gneiss complex of Stadlandet and Almklovdalen, Nordfjord, Southwestern Norway. Norsk Geol Tidssk 4: 439-496

Lappin MA, Smith DC (1978) Mantle equilibrated orthopyroxene eclogite pods from the basal gneisses in the Selje district, western Norway. J Petrol 19: 530-584

Lardeaux J-M, Gosso G, Kienast J-R, Lombardo B (1983) Chemical variations in phengitic micas of successive foliations within the eclogite micaschists complex, Sesia-Lanzo Zone (Italy, Western Alps). Bull Mineral 106: 673-689

Lasnier B (1970) Le Métamorphisme régionale des Gabbros d'aprés la littérature internationale. Etude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif Armoricain et du Massif des Maures (France). Thése 3éme cycle, Université de Nantes, 297 pp

Leake BE (1964) The chemical distinction between ortho- and paraamphibolites. J Petrol 5: 238-254

Leake BE (1978) Nomenclature of amphiboles. Mineral Mag 42: 533-563

Lee HY, Ganguly J (1988) Equilibrium compositions of coexisting garnet and orthopyroxene: experimental determinations in the system $FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$, and applications. J Petrol 29: 93-113

Lorenz V, Nicholls IA (1984) Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the late Paleozoic. Tectonophysics 107: 25-56

Lorenz W (1979) Lithostratigraphie, Lithologie und Lithofazies metamorpher Komplexe. Z Geol Wiss 7: 405-418

Lorenz W, Hoth K (1990) Lithostratigraphie im Erzgebirge - Konzeption, Entwicklung, Probleme und Perspektiven. Abh Staatl Museum Mineral Geol Dresden 37: 7-35

Machart J (1984) Ultramafic rocks in the Bohemian part of the Moldanubicum and central Bohemian islet zone (Bohemian Massif). Krystalinikum 17: 13-32

Maluski H, Costa S, Echtler H (1991) Late Variscan tectonic evolution by thinning of earlier thickened crust. An ^{40}Ar-^{39}Ar study of the Montagne Noire, southern Massif Central, France. Lithos 26: 287-304

Mansfeld L (1961) Zur Petrographie der erzgebirgischen Granulitgneise. Diplomarbeit Bergakademie Freiberg, 63 pp

Maresch WV, Medenbach O, Rudolph A (1982) Winchite and the actinolite-glaucophane miscibility gap. Nature 296: 731-732

Marsh JS (1987) Basalt geochemistry and tectonic discrimination within continental flood basalt provinces. J Volcanol Geotherm Res 32: 35-49

Massonne H-J (1991) High-pressure, low temperature metamorphism of pelitic and other protoliths based on experiments in the system $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Habil Ruhr-Univ

Bochum, 172 pp

Massonne H-J (1992) Thermochemical determination of water activities relevant to eclogitic rocks. Proceedings of the 7th international symposium on water-rock interaction, Park City/Utah. Balkema, Rotterdam/Brookfield: 1523-1526

Massonne H-J, Kopp J, Rötzler K (1991) P-T-Entwicklung der Eklogite des Sächsischen Erzgebirges und ihre geodynamische Bedeutung. 7. Rundgespräch Geodynamik des europäischen Varistikums, Freiberg, Abstr: 30

Massonne H-J, Schreyer W (1987) Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. Contrib Mineral Petrol 96:218-224

Massonne H-J, Schreyer W (1989) Stability field of the high-pressure assemblage talc + phengite and two new phengite barometers. Eur J Mineral 1: 391-410

Mathé G (1981) Petrologie der Metamorphite. In: Pfeiffer L, Kurze M, Mathé G: Einführung in die Petrologie. Enke, Stuttgart: 442-615

Mathé G (1990) Zur Geologie der Serpentinitvorkommen im sächsischen Erzgebirge. Abh Staatl Museum Mineral Geol Dresden 37: 55-72

Matte Ph (1986) Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. Tectonophysics 126: 329-374

Matte Ph, Hirn A (1988) Seismic signature and tectonic cross section of the Variscan crust in western France. Tectonics 7: 141-155

Matte Ph, Maluski H, Rajlich P, Franke W (1990) Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large-scale Variscan shearing. Tectonophysics 177: 151-170

Matthes S (1983) Mineralogie. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 417 pp

Matthes S, Richter P, Schmidt K (1969) Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. II. - Der Klinopyroxen der Eklogite und Eklogitamphibolite des Münchberger Gneisgebietes. N Jb Mineral, Abh 112: 1-46

Matthes S, Richter P, Schmidt K (1970) Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. III. Der Disthen (Kyanit) der Eklogite und Eklogitamphibolite des Münchberger Gneisgebietes. N Jb Mineral, Abh 113: 111-137

Matthes S, Richter P, Schmidt K (1974) Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. VII. Ergebnisse aus einer Kernbohrung durch den Eklogitkörper des Weißensteins. N Jb Mineral, Abh 120: 270-314

Matthes S, Richter P, Schmidt K (1975) Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. IX. Petrographie, Geochemie und Petrogenese der Eklogite des Münchberger Gneiskomplexes. N Jb Mineral, Abh 126: 45-86

McCandless TE, Gurney JJ (1989) Sodium in garnet and potassium in clinopyroxene: criteria for classifying mantle eclogites. In: Kimberlites and related rocks. II: Their mantle/crust setting diamonds and diamond exploration. Geol Soc Australia Spec Publ 14. Blackwells, Carlton: 827-832

McClay HR, Norton MG, Coney P, Davis GH (1986) Collapse of the Caledonian orogen and the Old Red Sandstone. Nature 323: 147-149

Medaris LG (1980) Petrogenesis of the Lien peridotite and associated eclogites, Almklovdalen, western Norway. Lithos 13: 339-353

Medaris LG (1984) A geothermobarometric investigation of garnet peridotites in the Western Gneiss Region of Norway. Contrib Mineral Petrol 87: 72-86

Medaris LG, Carswell DA (1990) Petrogenesis of Mg-Cr garnet peridotites in European metamorphic belts. In: Carswell DA (ed) Eclogite facies rocks. Blackie, Glasgow London: 260-290

Medaris LG, Wang HF (1986) A thermal-tectonic model for high-pressure rocks in the Basal Gneiss Complex of western Norway. Lithos 19: 299-316

Medaris LG, Wang HF, Misar Z, Jelinek E (1990) Thermobarometry, diffusion modelling and cooling rates of crustal garnet peridotites: Two examples from the Moldanubian zone of the Bohemian Massif. Lithos 25: 189-202

Merrill RB, Wyllie PJ (1975) Kaersutite and kaersutite eclogite from Kakanui, New Zealand - water excess and water-deficient melting to 30 kilobars. Bull Geol Soc Am 86: 555-570

Messiga B, Bettini E (1990) Reactions behaviour during kelyphite and symplectite formation: a case study of mafic granulites and eclogites from the Bohemian Massif. Eur J Mineral 2: 125-144

Middlemost EAK (1975) The basalt clan. Earth Sci Rev 11: 337-364

Miller C, Stosch H-G, Hoernes S (1988) Geochemistry and origin of eclogites from the type locality Koralpe and Saualpe. Chem Geol 67: 103-118

Mirwald PW, Massonne H-J (1980) The low-high quartz and quartz-coesite transition to 40 kbar between 600 and 1600 °C and some reconnaissance data on the effect of $NaAlO_2$ component on the low quartz-coesite transition. J Geophys Res 85, B12: 6983-6990

Miyashiro A (1973) Metamorphism and metamorphic belts. Wiley, New York, 492 pp

Miyashiro A (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. Am J Sci 274: 321-355

Miyashiro A, Shido F (1975) Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium, and nickel. Am J Sci 275: 265-277

Moine B, De La Roche H (1968) Nouvelle approche du probleme de l'origene des amphibolites a partir de leur composition chimique. Comptes Rend Acad Sci Paris D267: 2084-2087

Mørk MBE (1985) A gabbro to eclogite transition on Flemsøy, Sunnmøre, western Norway. Chem Geol 50: 283-310

Mottana A, Carswell DA, Chopin C, Oberhänsli R (1990) Eclogite facies mineral paragenes. In: Carswell DA (ed) Eclogite facies rocks. Blackie, Glasgow London: 14-52

Mullen ED (1983) $MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth Planet Sci Lett 62: 53-62

Newton RC, Fyfe WS (1976) High pressure metamorphism. In: Bailey DK, Macdonald R (eds) The evolution of the crystalline rocks. Academic press, London: 101-186

Newton RC, Haselton HT (1981) Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al_2SiO_5-quartz geobarometer. In: Newton RC, Navrotski A, Wood BJ (eds) Advances in physical geochemistry, vol 1. Springer, New York: 131-147

Newton RC, Perkins D (1982) Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. Am Mineral 67: 203-222

Nitsch K-H, Storre B, Töpfer U (1981) Experimentelle Bestimmung der Gleichgewichtsdaten der Reaktion 1 Margarit + 1 Quarz ⇄ 1 Anorthit + 1 Andalusit/Disthen + 1 H_2O. Fortschr Mineral, Beih 59: 139-140

Norton MG (1986) Late Caledonide extension in Western Norway: A response to extreme crustal thickening. Tectonics 5: 195-204

Obata M, Morten L (1987) Transformation of spinel lherzolite to garnet lherzolite in ultramafic lenses of the Austridic Crystalline Complex, Northern Italy. J Petrol 28: 599-623

Oberhänsli R, Hunziker JC, Martinotti G, Stern WB (1985) Geochemistry, geochronology and petrology of Monte Mucrone: an example of eo-alpine eclogitization of permian granitoids in the Sesia-Lanzo Zone, Western Alps, Italy. Chem Geol 52: 165-184

O'Brien PJ (1991) A multistage metamorphic evolution in eclogites from the Mariánské Lázné Complex, NW Bohemia, Czechoslovakia: the implications for uplift mechanisms. Terra Abstracts 3: 93

O'Brien PJ (1992) Partially retrograded eclogites of the Münchberg Massif, NE Bavaria, Germany: records of a complex multistage Variscan uplift history in the Bohemian Massif. J Metamorphic Geol (im Druck)

O'Brien PJ, Carswell DA, Gebauer D (1990) Eclogite formation and distribution in the European Variscides. In: Carswell DA (ed) Eclogite facies rocks. Blackie, Glasgow London: 204-224

O'Brien PJ, Röhr C, Okrusch M, Patzak M (1992) Eclogite facies relics and a multistage breakdown in metabasites of the KTB pilot hole, NE Bavaria: implications for the Variscan tectonometamorphic evolution of the NW Bohemian Massif. Contrib Mineral Petrol 112: 261-278

O'Hara MJ, Richardson SW, Wilson G (1971) Garnet peridotite stability and occurrence in crust and mantle. Contrib Mineral Petrol 32: 48-67

Okay AI, Shutong X, Sengör AMC (1989) Coesite from the Dabie Shan eclogites, central China. Eur J Mineral 1: 595-598

Okrusch M, Bröcker M (1990) Eclogites associated with high-grade blueschists in the Cyclades archipelago, Greece: A review. Eur J Mineral 2: 451-478

Okrusch M, Matthes S, Klemd R, O'Brien PJ, Schmidt K (1991) Eclogites at the northwestern margin of the Bohemian Massif: A review. Eur J Mineral 3: 707-730

Okrusch M, Matthes S, Schmidt K (1990) Eklogite des Münchberger Gneisgebietes. Eur J Mineral, Beih 2: 55-84

Okrusch M, Seidel E, Davis EN (1978) The assemblage jadeite-quartz in the glaucophane rocks of Sifnos (Cyclades, Greece). N Jb Mineral, Abh 132: 284-308

O'Nions RK, Clarke DB (1972) Comparative trace element geochemistry of tertiary basalts from Baffin Bay. Earth Planet Sci Lett 15: 436-446

Papike JJ, Cameron KL, Baldwin K (1974) Amphiboles and pyroxenes: Characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. Geol Soc Am Abstr 6: 1053-1054

Paquette J-L, Menot R-P, Peucat J-J (1989) REE, Sm-Nd and U-Pb zircon study of eclogites from the Alpine External Massifs (Western Alps): evidence for crustal contamination. Earth Planet Sci Lett 96: 181-198

Pearce JA (1975) Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environment on Cyprus. Tectonophysics 25: 41-67

Pearce JA (1976) Statistical analysis of major element patterns in basalts. J Petrol 17: 15-43

Pearce JA (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe RS (ed) Andesites: orogenic andesites and related rocks. Wiley, Chichester: 525-548

Pearce JA (1983) The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: Hawkesworth CJ and Norry MJ (eds) Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich: 230-249

Pearce JA, Cann JR (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planet Sci Lett 19: 290-300

Pearce JA, Gale GH (1977) Identification of ore-deposition evironment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. In: Volcanic process in ore genesis. Inst Min Met Geol Soc London: 14-24

Pearce JA, Norry MJ (1979) Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contrib Mineral Petrol 69: 33-47

Piboule M, Briand B (1985) Geochemistry of eclogites and associated rocks of the southeastern area of the French Massif Central: Origin of the protoliths. Chem Geol 50: 189-199

Pin C, Vielzeuf D (1983) Granulites and related rocks in Variscan median Europe: A dualistic interpretation. Tectonophysics 93: 47-74

Pin C, Vielzeuf D (1988) Les granulites de haute-pression d'Europe moyenne témoins d'une subduction éo-hercynienne. Implications sur l'origine des groupes leptyno-amphiboliques. Bull Soc géol France 8: 13-20

Platt JP (1986) Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. Geol Soc Am Bull 97: 1037-1053

Platt JP (1987) The uplift of high-pressure-low-temperature metamorphic rocks. Phil Trans R Soc Lond A321: 87-103

Pognante U (1985) Coronitic reactions and ductile shear zones in eclogitised ophiolite metagabbro, western Alps, northern Italy. Chem Geol 50: 99-109

Putlitz B, Halsband N, Franz G (1991) High-pressure deformation zones in metagranites, Tauern, Austria. Terra Abstracts 3: 92

Råheim A, Green DH (1975) P,T paths of natural eclogites during metamorphism - a record of subduction. Lithos 8: 317-328

Raijlich P (1987) Variszische duktile Tektonik im Böhmischen Massiv. Geol Rundsch 76: 755-786

Ramberg H (1952) The origin of metamorphic and metasomatic rocks. University of Chicago Press, Chicago, 315 pp

Rauche H (1991) Überschiebungstektonik und Strike-Slip am Südwestrand der Elbezone. 7. Rundgespräch Geodynamik des europäischen Varistikums, Freiberg, Abstr: 36

Reid AM, Brown RW, Dawson JB, Whitfield GG, Siebert JC (1976) Garnet and pyroxene compositions in some diamondiferous eclogites. Contrib Mineral Petrol 58: 203-220

Reinecke Th (1991) Very-high-pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing metasediments from the Zermatt-Saas zone, Western Alps. Eur J Mineral 3: 7-17

Ridley WI, Rhodes JM, Reid AM, Jakes P, Shih C, Bass MN (1974) Basalts from leg 6 of the deep-sea drilling project. J Petrol 15: 140-159

Rost (1928) Geologie des kristallinen Grundgebirges am Erzgebirgsrand zwischen Keilberg und Klösterle. Abh Sächs Geol Landesamt 7: 1-112

Rubie DC (1990) Role of kinetics in the formation and preservation of eclogites. In: Carswell DA (ed) Eclogite facies rocks. Blackie, Glasgow London: 111-140

Ruppel C, Royden R, Hodges KV (1988) Thermal modelling of extensional tectonics: Application to pressure-temperature-time histories of metamorphic rocks. Tectonics 7: 947-957

Rutter EH, Brodie KH (1985) The permeation of water into hydrating shear zones. In: Thompson AB, Rubie DC (eds) Metamorphic reactions, Advances in Physical Geochemistry 4. Springer, New York: 242-250

Ryburn RJ, Råheim A, Green DH (1976) Determination of the P,T paths of natural eclogites during metamorphism - record of subduction. A correction to a paper by Råheim & Green (1975). Lithos 9: 161-164

Sanc I, Rieder M (1983) Lamellar pyroxenes and their petrogenetic significance: three examples from the Czech Massif. Contrib Mineral Petrol 84: 73-83

Saunders AD (1984) The rare earth element characteristics of igneous rocks from the ocean basins. In: Henderson P (ed) Rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam: 205-236

Saunders AD, Tarney J (1979) The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea. Geochim Cosmochim Acta 43: 555-572

Scharbert HG, Carswell DA (1983) Petrology of garnet-clinopyroxene rocks in a granulite facies environment, Bohemian Massif of Lower Austria. Bull Mineral 106: 761-774

Schenk V, Todt W (1983) U-Pb Datierungen an Zirkon und Monazit der Granulite im Moldanubikum Niederösterreichs (Waldviertel). Fortschr Mineral, Beih 61: 190-191

Schilling J-G, Zajac M, Evans R, Johnston T, White W, Devine JD, Kingsley R (1983) Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 27°N to 73°N. Am J Sci 283: 510-586

Schliestedt M (1980) Phasengleichgewichte in Hochdruckgesteinen von Sifnos, Griechenland. Diss TU Braunschweig, 142 pp

Schliestedt M, Okrusch M (1988) Meta-Acidites and silicic meta-sediments related to eclogites and glaukophanites in northern Sifnos, Cycladic Archopelago, Greece. In: Smith DC (ed) Eclogites and eclogite-facies rocks. Elsevier, Amsterdam: 291-334

Schmädicke E (1991) Quartz pseudomorphs after coesite in eclogites from the Saxonian Erzgebirge. Eur J Mineral 3: 231-238

Schmädicke E, Okrusch M, Schmidt W (1992) Eclogite-facies rocks in the Saxonian Erzgebirge, Germany: high pressure metamorphism under contrasting P-T conditions. Contrib Mineral Petrol 110: 226-241

Schmidt K (1972) Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. VI. Zoisit, Amphibol und Hellglimmer in Eklogiten und Eklogitamphiboliten des Münchberger Gneisgebietes. N Jb Mineral, Abh 117: 143-182

Schreyer W (1985) Metamorphism of crustal rocks at mantle depth: High-pressure minerals and mineral assemblages in metapelites. Fortschr Mineral 63: 227-261

Schreyer W (1988*a*) Subduction of continental crust to mantle depths: Petrological evidence. Episodes 11: 97-104

Schreyer W (1988*b*) Experimental studies on metamorphism of crustal rocks under mantle pressure. Mineral Mag 52: 1-26

Schrön W, Kaiser G, Bombach G (1983) Die emissionsspektrographische Spurenelementbestimmung in geologischen Proben mit halbautomatischer Plattenauswertung. Z angew Geol 29: 559-565

Schulmann K, Ledru P, Autran A, Melka R, Lardeaux JM, Urban M, Lobkowicz M (1991) Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: a kinematic interpretation. Geol Rundsch 80: 73-92

Schulze HJ, Helmstaedt H (1988) Coesite-Sanidine eclogites from kimberlite: products of mantle fractionation or subduction? J Geol 96: 435-443

Schüssler U (1990) Petrographie, Geochemie und Metamorphosealter von Metabasiten im KTB-Zielgebiet Oberpfalz. Geologica Bavarica 95: 5-99

Schüssler U, Richter P, Okrusch M (1989) Metabasites from the KTB Oberpfalz target area, Bavaria - geochemical characteristics and examples of mobile behaviour of "immobile" elements. Tectonophysics 157: 135-148

Shatsky VS, Kozmenko OA, Sobolev NV (1990) Behaviour of rare-earth elements during high-pressure metamorphism. Lithos 25: 219-226

Shervais JW (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth Planet Sci Lett 59: 101-118

Smith DC (1976) The geology of the Vartdal area, Sunnmöre, Norway, and the petrochemistry of the Sunnmöre Eclogite Suite. Ph D thesis, University of Aberdeen, 750 pp

Smith DC (1982) On the characterisation and credibility of supersilicic, stoichiometric, and subsilicic pyroxenes. Terra Cognita 2(3): 223

Smith DC (1984) Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implication for geodynamics. Nature 310: 641-644

Smith DC (1988*a*) Eclogites and eclogite-facies rocks. Elsevier, Amsterdam, 524 pp

Smith DC (1988*b*) A review of the peculiar mineralogy of the "Norwegian coesite-eclogite province", with crystal-chemical, petrological, geochemical and geodynamical notes and an extensive bibliography. In: Smith DC (ed) Eclogites and eclogite-facies rocks. Elsevier Amsterdam: 1-206

Smith DC, Cheeney RF (1980) Oriented needles of quartz in clinopyroxene: evidence for exsolution of SiO_2 from a non-stoichiometric supersilicic "clinopyroxene". 26th International Geological Congress Paris, Abstr: 145

Smith DC, Kechid SA, Rossi G (1986) Occurrence and properties of lisetite, $CaNa_2Al_4Si_4O_{16}$, a new tectosilicate in the system Ca-Na-Al-Si-O. Am Mineral 71: 1372-1377

Smith DC, Yang J, Oberti R, Previde-Massara E (1990) A new locality of nyboite and taramite, the Jianchang eclogite pod in the "Chinese Su-Lu coesite-eclogite province", compared with the nyboite- and taramite-bearing Liset eclogite pod in the "Norwegian coesite-eclogite province". 15th general meeting of the International Mineralogical Association, Beijing, Abstr 2: 889-890

Smyth JR (1977) Quartz pseudomorphs after coesite. Am Mineral 62: 828-830

Smyth JR & Hatton CJ (1977) A coesite-sanidine grospydite from the Roberts Victor kimberlite. Earth Planet Sci Lett 34: 284-290

Sobolev NV, Dobretsov NL, Bakirov AB, Shatsky VS (1986) Eclogites from various types of metamorphic complexes in the USSR and the problems of their origin. Geol Soc Am, Memoir 164: 349-363

Sobolev NV, Lavrentyev YuG (1971) Isomorphic sodium admixture in garnets formed at high pressure. Contrib Mineral Petrol 31: 1-12

Sobolev NV, Shatsky VS (1987) Inclusions of carbon minerals in garnets of metamorphic rocks. Geologiya i Geofizika 28(7): 77-80

Sobolev NV, Shatsky VS (1990) Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation. Nature 343: 742-746

Sobolev NV, Shatsky VS, Vavilov MA (1991) Inclusions of microdiamonds and coexisting minerals in garnets and zircons from metamorphic rocks of the Kokchetav Massif, USSR. Terra Abstr 3(1): 83

Stosch H-G, Lugmair GW (1990) Geochemistry and evolution of MORB-type eclogites from the Münchberg Massif, southern Germany. Earth Planet Sci Lett 99: 230-249

Suk M (1988) Metamorphic history of the European Variscan Belt. In: Zoubek V (ed) Precambrian in younger fold belts. Wiley, Chichester: 17-35

Sun SS (1980) Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. Phil Trans R Soc Lond A297: 409-445

Thompson AB (1983) Fluid-absent metamorphism. J Geol Soc London 140: 533-547

Thompson AB, England PC (1984) Pressure-temperature-time-paths of regional metamorphism. II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. J Petrol 25: 929-955

Thompson AB, Tracy RJ, Lyttle R, Thompson JB (1977) Prograde reaction histories deduced from compositional zonation and mineral inclusions in garnet from Gassetts schist, Vermont. Am J Sci 277: 1152-1167

Thompson RN, Dickin AP, Gibson IL, Morrison MA (1982) Elemental fingerprints of isotopic contamination of Hebridean Palaeocene mantle-derived magmas by Archaen Sial. Contrib Mineral Petrol 79: 159-168

Tollmann A (1982) Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. Geotekt Forsch 64: 1-91

Tracy JR (1982) Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: Ferry JM (ed) Characterization of metamorphism through mineral equilibria. Reviews in mineralogy, 10: 355-397

Tröger WE (1967) Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2 Textband. 2. Aufl. E. Schweizerbart Stuttgart, 822 pp

Tröger WE (1982) Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1 Bestimmungstabellen. 5. Aufl. E. Schweizerbart Stuttgart, 188 pp

Ungaretti L, Lombardo B, Domeneghetti C, Rossi G (1983) Crystal chemical evolution of amphiboles from eclogitised rocks of the Sesia-Lanzo Zone, Italian western Alps. Bull Minéral 106: 645-672

Van Breemen O, Aftalion M, Bowes DR, Dudek A, Misar Z, Povondra P, Vrana S (1982) Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of central Europe. Trans Roy Soc Edinburgh 75: 89-108

Velde B (1965) Phengite micas: synthesis, stability, and natural occurrence. Am J Sci 263: 886-913

Wang X, Liou, JG, Mao HK (1989) Coesite-bearing eclogite from the Dabie Mountains in central China. Geology 17: 1085-1088

Wang X, Liou JG (1991) Regional ultrahigh-pressure coesite-bearing eclogitic terrane in central China: Evidence from country rocks, gneiss, marble, and metapelite. Geology 19: 933-936

Wang X, Liou JG, Maruyama S (1992) Coesite-bearing eclogites from the Dabie Mountains, Central China: Petrogenesis, P-T paths, and implications for regional tectonics. J Geol 100: 231-250

Wayte GJ, Worden RH, Rubie DC, Droop GTR (1989) A TEM study of disequilibrium plagioclase breakdown of high pressure: the role of infiltrating fluid. Contrib Mineral Petrol 101: 426-437

Werner CD (1981*a*) Outline of the evolution of the magmatism in the GDR. In: Kramer W, Werner CD (eds) Ophiolites and initialites of northern border of the Bohemian Massif - Guide book of excursions. Akad Wiss DDR, Potsdam: 17-68

Werner CD (1981*b*) Saxonian Erzgebirge Mountains - Excursion points in the Erzgebirge Mountains. In: Kramer W, Werner CD (eds) Ophiolites and initialites of northern border of the Bohemian Massif - Guide book of excursions. Akad Wiss DDR, Potsdam: 165-166

Werner CD, Kononkova NN (1989) Eclogites in the Erzgebirge Mountains. In: Kramer W, Werner CD (eds) Prevariscan mafic rocks in the Saxothuringian Zone - Guidebook of excursions in the German Democratic Republic May/June 1989. Akad Wiss DDR, Potsdam: 58-63

Wienholz R, Hofmann J, Mathé G (1979): Über Metamorphose, Tiefenbau und regionale Position des Erzgebirgskristallins. Z Geol Wiss 7: 385-395

Wilson M (1989) Igneous petrogenesis. Harper Collins, London: 466 pp

Wimmenauer W, Stenger R (1989) Acid and intermediate HP metamorphic rocks in the Schwarzwald (Federal Republic of Germany). Tectonophysics 157: 109-116

Winchester JA, Floyd PA (1976) Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth Planet Sci Lett 28: 459-469

Winchester JA, Floyd PA (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chem Geol 20: 325-343

Winkler HGF (1979) Petrogenesis of metamorphic rocks. 5. Aufl. Springer, Berlin Heidelberg New York, 438 pp

Wood BJ, Henderson CMB (1978) Composition and unit cell parameters of synthetic non-stoichiometric Tschermacitic clinopyroxenes. Am Mineral 63: 66-72

Yund RA, Tullis J (1980) The effect of water, pressure, and strain on Al/Si order-disorder kinetics in feldspar. Contrib Mineral Petrol 72: 297-302

Zeck HP, Karlsbeek F (1981) Geochemistry of amphibolite-facies metamorphism of a suite of basic dykes, precambrian basement, Greenland. Chem Erde 40: 1-22

Zeck HP, Lou S, Ellgaard L (1983) Statistical evaluation of metasomatic effects in meta-igneous rock series. Chem Geol 40: 51-63

Zoubek V (1981) Ergebnisse des internationalen geologischen Korrelationsprogramms; das Präkambrium. Z Geol Wiss 9(3): 269-282

Zuleger E, Erzinger J (1988) Determination of the REE and Y in silicate materials with ICP-AES. Fresenius Z Anal Chem 332: 140-143

Zwart HJ (1969) Metamorphic facies series in the European orogenic belts and their bearing on the causes of orogeny. In: Wynne-Edwards HR (ed) Age relations in high grade metamorphic terrains. Geol Assoc Canada Spec Paper 5: 7-16

Anhang

Abkürzungsverzeichnis

Allgemeine Abkürzungen: HP = Hochdruck, HT = Hochtemperatur, LP = Niedrigdruck, LT = Niedrigtemperatur, Ma = Millionen Jahre, MP = Mitteldruck, MT = Mitteltemperatur, P = Druck, T = Temperatur

Mineralsymbole: Ab = Albit, Akm = Akmit, Alm = Almandin, Am = Amphibol, An = Anorthit, And = Andalusit (in Tab. 11 = Andradit), Ann = Annit, Ap = Apatit, Brt = Baryt, Bt = Biotit, Ce = Seladonit, Chp = Chalkopyrit, Cn = Celsian, Co = Korund, Coe = Coesit, Cpx = Klinopyroxen, Di = Diopsid, Eas = Eastonit, Ep = Epidot, Fsp = Feldspat, Grs = Grossular, Grt = Granat, Hgl = Hellglimmer, Hm = Hämatit, Ilm = Ilmenit, Inc = Einschluß, Jd = Jadeit, Karb = Karbonat, Kfs = Kalifeldspat, Ky = Disthen, Lws = Lawsonit, Ms = Muskovit, Mrg = Margarit, Mt = Magnetit, Om = Omphazit, Om-Sym = Symplektit nach Omphazit (aus Cpx II + Pl ± Am III), Op = Opake, Opx = Orthopyroxen, Or = Orthoklas, Pg = Paragonit, Phe = Phengit, Phe-Sym = Symplektit nach Phengit (aus Bt + Pl), Phl = Phlogopit, Pl = Plagioklas, Pn = Pentlandit, Po = Pyrrhotin, Prg = Pargasit, Py = Pyrit, Pyr = Pyrop, Qtz = Quartz, Rt = Rutil, Spe = Spessartin, Srp = Serpentin, Sil = Sillimanit, Sym = Symplektit, Tc = Talk, Tnt = Titanit, Tre = Tremolit, Uva = Uwarowit, V = Fluid, Zo = Zoisit, Zrn = Zirkon.

Geochemisch relevante (international übliche) Abkürzungen: CAB = Kalkalkalibasalte, CTB = kontinentale Tholeiite, IA/IAB/IAT = Inselbogen/Inselbogenbasalte/Inselbogentholeiite, LILE = großionige lithophile Elemente, LKT = K-arme Tholeiite, MOR/MORB = Mittelozeanischer Rücken/Basalte mittelozeanischer Rücken, OAB = ozeanische Alkalibasalte, OFB = Ozeanbodenbasalte, OIB = Basalte ozeanischer Inseln, OIT = Tholeiite ozeanischer Inseln, OTB = ozeanische Tholeiite, PM = Plattenrand, VAB = Basalte vulkanischer Bögen, WP/WPB = Intraplatten-/Intraplattenbasalte.

Weitere Abkürzungen: Bl = Bleb, C = Kern bzw. Kernanalyse, B.L = Basische Lage, I = zwischen Kern und Rand, Inc = Einschluß, Kor = Korona, L.L = Leukokrate Lage, Min = Mineral, nn = nicht nachweisbar, NWG = Nachweisgrenze, P = Punkt bzw. Punktanalyse, Pol. = Polarisator, + Pol. = gekreuzte Polarisatoren, x Pol. = halb gekreuzte Polarisatoren, R = Rand bzw. Randanalyse, Sym = Symplektit

Tab. 2: Probenverzeichnis

a) Mittleres Erzgebirgskristallin (Einheit 1)

Probe	Blatt*	Lokalität	Gestein
9	117	Galgenberg bei Voigtsdorf	Eklogit
10.1	117	Galgenberg bei Voigtsdorf	Eklogit
10.2	117	Galgenberg bei Voigtsdorf	Eklogit
82	116	Stbr. Eppendorf	Eklogit
St11	116	Stbr. Eppendorf	Eklogit
3	116	S' Großwaltersdorf, E' Str. nach Lippersdorf	Eklogit/Amphibolit
4	116	S' Großwaltersdorf, E' Str. nach Lippersdorf	Eklogit
5	116	S' Großwaltersdorf, E' Str. nach Lippersdorf	Eklogit/Amphibolit
6	116	S' Großwaltersdorf, E' Str. nach Lippersdorf	Eklogit
7	116	S' Großwaltersdorf, W' Str. nach Lippersdorf	Eklogit/Amphibolit
8	116	S' Großwaltersdorf, W' Str. nach Lippersdorf	Eklogit
18	116	S' Mittelsaida	Eklogit/Amphibolit
44	116	Niedersaida	Eklogit
16	116	Saidenbach-Stausee W' Forchheim	Eklogit/Amphibolit
46	116	Saidenbach-Stausee W' Forchheim	Eklogit/Amphibolit
47	116	Saidenbach-Stausee W' Forchheim	Eklogit/Amphibolit
47.1	116	Saidenbach-Stausee W' Forchheim	Übergang Metabasit/granulitischer Gneis
48	116	Saidenbach-Stausee W' Forchheim	Eklogit/Amphibolit
75	129	Thesenwald bei Ansprung	Eklogit
St75	129	Thesenwald bei Ansprung	Eklogit
80	129	Thesenwald bei Ansprung	Amphibolit/Eklogit
58	129	Stbr. im Knesenbachtal	Übergang Metabasit/Granulitischer Gneis
59	129	Stbr. im Knesenbachtal	Granulitischer Gneis (Kontaktbereich)
60	129	Stbr. im Knesenbachtal	Granulitischer Gneis
61	129	Stbr. im Knesenbachtal	kleine Eklogit/Amphibolit-Linse
62	129	Forststraße oberhalb Knesenbachtal	Granulitischer Gneis
1	116	S' Wünschendorf	Amphibolit
32	129	Stbr. Lippmann bei Ansprung	Granatpyroxenit

b) Westliches Erzgebirgskristallin (Einheit 2)

Probe	Blatt*	Lokalität	Gestein
15	128	Brückenmühle bei Mildenau	Eklogit (heller Typ)
C15	128	Brückenmühle bei Mildenau	Eklogit (heller Typ)
12	139	Hammerwerk bei Schmalzgrube	Eklogit (heller Typ)
105	139	Hammerwerk bei Schmalzgrube	Eklogit/Amphibolit (heller Typ)

Fortsetzung Tab. 2

38	128	Friedhof Wolkenstein	Eklogit/Amphibolit
40	128	Friedhof Großrückerswalde	Eklogit
E40	128	Friedhof Großrückerswalde	Eklogit
81	128	Friedhof Großrückerswalde	Eklogit/Amphibolit
39	128	S' Streckewalde	Eklogit
33.1	115	Bhf. Borstendorf N' Grünhainichen	Eklogit (heller, Phe-reicher Typ)
33.2	115	Bhf. Borstendorf N' Grünhainichen	Eklogit (Phe-arm)
28	128	Boden	Eklogit
64	128	Boden	Eklogit/Amphibolit (heller Typ)
65	128	Boden	Eklogit/Amphibolit (heller Typ)
B28	129	Kniebrecke bei Rittersberg	Eklogit (heller Typ)
56	129	Kniebrecke bei Rittersberg	Übergang Metabasit/Gneis
57	129	Kniebrecke bei Rittersberg	Eklogit/Amphibolit (heller Typ)
52	115	Stolzenhain	Eklogit/Amphibolit
79	115	Stolzenhain	Eklogit/Amphibolit

c) Randliches Erzgebirgskristallin (Einheit 3)

Probe	Blatt*	Lokalität	Gestein
27	147	Stbr. am Kalkberg bei Crottendorf	Eklogit
63	147	Katzhahnfelsen bei Neudorf	Eklogit
63.1	147	Katzhahnfelsen bei Neudorf	Eklogit
23	147	Kreuzbrückfelsen bei Oberwiesental	Eklogit
24	147	Stümpelfelsen bei Oberwiesenthal	Eklogit
129	97	Metzdorf	Eklogit

*Kartenblätter der Geologischen Spezialkarte von Sachsen im Maßstab 1 : 25 000

- Nr. 97 Augustusburg
- Nr. 115 Flöha-Grünhainichen
- Nr. 116 Pockau-Lengefeld
- Nr. 117 Sayda
- Nr. 128 Marienberg
- Nr. 129 Zöblitz
- Nr. 139 Annaberg
- Nr. 147 Wiesenthal-Weipert

Tab. 3: Haupt- und Spurenelementchemismus (Hauptelemente in Gew.-%, Spurenelemente in ppm)

Probe-Nummer	1	3	4	5	6	7	8	9	10	10b	12	15	16	18	27	
SiO2	49.54	49.71	47.96	50.59	49.14	50.89	49.82	49.62	45.94	45.54	48.72	49.25	54.63	51.71	50.37	
TiO2	0.61	2.06	2.65	1.70	1.72	1.97	1.34	1.85	1.83	1.81	1.14	1.00	2.21	1.48	1.69	
Al2O3	19.37	16.20	15.40	16.02	15.92	15.41	16.38	13.49	17.27	17.08	18.45	17.19	15.56	17.62	14.22	
Fe2O3	0.19	2.08	5.13	3.05	0.58	2.34	1.47	1.79	4.68	4.49	2.31	1.41	1.66	0.51	2.42	
FeO	5.95	9.80	9.02	7.87	10.00	9.23	7.93	8.97	9.68	9.68	6.55	7.24	8.36	7.30	9.43	
MnO	0.07	0.20	0.22	0.18	0.18	0.19	0.17	0.18	0.31	0.30	0.15	0.15	0.16	0.14	0.20	
MgO	7.12	5.78	6.77	6.05	6.27	5.70	6.82	7.39	7.09	7.01	7.04	9.62	4.43	5.89	7.24	
CaO	11.34	9.90	9.15	11.31	12.09	10.28	11.86	11.30	11.42	11.26	12.24	11.75	6.42	10.45	10.99	
Na2O	2.64	3.23	3.09	2.88	2.96	3.04	2.52	3.26	2.40	2.41	2.93	1.87	3.27	3.86	2.94	
K2O	0.86	0.03	0.02	0.13	0.03	0.03	0.45	0.14	0.05	0.06	0.22	0.10	2.06	0.55	0.20	
P2O5	0.06	0.28	0.18	0.19	0.19	0.24	0.13	0.17	0.02	0.03	0.07	0.10	0.36	0.15	0.14	
GV	1.71	nn	nn	nn	nn	0.19	0.08	0.23	0.62	0.62	0.06	nn	0.22	0.67	nn	
Summe	99.46	99.27	99.59	99.97	99.08	99.51	98.97	98.39	101.31	100.29	99.88	99.68	99.34	100.33	99.84	
Mg/Mg+ΣFe	0.54	0.33	0.33	0.36	0.37	0.33	0.42	0.41	0.34	0.34	0.45	0.53	0.31	0.43	0.38	
Sc	28	39	39	37	41	34	34	35	41	43	31	31	29	33	36	
V	147	324	417	308	299	305	267	358	382	375	209	216	221	281	348	
Cr	725	198	160	154	262	195	212	221	145	144	311	380	79	182	207	
Co	24	38	43	24	33	39	42	48	42	38	40	34	26	44	38	
Ni	55	66	54	17	75	45	57	86	56	60	43	123	42	54	63	
Zn	23	108	121	95	103	109	171	94	164	174	62	73	98	83	105	
Ga	14	17	25	20	17	17	12	17	20	17	20	14	24	22	13	
Rb	38	<5	<5	<5	<5	<5	16	6	<5	<5	7	<5	47	14	7	
Sr	193	83	111	90	60	92	114	117	53	56	163	92	170	199	40	
Y	15	55	54	36	43	52	30	27	46	45	24	26	36	33	38	
Zr	46	140	140	114	115	160	85	122	93	93	69	63	282	89	102	
Nb	<5	12	6	6	<5	7	<5	<5	10	10	8	<5	31	5	5	
Mo	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	
Ba	66	60	<20	32	<20	<20	132	47	<20	37	93	48	217	161	36	
Pb	<10	<10	<10	12	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	14	<10	<10	<10	
Th	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	
U	<5	<5	<5	<5	10	<5	<5	<5	7	<5	<5	<5	<5	<5	<5	

Fortsetzung Tab. 3

Probe-Nummer	28	32	32b	33.1	33.2	38	38b	39	40	44	46	47	48	56	57
SiO2	47.88	46.62	46.92	50.97	48.08	49.98	49.62	48.62	50.46	48.22	50.07	53.61	56.55	58.07	49.12
TiO2	2.04	0.37	0.38	0.98	2.40	1.84	1.82	1.95	1.62	2.56	2.23	2.01	1.98	0.37	0.39
Al2O3	16.30	14.30	14.42	15.97	14.46	13.95	13.92	14.52	14.66	14.53	15.86	16.02	15.76	15.98	17.19
Fe2O3	1.39	1.09	1.25	8.82	1.46	4.71	4.78	0.94	2.03	1.59	1.29	1.41	1.62	0.31	0.33
FeO	11.78	5.89	5.89	1.25	11.78	7.01	7.01	11.47	8.33	11.90	8.85	7.79	7.56	4.57	5.78
MnO	0.20	0.19	0.19	0.12	0.10	0.20	0.20	0.21	0.20	0.24	0.17	0.15	0.16	0.09	0.11
MgO	7.64	19.49	19.55	7.92	7.09	7.37	7.33	6.73	7.31	6.47	6.24	4.73	3.74	6.05	9.66
CaO	8.96	8.98	8.99	10.22	10.02	11.60	11.59	11.25	10.98	10.59	9.69	7.19	5.70	6.61	10.70
Na2O	2.56	1.16	1.36	3.03	2.75	2.83	2.83	3.70	3.18	2.92	3.56	3.76	3.55	3.90	2.53
K2O	0.20	0.04	0.04	0.27	0.05	0.14	0.13	0.03	0.12	0.04	0.48	1.57	1.97	1.27	0.77
P2O5	0.02	0.04	0.04	0.13	0.27	0.17	0.17	0.15	0.14	0.25	0.32	0.36	0.36	0.05	0.04
GV	0.28	1.49	1.49	0.50	nn	0.30	0.30	nn	0.16	nn	nn	nn	nn	0.94	0.11
Summe	99.25	99.66	100.52	100.18	98.46	100.10	99.70	99.57	99.19	99.31	98.76	98.60	98.95	98.21	96.73
Mg/Mg+ΣFe	0.37	0.74	0.74	0.46	0.35	0.40	0.39	0.35	0.42	0.33	0.38	0.34	0.29	0.55	0.61
Sc	36	26	28	32	43	42	41	40	36	40	33	31	23	16	26
V	342	180	172	244	421	331	331	348	311	427	277	222	203	82	116
Cr	185	955	970	160	245	428	459	250	126	166	62	54	50	153	165
Co	33	43	47	46	43	43	45	35	40	40	39	30	27	38	42
Ni	43	543	541	83	68	79	75	60	41	60	40	20	17	84	101
Zn	135	23	19	54	37	95	97	108	89	118	88	83	89	49	51
Ga	21	12	12	16	21	18	14	18	14	18	22	19	22	16	15
Rb	<5	<5	<5	13	<5	<5	6	<5	<5	<5	11	40	41	59	50
Sr	54	85	78	138	64	67	66	93	54	137	113	147	121	128	226
Y	40	15	14	22	51	42	44	44	36	53	28	35	39	54	15
Zr	112	40	41	66	143	120	114	124	94	150	143	215	261	174	34
Nb	10	<5	<5	<5	5	5	5	5	<5	5	34	39	38	8	<5
Mo	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ba	<20	21	26	90	<20	23	56	<20	53	<20	77	189	85	385	147
Pb	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Th	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
U	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5

Fortsetzung Tab. 3

Probe-Nummer	58	59	60	61	63	63.1	64	65	79	80	81	82	129
SiO2	59.73	70.45	68.12	51.88	50.08	50.81	48.77	47.74	48.07	47.37	48.92	49.18	50.47
TiO2	1.19	0.41	0.27	2.37	1.54	1.58	0.38	0.33	0.86	0.67	2.24	2.04	1.41
Al2O3	15.42	13.86	15.06	15.67	14.19	14.04	18.36	18.98	17.61	17.50	14.36	14.82	15.17
Fe2O3	1.48	0.32	0.04	1.27	1.16	1.15	0.44	0.00	0.75	2.77	3.59	2.46	4.84
FeO	4.80	2.33	1.87	9.43	10.12	9.66	5.40	5.32	5.10	5.00	9.74	9.66	5.75
MnO	0.09	0.04	0.03	0.19	0.20	0.19	0.06	0.08	0.09	0.14	0.22	0.20	0.25
MgO	3.27	1.11	0.96	4.74	7.29	7.44	8.42	10.70	3.19	9.32	6.62	6.50	8.16
CaO	5.53	1.43	3.07	7.65	10.63	10.82	12.27	12.53	9.54	13.31	10.09	11.50	9.74
Na2O	3.09	3.12	3.04	2.61	3.21	3.06	1.59	1.57	6.57	2.13	2.86	2.41	3.35
K2O	1.80	5.05	5.13	0.93	0.07	0.14	1.25	0.83	0.56	0.45	0.14	0.09	0.10
P2O5	0.37	0.18	0.17	0.41	0.12	0.13	0.02	0.05	0.20	0.07	0.13	0.18	0.08
GV	1.56	0.44	0.59	0.77	0.13	0.01	1.38	1.31	6.46	1.41	0.05	0.43	0.05
Summe	98.33	98.74	98.35	97.92	98.74	99.03	98.34	99.44	99.00	100.14	98.96	99.47	99.37
Mg/Mg+ΣFe	0.35	0.30	0.33	0.31	0.40	0.41	0.59	0.67	0.35	0.55	0.34	0.35	0.45
Sc	17	6	6	35	36	38	26	25	16	31	42	40	34
V	147	40	40	252	315	339	126	103	99	179	353	348	277
Cr	78	46	27	41	185	262	742	1118	70	380	271	225	309
Co	22	9	10	32	41	35	21	40	13	36	36	38	37
Ni	47	7	1	21	60	65	52	92	19	94	64	51	72
Zn	76	39	35	101	99	118	22	29	48	51	130	98	150
Ga	23	12	16	21	14	14	17	11	21	12	24	20	17
Rb	59	171	166	39	<5	6	83	44	20	25	<5	<5	<5
Sr	178	89	84	162	74	38	245	349	1383	90	92	110	158
Y	35	41	38	42	34	35	10	10	145	20	52	44	31
Zr	238	176	130	235	96	91	30	29	259	37	151	123	103
Nb	13	12	8	40	<5	<5	<5	<5	13	<5	<5	5	5
Mo	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ba	314	668	731	150	45	21	79	81	205	51	37	34	69
Pb	<10	11	17	13	<10	<10	<10	<10	<10	<10	14	<10	13
Th	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	12	<5	<5	<5	<5
U	<5	<5	<5	<5	<5	5	6	<5	<5	6	<5	<5	<5

Tab. 4: CIPW-Normen und Niggli-Werte

Probe-Nummer	1	3	4	5	6	7	8	9	10	10b	12	15	16	18	27
CIPW															
QZ	0.00	0.00	0.36	1.56	0.00	2.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.29	0.00	0.00
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OR	5.18	0.17	0.11	0.78	0.17	0.17	2.67	0.83	0.28	0.33	1.28	0.61	12.30	3.28	1.17
AB	22.87	27.53	26.27	24.39	25.28	25.91	21.55	28.11	20.19	20.45	24.86	15.89	27.90	32.78	24.91
AN	39.34	29.82	28.21	30.41	30.35	28.52	32.44	22.17	35.94	35.75	36.61	38.31	21.90	29.21	25.07
LC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NE	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KP	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
DI	14.50	14.69	13.09	19.98	23.90	17.51	21.44	27.63	16.52	16.43	19.21	15.76	6.49	17.86	23.43
WO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
HY	4.06	19.04	18.98	14.81	5.35	17.82	13.11	6.22	5.99	5.89	0.67	20.05	18.64	2.46	15.30
OL	12.53	1.17	0.00	0.00	10.39	0.00	3.81	8.42	10.81	11.16	11.74	5.18	0.00	10.46	3.08
AC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MT	0.28	3.03	7.46	4.42	0.86	3.40	2.15	2.64	6.74	6.53	3.36	2.04	2.43	0.74	3.52
HM	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
IL	1.18	3.95	5.05	3.23	3.29	3.76	2.58	3.58	3.44	3.44	2.17	1.91	4.23	2.82	3.22
AP	0.13	0.65	0.43	0.43	0.46	0.56	0.29	0.39	0.03	0.07	0.16	0.23	0.85	0.36	0.33
PT	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TN	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PF	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
RU	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NIGGLI															
AL	26.88	22.81	20.84	22.23	21.56	22.05	22.38	18.35	21.55	21.57	24.27	21.93	25.83	25.29	19.13
FM	37.18	44.32	49.75	42.49	42.05	44.01	41.83	46.19	47.53	47.50	39.81	46.73	42.18	37.47	47.19
C	28.62	25.35	22.50	28.52	29.76	26.74	29.46	27.95	25.92	25.85	29.26	27.26	19.37	27.27	26.89
ALK	7.32	7.53	6.91	6.77	6.63	7.20	6.32	7.50	5.00	5.08	6.65	4.07	12.63	9.98	6.79
SI	116.68	118.80	110.10	119.09	112.90	123.54	115.50	114.54	97.30	97.56	108.74	106.65	153.83	125.94	115.00
TI	1.08	3.71	4.57	3.01	2.97	3.59	2.34	3.21	2.91	2.91	1.91	1.63	4.68	2.71	2.90
P	0.06	0.29	0.18	0.18	0.19	0.25	0.12	0.16	0.01	0.03	0.07	0.09	0.44	0.16	0.14
K	0.18	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01	0.10	0.03	0.01	0.02	0.05	0.04	0.29	0.09	0.04
MG	0.67	0.46	0.47	0.50	0.51	0.47	0.56	0.55	0.47	0.47	0.59	0.66	0.44	0.57	0.52
SI'	129.27	130.11	127.64	127.09	126.54	128.80	125.29	130.01	119.99	120.32	126.61	116.29	150.51	139.90	127.17
QZ	-12.59	-11.30	-17.54	-8.00	-13.64	-5.26	-9.79	-15.47	-22.69	-22.76	-17.87	-9.64	3.32	-13.96	-12.18

Fortsetzung Tab. 4

Probe-Nummer	28	32	32b	33.1	33.2	38	38b	39	40	44	46	47	48	56	57
CIPW															
QZ	0.00	0.00	0.00	3.42	0.00	1.50	1.32	0.00	0.00	0.00	0.00	2.10	8.35	6.31	0.00
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OR	1.17	0.22	0.22	1.61	0.28	0.83	0.78	0.00	0.72	0.22	2.89	9.41	11.75	7.74	4.73
AB	21.87	10.02	11.64	25.70	23.65	24.02	24.07	26.69	27.17	24.86	30.52	32.25	30.37	33.93	22.13
AN	32.75	34.33	33.44	29.27	27.38	24.98	25.04	23.01	25.62	26.62	26.18	22.54	21.48	22.95	34.44
LC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NE	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KP	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
DI	9.95	8.54	8.98	16.16	17.65	25.33	25.42	26.55	23.19	20.41	16.72	9.26	3.90	8.42	16.29
WO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
HY	17.91	17.76	14.62	12.25	16.81	12.63	12.50	0.00	12.48	11.99	9.18	17.58	17.14	19.35	4.86
OL	10.33	26.77	28.45	0.00	6.84	-0.10	0.00	15.67	4.44	8.11	7.54	0.10	0.00	-0.10	16.18
AC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MT	2.04	1.60	1.83	1.57	2.15	6.85	6.97	1.37	2.96	2.32	1.90	2.06	2.38	0.46	0.49
HM	0.00	0.00	0.00	7.76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
IL	3.92	0.71	0.73	1.87	4.63	3.51	3.47	3.72	3.11	4.90	4.29	3.87	3.79	0.73	0.77
AP	0.03	0.10	0.10	0.29	0.62	0.39	0.39	0.36	0.33	0.59	0.75	0.85	0.85	0.13	0.10
PT	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TN	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PF	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
RU	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NIGGLI															
AL	21.70	15.56	15.55	21.86	19.56	18.66	18.64	19.13	20.04	19.57	22.62	25.85	27.85	27.50	22.97
FM	50.73	64.55	64.36	45.49	49.60	46.69	46.72	45.85	45.36	47.97	43.13	40.36	39.76	38.40	44.37
C	21.68	17.76	17.63	25.43	24.65	28.22	28.22	26.95	27.28	25.94	25.14	21.08	18.31	20.69	25.99
ALK	5.88	2.12	2.46	7.22	6.19	6.44	6.42	8.07	7.33	6.52	9.11	12.71	14.08	13.42	6.67
SI	108.17	86.09	85.87	118.39	110.38	113.45	112.77	108.71	117.03	110.22	121.20	146.75	169.57	169.59	111.36
TI	3.47	0.51	0.52	1.71	4.14	3.14	3.11	3.28	2.83	4.41	4.06	4.13	4.46	0.82	0.67
P	0.01	0.03	0.03	0.13	0.26	0.16	0.16	0.15	0.14	0.25	0.33	0.42	0.46	0.07	0.04
K	0.05	0.02	0.02	0.06	0.01	0.03	0.03	0.00	0.02	0.01	0.08	0.22	0.27	0.18	0.17
MG	0.51	0.83	0.83	0.60	0.49	0.53	0.53	0.49	0.56	0.46	0.52	0.48	0.42	0.69	0.74
SI'	123.54	108.50	109.84	128.88	124.77	125.75	125.68	132.26	129.31	126.08	136.43	150.85	156.34	153.66	126.69
QZ	-15.37	-22.40	-23.98	-10.49	-14.40	-12.30	-12.91	-23.56	-12.28	-15.86	-15.23	-4.10	13.23	15.92	-15.33

Fortsetzung Tab. 4

Probe-Nummer	58	59	60	61	63	63.1	64	65	79	80	81	82	129
CIPW													
QZ	17.60	27.70	22.77	6.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.36	0.90	0.36
C	0.00	1.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.92	0.00	0.00	0.00	0.00
OR	10.97	30.34	31.01	5.68	0.45	0.83	7.63	5.01	0.00	1.28	0.83	0.56	0.61
AB	27.01	26.85	26.33	22.71	27.53	26.17	13.90	13.53	52.71	18.25	24.49	20.61	28.53
AN	23.68	6.01	12.58	29.13	24.43	24.40	40.48	43.09	14.82	37.34	26.21	29.63	26.24
LC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.06	1.31	0.00	0.00	0.00
NE	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.33	0.00	0.00	0.00	0.00
KP	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
DI	1.80	0.00	1.59	5.95	23.22	23.80	17.92	15.96	0.00	23.19	19.28	21.99	17.40
WO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
HY	13.47	6.24	4.75	22.22	10.50	14.46	9.10	2.67	0.00	0.00	19.06	18.39	16.92
OL	0.10	0.00	0.00	0.00	8.92	5.26	9.53	18.95	11.68	13.30	0.00	0.00	0.00
AC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MT	2.22	0.46	0.07	1.90	1.69	1.69	0.65	0.00	1.11	4.08	5.26	3.59	7.06
HM	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
IL	2.34	0.79	0.53	4.63	2.96	3.03	0.74	0.64	1.67	1.29	4.29	3.92	2.70
AP	0.88	0.43	0.39	0.98	0.29	0.29	0.03	0.13	0.46	0.16	0.29	0.43	0.20
PT	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	11.66	0.00	0.00	0.00	0.00
TN	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PF	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
RU	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NIGGLI													
AL	31.09	41.22	41.39	25.22	19.32	19.19	24.72	23.73	28.06	21.84	19.66	20.20	20.55
FM	34.47	19.55	14.27	43.88	47.06	46.83	39.87	43.43	26.11	42.97	48.56	45.75	47.85
C	20.27	7.72	15.34	22.38	26.32	26.89	30.05	28.49	27.63	30.21	25.12	28.50	23.99
ALK	14.16	31.51	29.01	8.53	7.30	7.09	5.35	4.35	18.19	4.98	6.66	5.55	7.61
SI	204.36	355.53	317.64	141.65	115.75	117.81	111.45	101.30	129.96	100.35	113.67	113.75	115.99
TI	3.06	1.55	0.96	4.86	2.67	2.76	0.65	0.53	1.74	1.07	3.91	3.55	2.44
P	0.54	0.39	0.33	0.48	0.12	0.12	0.01	0.05	0.22	0.06	0.12	0.18	0.08
K	0.28	0.52	0.53	0.19	0.02	0.03	0.34	0.26	0.05	0.12	0.03	0.02	0.02
MG	0.48	0.43	0.47	0.44	0.53	0.55	0.72	0.78	0.49	0.68	0.47	0.49	0.58
SI'	156.65	226.02	216.02	134.11	129.19	128.36	121.41	117.42	172.76	119.91	126.62	122.19	130.45
QZ	47.70	129.51	101.62	7.54	-13.45	-10.55	-9.96	-16.11	-42.80	-19.56	-12.95	-8.44	-14.46

Tab. 5: Spurenelementchemismus (AES) Angaben in ppm

Probe-Nummer	1	4	5	6	7	8	9	10	12	15	16	18	27	28
Ag	0.24	0.22	0.17	0.13	0.20	0.13	0.12	0.20	0.10	0.13	0.15	0.12	0.15	0.14
B	19	12	8.7	<8	12	9.1	8.9	8.5	<8	8.4	8.2	9.4	10	<8
Ba	104	162	123	111	132	109	<80	<80	<80	<80	141	139	<80	<80
Be	nn	nn	nn	1.4	nn	nn	nn	nn	nn	nn	1.5	nn	nn	1.3
Co	30	48	32	38	48	40	34	32	28	36	31	28	28	24
Cu	54	76	35	68	86	67	>120	>120	28	26	43	20	99	18
Cr	888	208	182	261	255	251	163	112	335	536	73	132	126	116
Ga	14	24	22	18	23	16	12	17	12	13	21	18	17	18
Mn	640	2479	1721	1655	2460	1436	1389	3429	982	1580	1135	1182	1865	1914
Mo	1.6	4.1	2.6	2.7	3.9	2.7	2.7	3.2	1.8	2.3	4.2	1.8	1.8	2.7
Nb	4.4	7.8	5.4	4.5	7.1	8.8	7.6	9.2	4.4	7.8	9.5	5	8.0	8.5
Ni	56	58	21	62	62	52	59	43	37	125	43	35	32	30
Pb	<2.4	3.4	3.6	<2.4	3.3	10	13	16	7.1	14	14	9.8	17	6.4
Sn	14	11	8.2	6.9	8.6	3.3	3.5	7.0	2.7	5.6	3.4	2.7	19	8.1
Ti	3724	10400	6080	6639	9311	14490	11840	12100	7064	9137	>18000	9219	9323	13540
V	182	602	408	388	471	465	674	773	313	521	437	722	1016	735
Y	23	73	47	52	79	38	30	46	27	33	48	32	40	37
Zr	67	185	174	124	209	140	128	86	67	80	312	62	78	95

Fortsetzung Tab. 5

Probe-Nummer	32	33.1	33.2	38	39	40	44	46	47	48	56	57	58	59
Ag	<0.1	0.14	0.10	0.14	0.14	0.12	0.16	0.13	0.11	0.12	0.21	0.23	<0.1	0.10
B	<8	<8	13	12	12	9.8	13	9.4	9.3	9.6	11.0	16	9.9	9.3
Ba	<80	100	<80	<80	<80	83	<80	87	139	96	311	93	266	863
Be	nn	nn	nn	nn	nn	nn	nn	2.2	2.4	nn	2.2	nn	1.9	3.7
Co	34	32	33	42	32	38	39	33	27	26	30	45	27	52
Cu	50	>120	>120	82	35	64	53	39	37	34	110	119	158	40
Cr	837	107	245	591	216	129	143	56	139	46	258	246	109	46
Ga	3.8	17	16	16	20	16	20	19	22	21	16	11	32	20
Mn	770	1193	873	1491	1425	1390	1216	1086	960	1167	787	838	756	437
Mo	1.3	2.1	2.7	3.0	2.3	2.0	2.9	2.9	3.3	2.5	nn	1.5	2.5	5.4
Nb	5.2	5.7	3.0	3.7	3.7	3.6	5.2	26	35	40	6.4	4.2	14	11
Ni	448	38	38	59	42	36	36	31	18	15	70	102	50	43
Pb	nn	nn	nn	nn	nn	nn	nn	nn	3.8	nn	nn	<2.4	5.3	10
Sn	<2.4	7.5	16	15	4.0	3.2	6.0	3.5	3.6	3.6	4.1	3.8	3.7	6.2
Ti	1896	6663	8345	12130	8144	10410	11630	11310	11150	10060	2332	3147	10060	2590
V	136	594	619	449	508	417	531	281	247	257	119	163	193	41
Y	13	24	43	54	52	42	57	32	36	46	55	16	38	149
Zr	39	60	105	136	134	104	171	144	154	218	129	50	224	56

Fortsetzung Tab. 5

Probe-Nummer	60	61	63	63.1	64	65	79	80	81	82	129
Ag	0.11	0.24	0.20	0.19	0.11	<0.1	0.14	0.19	0.33	0.20	0.18
B	12	15	13	13	15	12	12	17	16	13	11
Ba	933	173	91	98	128	87	268	99	<80	86	127
Be	1.9	2.2	nn	nn	nn	nn	1.6	nn	1.8	nn	nn
Co	4.8	35	37	40	33	41	19	45	41	46	74
Cu	15	61	66	47	63	70	6.1	71	57	109	96
Cr	34	53	187	277	950	1362	66	479	211	178	278
Ga	27	34	16	21	15	11	34	17	24	20	16
Mn	421	2825	2650	2644	735	774	1046	1601	3103	2231	2590
Mo	nn	4.1	2.9	3.4	1.9	1.5	1.6	2.4	4.2	3.9	3.8
Nb	9.9	39	4.3	5.1	4.0	3.9	13	4.3	6.6	6.1	6.1
Ni	8.5	25	54	60	64	102	28	97	61	52	101
Pb	13	9.5	nn	nn	nn	3.0	11	2.7	6.7	3.2	6.9
Sn	3	7.5	28.3	21.9	6.7	<2.4	6.0	3.6	5.5	5.7	5.6
Ti	1963	>18000	9464	14660	2771	1794	6893	4670	>18000	14610	9350
V	55	338	514	478	199	142	172	308	511	527	442
Y	55	59	52	57	15	14	71	30	80	68	150
Zr	194	351	114	135	41	27	323	96	191	162	58

W und Ta in allen Proben nn

Tab. 6: Seltenerdelement-Gehalte in ausgewählten Proben (Angaben in ppm)

Probe-Nummer	1	9	10	12	15	27	32	33.1	33.2	38	40	46
La	3.51	2.89	1.3	2.41	2.5	3.3	1.0	5.2	5.46	5.2	3.0	17
Ce	7.20	10.14	5.9	7.39	9.0	14	3.86	14	15.42	19	12	45
Pr	-	2.0	1.2	1.4	1.5	2.4	0.8	2.2	-	2.9	2.1	5.8
Nd	5.24	10.26	-	6.88	6.6	11	4.62	8.1	13.41	13	9.0	21
Sm	1.51	3.42	2.1	2.42	2.1	3.6	1.3	2.3	4.51	4.4	3.0	5.4
Eu	0.628	1.210	1.15	0.938	1.0	1.36	0.46	1.09	1.88	1.66	1.17	1.77
Gd	2.02	4.46	5.5	3.27	3.5	5.8	1.55	3.7	7.48	6.7	5.2	5.7
Dy	2.25	5.20	7.5	4.23	4.2	5.5	2.04	4.4	9.02	7.7	6.1	5.6
Ho	0.494	1.098	1.77	0.99	0.90	1.49	0.475	0.92	1.905	1.66	1.32	1.12
Er	1.41	3.06	5.2	2.58	2.7	4.5	1.44	2.8	5.78	5.0	3.9	2.9
Yb	1.33	3.10	4.9	2.62	2.4	4.2	1.48	2.5	5.52	4.4	3.6	2.2
Lu	0.188	0.433	0.76	0.361	0.38	0.65	0.212	0.4	0.787	0.7	0.55	0.35
Y	13.6	30.0	43	24.9	24	38	12.6	25	52.7	43	33	25
Chondrit-normiert												
La (0.310)	11.3	9.3	4.2	7.8	8.1	10.6	3.2	16.8	17.6	16.8	9.7	54.8
Ce (0.808)	8.9	12.6	7.3	9.1	10.6	17.3	4.8	17.3	19.1	23.5	14.9	55.7
Pr (0.122)	-	16.4	9.8	11.5	12.3	19.7	6.6	18.0	-	23.8	17.2	47.5
Nd (0.600)	8.7	17.7	-	11.5	11.0	18.3	7.1	13.5	22.3	21.7	15.0	35.0
Sm (0.195)	7.7	17.5	10.8	12.4	10.8	18.5	6.7	11.8	23.1	22.6	15.4	27.7
Eu (0.0735)	8.5	16.5	15.6	12.8	12.2	18.5	6.3	14.8	25.6	22.6	15.9	24.1
Gd (0.259)	7.8	17.2	21.2	12.6	13.5	22.4	6.0	14.3	28.9	25.9	20.1	22.0
Dy (0.322)	7.0	16.1	23.3	13.1	13.0	17.1	6.3	13.7	28.0	23.9	18.9	17.4
Ho (0.0718)	6.9	15.3	24.7	13.8	12.5	20.8	6.6	12.8	26.5	23.1	18.4	15.6
Er (0.210)	6.7	14.6	24.8	12.3	12.9	21.4	6.8	13.3	27.5	23.8	18.6	13.8
Yb (0.209)	6.4	14.8	23.4	12.5	11.5	20.1	7.1	12.0	26.4	21.1	17.2	10.5
Lu (0.0322)	5.8	13.4	23.6	11.2	11.8	20.2	6.6	12.4	24.4	21.7	17.1	10.9
La/Ce N	1.27	0.74	0.57	0.68	0.76	0.61	0.67	0.97	0.92	0.71	0.65	0.98
La/Yb N	1.77	0.63	0.18	0.70	0.70	0.53	0.55	1.40	0.72	0.80	0.56	5.21

Probe-Nummer	48	57	60	61	63	64	65	79	80	82	129
La	14	4.5	24	24	3.8	2.6	3.01	46	2.6	4.8	2.8
Ce	42	11	53	63	14	6.2	7.12	108	8.0	18	10
Pr	5.3	1.5	7.2	8.2	2.2	0.8	-	13	1.1	3.2	1.7
Nd	18	6.1	21	27	9.8	3.4	4.56	39	5.2	13	6.9
Sm	4.5	1.6	4.4	6.7	3.0	1.0	1.34	6.3	1.8	4.3	2.5
Eu	1.39	0.58	0.86	1.86	1.16	0.65	0.629	1.39	0.79	1.6	0.94
Gd	5.5	2.2	4.7	8.7	5.1	1.3	1.47	8.7	2.5	6.0	4.1
Dy	6.7	2.0	5.7	8.3	5.4	1.6	1.40	8.9	3.0	7.0	5.4
Ho	1.43	0.42	1.2	1.69	1.45	0.35	0.293	1.68	0.63	1.56	1.16
Er	4.1	1.2	3.5	4.7	4.2	1.0	0.80	5.0	1.9	4.6	3.6
Yb	3.4	1.1	2.8	3.7	3.9	0.9	0.76	4.3	1.7	4.1	3.1
Lu	0.51	0.17	0.39	0.6	0.59	0.13	0.104	0.69	0.25	0.61	0.47
Y	35	11	32	42	36	8	7.8	43	15	40	29
Chondrit-normiert											
La (0.310)	45.2	14.5	77.4	77.4	12.3	8.4	9.7	148	8.4	15.5	9.0
Ce (0.808)	52.0	13.6	65.6	78.0	17.3	7.7	8.8	134	9.9	22.3	12.4
Pr (0.122)	43.4	12.3	59.0	67.2	18.0	6.6	-	107	9.0	26.2	13.9
Nd (0.600)	30.0	10.2	35.0	45.0	16.3	5.7	7.6	65.0	8.7	21.7	11.5
Sm (0.195)	23.1	8.2	22.6	34.4	15.4	5.1	6.9	32.3	9.2	22.1	12.8
Eu (0.0735)	18.9	7.9	11.7	25.3	15.8	8.8	8.6	18.9	10.7	21.8	12.8
Gd (0.259)	21.2	8.5	18.1	33.6	19.7	5.0	5.7	33.6	9.7	23.2	15.8
Dy (0.322)	20.8	6.2	17.7	25.8	16.8	5.0	4.4	27.6	9.3	21.7	16.8
Ho (0.0718)	19.9	5.8	16.7	23.5	20.2	4.9	4.1	23.4	8.8	21.7	16.2
Er (0.210)	19.5	5.7	16.7	22.4	20.0	4.8	3.8	23.8	9.0	21.9	17.1
Yb (0.209)	16.3	5.3	13.4	17.7	18.7	4.3	3.6	20.6	8.1	19.6	14.8
Lu (0.0322)	15.8	5.3	12.1	18.6	18.3	4.0	3.2	21.4	7.8	18.9	14.6
La/Ce N	0.87	1.07	1.18	0.99	0.71	1.09	1.10	1.11	0.85	0.70	0.73
La/Yb N	2.78	2.76	5.78	4.37	0.66	1.95	2.70	7.21	1.03	0.79	0.61

Tab. 8a: Korrelationsmatrix (unter Ausschluß der Proben mit ≥53 Gew.-% SiO_2)

	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	Na	K	P	V	Cr	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	Sc	Co	Mg#
Si	1																						
Ti	0.14	1																					
Al	-0.19	-0.51	1																				
Fe^{3+}	0.01	0.26	-0.23	1																			
Fe^{2+}	-0.06	0.78	-0.42	-0.24	1																		
Mn	-0.20	0.58	-0.49	0.43	0.52	1																	
Mg	-0.43	-0.58	-0.12	-0.12	-0.34	-0.04	1																
Ca	-0.12	-0.30	0.34	-0.04	-0.17	-0.20	-0.12	1															
Na	0.32	0.31	-0.05	0.03	0.09	-0.04	-0.66	-0.20	1														
K	0.17	-0.48	0.64	-0.39	-0.44	-0.68	-0.10	0.11	-0.06	1													
P	0.52	0.66	-0.35	-0.03	0.38	0.04	-0.51	-0.38	0.42	-0.07	1												
V	0.04	0.89	-0.62	0.38	0.76	0.70	-0.37	-0.14	0.12	-0.69	0.36	1											
Cr	-0.35	-0.67	0.20	-0.26	-0.43	-0.36	0.75	0.19	-0.61	0.25	-0.50	-0.54	1										
Ni	-0.40	-0.47	-0.23	-0.12	-0.27	0.03	0.95	-0.28	-0.50	-0.19	-0.33	-0.30	0.65	1									
Rb	0.05	-0.54	0.59	-0.36	-0.45	-0.67	0.01	0.20	-0.20	0.95	-0.19	-0.68	0.34	-0.12	1								
Sr	0.09	-0.30	0.36	-0.22	-0.35	-0.43	-0.22	-0.12	0.64	0.37	0.06	-0.50	-0.03	-0.13	0.29	1							
Y	-0.05	0.39	-0.11	0.06	0.26	0.14	-0.53	-0.29	0.79	0.41	0.22	-0.50	-0.33	-0.29	0.68	1							
Zr	0.25	0.68	-0.31	0.05	0.44	0.23	-0.62	-0.50	0.69	0.77	0.39	-0.62	-0.40	-0.29	0.40	0.82	1						
Nb	0.20	0.39	0.06	-0.06	0.20	0.31	-0.32	-0.51	0.23	0.62	0.03	-0.37	-0.25	0.09	0.13	0.23	0.58	1					
Ba	0.45	-0.54	0.64	-0.28	-0.72	-0.68	-0.29	-0.12	0.55	0.92	-0.85	-0.16	-0.22	0.72	0.88	0.24	0.18	0.42	1				
Sc	0.05	0.80	-0.53	0.39	0.69	0.67	-0.33	0.05	-0.08	-0.60	0.29	0.91	-0.42	-0.30	-0.57	-0.66	0.23	0.01	-0.87	1			
Co	-0.03	0.18	-0.45	0.33	0.07	0.35	0.35	-0.05	-0.34	-0.44	-0.03	0.38	0.04	0.33	-0.40	-0.58	-0.41	-0.27	-0.17	-0.37	0.38	1	
Mg#	-0.28	-0.88	0.28	-0.29	-0.64	-0.47	0.84	0.14	-0.57	0.35	-0.60	-0.75	0.83	0.72	0.44	0.02	-0.61	-0.76	-0.36	0.21	-0.66	0.11	1

Tab. 8b: Korrelationsmatrix unter Einbeziehung aller Proben

	Si	Ti	Al	ΣFe	Mn	Mg	Ca	Na	K	P	V	Cr	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	Sc	Ga	Zn	Co
Si	1	-0.27	-0.23	-0.59	-0.57	-0.58	-0.86	0.24	0.92	0.34	-0.55	-0.39	-0.30	0.86	-0.08	0.02	0.44	0.28	0.92	-0.74	-0.01	-0.26	-0.65
Ti		1	-0.37	0.87	0.64	-0.31	0.12	0.23	-0.39	0.56	0.85	-0.49	-0.37	-0.52	-0.24	0.30	0.46	0.33	-0.46	0.72	0.63	0.68	0.28
Al			1	-0.30	-0.30	-0.01	0.30	-0.05	-0.03	-0.30	-0.39	0.23	-0.18	0.07	0.36	-0.11	-0.27	0.01	-0.04	-0.18	0.02	-0.21	-0.18
ΣFe				1	0.84	0.02	0.45	-0.01	-0.69	0.13	0.96	-0.24	-0.14	-0.76	-0.32	0.18	0.07	-0.02	-0.73	0.92	0.38	0.75	0.53
Mn					1	0.23	0.39	-0.11	-0.64	-0.06	0.79	-0.12	0.12	-0.72	-0.33	0.09	-0.04	-0.02	-0.64	0.77	0.17	0.80	0.56
Mg						1	0.42	-0.63	-0.51	-0.53	0.03	0.78	0.90	-0.43	-0.17	-0.46	-0.65	-0.37	-0.50	0.21	-0.45	-0.25	0.57
Ca							1	-0.26	-0.82	-0.44	0.46	0.38	0.07	-0.72	-0.01	-0.16	-0.62	-0.48	-0.80	0.69	-0.20	0.21	0.58
Na								1	0.12	0.41	-0.02	-0.63	-0.51	0.03	0.61	0.77	0.64	0.30	0.25	-0.18	0.42	0.13	0.32
K									1	0.24	-0.67	-0.24	-0.25	0.96	0.04	-0.03	0.35	0.32	0.93	-0.81	-0.04	-0.37	-0.74
P										1	0.11	-0.53	-0.35	0.09	0.05	0.29	0.81	0.74	0.16	-0.02	0.52	0.09	-0.25
V											1	-0.22	-0.13	-0.74	-0.37	0.14	-0.01	-0.14	-0.69	0.91	0.32	0.70	0.58
Cr												1	0.67	-0.13	-0.02	-0.47	-0.63	-0.41	-0.31	0.00	-0.51	-0.46	0.25
Ni													1	-0.23	-0.11	-0.32	-0.40	-0.23	-0.23	-0.03	-0.39	-0.34	0.37
Rb														1	0.07	-0.09	0.20	0.20	0.91	-0.83	-0.14	-0.46	-0.73
Sr															1	0.67	0.29	0.09	0.13	-0.36	0.15	-0.26	-0.38
Y																1	0.60	0.12	0.10	-0.02	0.39	0.21	-0.29
Zr																	1	0.70	0.33	-0.21	0.62	0.18	-0.43
Nb																		1	0.21	-0.17	0.44	0.05	-0.28
Ba																			1	-0.84	-0.07	-0.35	-0.66
Sc																				1	0.19	0.61	0.66
Ga																					1	0.30	-0.13
Zn																						1	0.27
Co																							1

Tab. 9: Spurenelementnormierung

Probe-Nummer	1	9	10	12	15	27	32	33.1	33.2	38	40	46
Chondritnormierung nach Sun (1980)												
Rb (0.35)	108	17	<14	20	<14	<14	<14	37	<14	<14	<14	31
Ba (3.8)	17	12	<5	24	<13	9	7	24	<5	6	14	20
Th (0.05)	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100
U (0.013)	<380	<380	538	<380	<380	<380	<380	<380	<380	<380	<380	<380
Nb (0.35)	3	9	29	12	8	10	3	17	4	17	10	33
K (120)	59	10	4	15	8	10	3	19	4	17	10	54
La (0.315)	11	9	10	8	10	10	8	17	9	10	8	9
Ca (0.813)	10	10	5	11	8	8	7	9	6	10	10	5
Sr (11)	18	11	-	11	11	4	7	13	9	6	15	10
Nd (0.597)	9	8	11	15	11	18	7	14	22	22	15	35
Sm (0.192)	8	18	18	8	11	19	4	12	23	23	16	28
Ti (620)	6	18	18	11	10	16	6	9	27	18	16	22
Gd (0.276)	7	16	20	12	13	21	6	13	26	24	19	21
Y (2.0)	6	15	22	12	12	19	6	13	22	22	17	13
MORB-Normierung nach Pearce (1983)												
Rb (0.35)	117	143	474	111	<14	237	126	57	71	<14	<14	
Ba (3.8)	22	39	192	39	<12	21	21	54	13	9	18	
Th (0.05)	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	240	<100	<100	<100	
U (0.013)	<380	<380	<380	<380	<380	462	<380	<380	462	<380	<380	
Nb (0.35)	109	136	355	64	5	86	48	39	31	6	14	
K (120)	136	53	23	114	12	11	10	146	12	15	7	
La (0.315)	44	14	3	76	7	8	11	8	8	10	9	
Ca (0.813)	5	9	8	7	9	22	33	126	9	14	12	
Sr (11)	11	21	35	15	16	6	8	65	9	12	10	
Nd (0.597)	30	10	45	45	16	5	7	33	6	22	13	
Sm (0.192)	23	8	23	35	15	4	3	8	6	20	14	
Ti (620)	19	4	17	23	18	5	5	7	9	22	15	
Gd (0.276)	15	8	16	32	18	4	6	9	8	20	15	
Y (2.0)	20	8		21	12	5	10	32	8	22	20	
Probe-Nummer	1	9	10	12	15	27	32	33.1	33.2	38	40	46
Sr (120)	1.6	1.0	0.4	1.4	0.6	0.3	0.7	1.2	0.5	0.6	0.5	0.9
K (1245)	5.7	0.9	0.3	1.4	0.8	1.3	0.3	1.8	0.3	0.9	0.8	3.2
Rb (2)	19	3.0	<2.5	3.5	<2.5	3.5	<2.5	6.5	<2.5	<2.5	<2.5	5.5
Ba (20)	3.3	2.4	4.7	1.8	2.4	1.8	1.3	4.5	<1	2.6	2.7	3.9
Th (0.2)	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25
Nb (3.5)	1.3	1.5	2.9	1.2	<1.4	1.4	<1.4	<1.4	1.4	1.4	1.0	9.7
Ce (10)	0.7	1.0	0.6	1.2	0.9	1.4	0.4	1.4	1.5	1.9	1.2	4.5
P (524)	0.5	1.4	0.2	0.6	0.8	1.2	0.3	1.1	2.2	1.4	1.2	2.7
Zr (90)	0.5	1.4	1.0	0.8	0.7	1.1	0.5	1.1	1.6	1.3	1.0	1.6
Sm (3.3)	0.5	1.0	0.6	0.8	0.7	1.1	0.4	0.7	1.3	1.3	0.9	1.5
Ti (8992)	0.4	1.0	1.2	0.8	0.7	1.3	0.3	0.8	1.6	1.4	1.1	0.8
Y (30)	0.4	0.9	1.4	0.8	0.8	1.2	0.4	0.7	1.6	1.3	1.1	0.6
Yb (3.4)	0.4	0.9	1.1	0.6	0.7	1.2	0.4	0.7	1.6	1.3	1.1	
Probe-Nummer	48	57	60	61	63	64	65	79	80	82	129	
Sr (120)	1.0	1.9	0.7	1.4	0.6	2.0	2.9	12	0.8	0.9	1.3	
K (1245)	13	5.1	34	6.2	0.5	8.3	4.6	3.7	3.0	0.6	0.7	
Rb (2)	20	25	83	20	<2.5	42	22	10	12	<2.5	<2.5	
Ba (20)	4.0	7.4	37	7.5	2.3	4.0	4.0	60	2.6	1.7	3.5	
Th (0.2)	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	
Nb (3.5)	11	1.2	2.3	11	1.2	1.4	1.1	3.7	1.2	1.4	1.4	
Ce (10)	4.2	1.1	5.3	6.3	1.4	0.6	0.7	11	0.8	1.8	1.0	
P (524)	3.0	0.3	1.4	3.4	1.1	0.2	0.4	1.7	0.6	1.1	0.7	
Zr (90)	2.9	0.4	1.4	2.6	1.1	0.3	0.3	2.9	0.4	1.4	1.2	
Sm (3.3)	1.4	0.5	1.3	2.0	0.9	0.3	0.4	1.9	0.5	1.3	1.1	
Ti (8992)	1.3	0.3	1.1	1.6	1.0	0.3	0.3	0.6	0.4	1.4	0.8	
Y (30)	1.2	0.4	1.1	1.4	1.2	0.3	0.3	1.4	0.5	1.3	1.0	
Yb (3.4)	1.0	0.3	0.8	1.1	1.1	0.3	0.2	1.3	0.5	1.2	0.9	

Tab. 11: Mikrosondenanalysen von Granat (10.1 und 10.2: Voigtsdorf/mittleres Erzgebirgskristallin)

	10.1-17 Grt1 R P2	10.1-17 Grt1 R P4	10.1-17 Grt1 C P5	10.1-17 Grt1 C P6	10.1-12 Grt1 R.Om1 P1	10.1-12 Grt1 R.Om1 P2	10.1-11 Grt1 R.Om P1	10.1-1 Grt R.Om2 P2	10.1-5 Grt1 R.Qtz P1	10.1-5 Grt1 C P2	10.1-5 Grt2 R.Om1 P1	10.2-1 Grt1 R.Phe1 P1	10.2-1 Grt1 R.Phe1 P2	10.2-1 Grt1 R.Phe1 P3	10.2-1 Grt1 C P4
SiO2	38.10	38.41	38.53	38.55	38.85	38.92	39.32	39.07	38.20	39.12	38.66	38.97	38.99	38.83	39.40
TiO2	0.11	0.12	0.06	0.02	0.07	0.06	0.10	0.10	0.10	0.02	0.05	0.10	0.12	0.16	0.16
Al2O3	22.42	22.23	22.45	22.40	22.31	22.40	22.08	22.18	22.42	22.48	22.26	22.30	22.08	21.93	22.22
Cr2O3	0.00	0.02	0.07	0.00	0.05	0.00	0.07	0.00	0.08	0.12	0.01	0.02	0.01	0.05	0.04
Fe2O3	1.21	1.51	1.12	1.10	0.96	0.97	0.99	0.75	0.74	0.39	0.80	0.71	1.30	0.73	0.87
MgO	8.21	8.48	8.54	8.46	8.50	8.28	8.14	8.27	8.26	8.30	8.32	8.40	8.27	7.87	8.89
CaO	11.54	12.53	12.50	12.81	11.95	12.28	12.13	12.43	12.19	11.96	11.28	13.06	13.05	13.03	12.97
MnO	0.44	0.35	0.32	0.25	0.31	0.32	0.38	0.29	0.29	0.33	0.43	0.25	0.36	0.36	0.38
FeO	17.12	15.61	15.74	15.48	16.49	16.66	16.97	16.16	16.07	16.98	17.27	15.30	15.55	15.85	14.82
Summe	99.15	99.24	99.34	99.06	99.48	99.90	100.16	99.26	98.35	99.69	99.09	99.11	99.74	98.82	99.74
Strukturformel bezogen auf 24 O															
Si	5.837	5.855	5.862	5.876	5.905	5.899	5.948	5.944	5.871	5.933	5.911	5.925	5.912	5.943	5.939
Al	0.163	0.145	0.138	0.124	0.095	0.101	0.052	0.056	0.129	0.067	0.089	0.075	0.088	0.057	0.061
Z:	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Ti	0.013	0.013	0.007	0.003	0.008	0.007	0.011	0.011	0.011	0.002	0.006	0.012	0.014	0.018	0.019
Al	3.885	3.850	3.888	3.899	3.901	3.901	3.885	3.921	3.931	3.951	3.923	3.920	3.857	3.899	3.887
Cr	0.000	0.002	0.009	0.000	0.006	0.000	0.008	0.000	0.009	0.014	0.001	0.003	0.001	0.006	0.005
Fe3+	0.140	0.173	0.128	0.126	0.110	0.111	0.113	0.086	0.086	0.044	0.092	0.081	0.148	0.085	0.098
Y:	4.038	4.038	4.031	4.028	4.025	4.019	4.017	4.017	4.037	4.011	4.022	4.015	4.021	4.008	4.009
Mg	1.874	1.927	1.936	1.921	1.925	1.871	1.834	1.876	1.892	1.875	1.897	1.904	1.868	1.796	1.997
Ca	1.893	2.047	2.038	2.093	1.946	1.995	1.965	2.027	2.008	1.944	1.848	2.128	2.120	2.136	2.095
Mn	0.058	0.045	0.042	0.032	0.040	0.040	0.049	0.037	0.038	0.042	0.056	0.032	0.046	0.047	0.049
Fe2+	2.193	1.990	2.003	1.974	2.096	2.112	2.147	2.057	2.065	2.154	2.208	1.945	1.972	2.029	1.868
X:	6.018	6.008	6.019	6.019	6.006	6.018	5.996	5.996	6.003	6.015	6.009	6.009	6.006	6.008	6.009
Summe	16.056	16.047	16.050	16.047	16.031	16.037	16.012	16.014	16.040	16.027	16.031	16.024	16.027	16.016	16.017
Endglieder															
Uva	0.0	0.1	0.2	0.0	0.2	0.0	0.2	0.0	0.2	0.3	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1
And	3.8	4.7	3.3	3.2	2.9	2.9	3.1	2.4	2.4	1.1	2.4	2.3	4.1	2.6	2.9
Grs	27.7	29.4	30.4	31.6	29.4	30.2	29.6	31.4	30.9	31.1	28.3	33.1	31.2	32.9	31.9
Alm	36.4	33.1	33.2	32.8	34.8	35.1	35.7	34.3	34.3	35.7	36.7	32.3	32.8	33.7	31.0
Spe	1.0	0.7	0.7	0.5	0.7	0.7	0.8	0.6	0.6	0.7	0.9	0.5	0.8	0.8	0.8
Pyr	31.1	32.1	32.1	31.9	32.0	31.1	30.5	31.3	31.4	31.1	31.6	31.7	31.1	29.8	33.2

Fortsetzung Tab. 11 (St11: Eppendorf, 75: Ansprung/mittleres Erzgebirgskristallin)

	St11-9 Grt4 R.Om P1	St11-9 Grt3 R.Om P2	St11-9 Grt1 R.Om P1	St11-7 Grt1 R.Om P1	St11-7 Grt2 R.Om P1	St11-7 Grt3 R.Om P1	St11-6 Grt R.Phe1 P1	St11-6 Grt R.Om P1	St11-3 Grt R.Am P1	St11-2 Grt R.Inc1 P1	St11-2 Grt R.Inc2 P2	St11-2 Grt R.Om P3	75-1 Grt R.Om P1	75-1 Grt R.Om P3	75-1 Grt C P5
SiO2	38.07	39.02	38.99	38.77	38.41	38.50	38.66	37.96	38.38	38.49	38.46	38.45	40.30	39.58	39.20
TiO2	0.12	0.16	0.02	0.11	0.15	0.08	0.08	0.08	0.11	0.09	0.12	0.14	0.05	0.00	0.00
Al2O3	22.25	22.26	22.67	22.28	22.14	22.25	22.23	22.07	22.11	22.28	22.13	22.20	22.67	22.78	23.03
Cr2O3	0.03	0.00	0.08	0.00	0.04	0.11	0.01	0.01	0.01	0.09	0.12	0.00	0.22	0.14	0.03
Fe2O3	0.86	0.93	0.43	0.74	0.50	1.06	1.02	1.56	0.49	0.83	1.35	1.13	0.60	1.12	0.73
MgO	6.44	6.41	6.25	6.24	6.46	6.69	6.80	6.54	6.75	6.28	6.52	6.43	11.38	10.85	11.07
CaO	13.50	14.72	15.12	14.51	14.89	14.58	14.51	13.74	13.52	14.77	13.59	14.07	11.19	11.94	11.12
MnO	0.43	0.36	0.48	0.42	0.34	0.50	0.29	0.50	0.43	0.42	0.51	0.34	0.22	0.12	0.21
FeO	17.31	16.68	16.32	16.86	15.62	15.84	16.01	16.80	16.67	16.33	17.45	17.07	13.65	13.42	13.64
Summe	99.00	100.53	100.36	99.93	98.57	99.63	99.59	99.25	98.47	99.58	100.25	99.83	100.27	99.95	99.03
Strukturformel bezogen auf 24 O															
Si	5.873	5.917	5.914	5.918	5.919	5.883	5.902	5.848	5.926	5.894	5.872	5.883	5.962	5.895	5.881
Al	0.127	0.083	0.086	0.082	0.081	0.117	0.098	0.152	0.074	0.106	0.128	0.117	0.038	0.105	0.119
Z:	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Ti	0.014	0.018	0.002	0.012	0.018	0.009	0.009	0.010	0.012	0.010	0.013	0.016	0.005	0.000	0.000
Al	3.920	3.896	3.967	3.926	3.940	3.891	3.903	3.855	3.950	3.914	3.854	3.886	3.915	3.892	3.953
Cr	0.003	0.000	0.009	0.000	0.005	0.014	0.001	0.001	0.001	0.011	0.014	0.000	0.025	0.017	0.004
Fe3+	0.100	0.107	0.049	0.085	0.058	0.122	0.117	0.181	0.057	0.096	0.155	0.130	0.067	0.126	0.082
Y:	4.037	4.020	4.027	4.023	4.021	4.036	4.029	4.046	4.021	4.031	4.037	4.032	4.012	4.035	4.039
Mg	1.481	1.448	1.413	1.419	1.484	1.524	1.547	1.503	1.554	1.433	1.484	1.466	2.510	2.409	2.475
Ca	2.231	2.392	2.457	2.374	2.458	2.387	2.373	2.268	2.237	2.423	2.223	2.307	1.773	1.905	1.788
Mn	0.056	0.046	0.061	0.055	0.045	0.065	0.037	0.066	0.056	0.054	0.066	0.044	0.027	0.015	0.026
Fe2+	2.234	2.115	2.070	2.153	2.013	2.024	2.044	2.164	2.152	2.091	2.228	2.185	1.689	1.671	1.711
X:	6.001	6.001	6.001	6.000	6.000	6.000	6.000	6.001	6.000	6.001	6.002	6.002	5.999	6.001	6.000
Summe	16.038	16.022	16.028	16.023	16.021	16.036	16.030	16.048	16.021	16.032	16.039	16.034	16.011	16.035	16.040
Endglieder															
Uva	0.1	0.0	0.2	0.0	0.1	0.3	0.0	0.0	0.0	0.3	0.4	0.0	0.6	0.4	0.1
And	2.8	3.1	1.3	2.4	1.9	3.3	3.1	4.8	1.7	2.6	4.2	3.6	1.8	3.1	2.1
Grs	34.3	36.7	39.6	37.1	39.0	36.4	36.4	33.0	35.5	37.6	32.7	34.8	27.6	28.5	27.7
Alm	37.2	35.2	34.4	35.9	33.5	33.6	34.1	36.1	35.9	34.8	37.9	36.4	28.0	27.7	28.5
Spe	0.9	0.8	1.0	0.9	0.8	1.1	0.6	1.1	0.9	0.9	1.1	0.7	0.4	0.2	0.4
Pyr	24.6	24.1	23.5	23.6	24.7	25.3	25.8	25.0	25.9	23.8	24.6	24.4	41.6	40.0	41.2

Fortsetzung Tab. 11: (75: Ansprung/mittleres Erzgebirgskristallin)

	75-2 Grt1 R.Om1 P1	75-2 Grt1 R.Phe1 P1	75-2 Grt2 R.Am P1	75-2 Grt3 R.Phe3 P1	75-9 Grt C P1	75-9 Grt R.Inc3 P3	75-8 Grt R.Om1 P1	75-8 Grt R.Om2 P2	75-7 Grt1 R.Phl P1	75-7 Grt1 R.Phl P2	75-5 Grt1 R.Phl P1	75-5 Grt1 R.Phe1 P2	75-5 Grt2 R.Phe2 P1	75-6 Grt1 R.Om P2	75-6 Grt2 R.Om.Inc P1
SiO2	39.50	38.81	39.64	39.93	39.96	40.21	39.53	40.30	39.20	39.61	39.26	39.73	39.57	39.44	39.10
TiO2	0.07	0.02	0.03	0.01	0.04	0.18	0.03	0.02	0.09	0.06	0.07	0.02	0.02	0.04	0.00
Al2O3	23.22	22.63	22.69	23.17	22.22	22.64	22.87	22.73	22.55	22.75	22.62	22.17	22.49	22.83	22.81
Cr2O3	0.03	0.14	0.04	0.06	0.06	0.09	0.10	0.18	0.00	0.09	0.01	0.00	0.02	0.09	0.06
Fe2O3	0.72	1.02	0.46	0.98	0.69	0.74	0.72	0.27	0.95	0.43	0.69	0.38	0.76	0.92	1.38
MgO	11.54	10.23	11.18	10.52	11.39	11.57	11.19	11.44	11.02	10.94	10.86	10.57	10.48	11.33	11.80
CaO	9.51	10.49	9.49	13.08	10.66	10.67	11.45	10.46	10.26	11.86	10.18	9.67	10.88	10.35	10.56
MnO	0.27	0.24	0.29	0.26	0.36	0.34	0.27	0.36	0.42	0.20	0.26	0.37	0.20	0.31	0.12
FeO	15.20	15.52	15.46	12.85	13.52	13.87	13.14	14.19	14.41	12.97	14.94	15.84	14.96	14.26	13.20
Summe	100.08	99.09	99.28	100.85	98.91	100.32	99.29	99.95	98.90	98.91	98.88	98.75	99.38	99.58	99.03
Strukturformel bezogen auf 24 O															
Si	5.876	5.871	5.946	5.891	5.989	5.949	5.907	5.979	5.906	5.936	5.918	6.006	5.944	5.893	5.857
Al	0.124	0.129	0.054	0.109	0.011	0.051	0.093	0.021	0.094	0.064	0.082	0.000	0.056	0.107	0.143
Z:	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.006	6.000	6.000	6.000
Ti	0.008	0.002	0.004	0.001	0.005	0.020	0.003	0.002	0.010	0.006	0.008	0.002	0.003	0.005	0.000
Al	3.947	3.906	3.957	3.919	3.914	3.896	3.934	3.954	3.909	3.954	3.938	3.949	3.925	3.914	3.885
Cr	0.003	0.016	0.005	0.007	0.007	0.010	0.012	0.021	0.000	0.010	0.001	0.000	0.003	0.011	0.007
Fe3+	0.081	0.116	0.052	0.108	0.078	0.083	0.081	0.030	0.108	0.049	0.078	0.043	0.086	0.104	0.156
Y:	4.038	4.042	4.017	4.035	4.004	4.010	4.030	4.007	4.027	4.019	4.025	3.994	4.017	4.033	4.048
Mg	2.559	2.306	2.500	2.315	2.545	2.551	2.493	2.529	2.476	2.444	2.440	2.381	2.346	2.523	2.636
Ca	1.516	1.700	1.525	2.068	1.711	1.691	1.832	1.663	1.656	1.905	1.644	1.565	1.751	1.657	1.695
Mn	0.034	0.031	0.036	0.032	0.046	0.043	0.034	0.046	0.054	0.025	0.033	0.047	0.026	0.039	0.015
Fe2+	1.891	1.964	1.939	1.586	1.694	1.717	1.641	1.760	1.816	1.626	1.883	2.003	1.879	1.782	1.654
X:	6.001	6.001	6.000	6.001	5.997	6.001	6.000	5.999	6.001	6.000	6.000	5.996	6.001	6.001	6.000
Summe	16.039	16.042	16.017	16.037	16.001	16.010	16.030	16.006	16.028	16.019	16.025	15.996	16.018	16.034	16.048
Endglieder															
Uva	0.1	0.4	0.1	0.2	0.2	0.2	0.3	0.5	0.0	0.3	0.0	0.0	0.1	0.3	0.2
And	2.2	3.0	1.4	2.7	2.1	2.6	2.1	0.8	2.9	1.4	2.2	1.1	2.2	2.7	3.9
Grs	23.0	25.2	24.0	31.7	26.4	25.5	28.3	26.8	24.6	30.3	25.2	25.0	26.9	24.8	24.3
Alm	31.5	32.6	32.3	26.4	28.2	28.5	27.3	29.2	30.3	27.0	31.4	33.4	31.3	29.6	27.5
Spe	0.6	0.5	0.6	0.5	0.8	0.7	0.6	0.8	0.9	0.4	0.6	0.8	0.4	0.6	0.2
Pyr	42.6	38.3	41.6	38.5	42.4	42.4	41.4	41.9	41.2	40.6	40.7	39.7	39.1	41.9	43.8

Fortsetzung Tab. 11: (46 und 47.1: Forchheim/mittleres Erzgebirgskristallin)

	46-9 Grt R.Bt P1	46-9 Grt R.Bt P2	46-9 Grt C P3	46-9 Grt R.Bt P4	46-10 Grt R.Bt P1	46-12 Grt1 R.Bt P1	46-12 Grt1 C P2	46-12 Grt2 R.Bt P1	46-15 Grt2 R.Om1 P1	46-15 Grt2 R.Sym1 P2	46-15 Grt1 R.Sym P1	46-1 Grt1 R.Rt P1	46-6 Grt R.Om P1	47.1-19 Grt1 C P2 B.L	47.1-19 Grt1 C P3 B.L
SiO2	38.07	38.07	38.43	38.50	39.01	38.72	39.08	38.47	38.95	38.48	38.90	38.98	38.22	37.98	38.22
TiO2	0.16	0.16	0.12	0.15	0.25	0.15	0.20	0.11	0.14	0.10	0.10	0.31	0.15	0.28	0.16
Al2O3	21.37	21.36	21.70	21.40	21.65	21.53	21.76	21.58	21.80	21.58	22.19	21.97	21.85	21.70	21.52
Cr2O3	0.00	0.10	0.01	0.08	0.01	0.00	0.06	0.11	0.02	0.00	0.01	0.06	0.00	0.03	0.00
Fe2O3	0.77	0.76	1.26	0.53	0.50	1.49	0.46	1.55	0.26	0.78	0.25	0.25	0.25	1.02	1.01
MgO	6.07	6.38	7.23	6.02	6.79	7.57	7.60	7.15	6.79	6.60	7.07	7.29	6.62	6.91	7.11
CaO	9.29	9.45	9.10	9.15	9.55	9.16	9.90	9.00	8.43	8.77	9.01	8.62	9.40	8.99	8.76
MnO	0.59	0.55	0.43	0.55	0.39	0.50	0.37	0.48	0.48	0.61	0.54	0.32	0.51	0.37	0.42
FeO	22.48	22.02	21.55	23.19	21.94	21.04	20.13	21.85	23.36	22.68	22.24	22.43	21.94	21.96	21.88
Summe	98.81	98.84	99.82	99.57	100.09	100.17	99.57	100.31	100.23	99.61	100.30	100.24	98.94	99.25	99.09
Strukturformel bezogen auf 24 O															
Si	5.959	5.948	5.922	5.985	5.991	5.937	5.989	5.914	5.990	5.963	5.958	5.968	5.945	5.898	5.936
Al	0.041	0.052	0.078	0.015	0.009	0.063	0.011	0.086	0.010	0.037	0.042	0.032	0.055	0.102	0.064
Z:	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Ti	0.019	0.019	0.014	0.017	0.029	0.018	0.023	0.013	0.016	0.012	0.011	0.036	0.018	0.033	0.019
Al	3.900	3.881	3.863	3.906	3.910	3.827	3.920	3.823	3.941	3.905	3.963	3.931	3.951	3.870	3.877
Cr	0.000	0.013	0.001	0.010	0.001	0.000	0.007	0.014	0.002	0.000	0.001	0.008	0.000	0.003	0.000
Fe3+	0.091	0.089	0.146	0.062	0.057	0.172	0.053	0.179	0.030	0.091	0.029	0.029	0.029	0.119	0.118
Y:	4.011	4.001	4.024	3.995	3.998	4.016	4.002	4.029	3.989	4.008	4.003	4.005	3.998	4.026	4.014
Mg	1.417	1.485	1.660	1.395	1.554	1.730	1.737	1.638	1.557	1.524	1.614	1.663	1.535	1.600	1.645
Ca	1.557	1.581	1.503	1.524	1.572	1.505	1.626	1.483	1.389	1.456	1.478	1.414	1.566	1.496	1.459
Mn	0.078	0.072	0.056	0.072	0.051	0.065	0.048	0.063	0.063	0.081	0.070	0.042	0.068	0.049	0.055
Fe2+	2.943	2.876	2.777	3.015	2.818	2.698	2.580	2.809	3.004	2.940	2.849	2.872	2.854	2.851	2.843
X:	5.995	6.015	5.997	6.007	5.994	5.998	5.991	5.993	6.013	6.000	6.011	5.991	6.022	5.996	6.001
Summe	16.01	16.016	16.020	16.002	15.991	16.015	15.993	16.022	16.002	16.008	16.014	15.996	16.020	16.022	16.015
Endglieder															
Uva	0.0	0.3	0.0	0.2	0.0	0.0	0.2	0.3	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.1	0.0
And	2.8	2.7	4.0	2.0	2.2	4.7	1.9	4.8	1.2	2.6	1.0	1.6	1.2	3.8	3.4
Grs	23.2	23.5	21.1	23.4	24.1	20.3	25.2	19.9	21.9	21.7	23.6	21.9	24.8	21.1	20.9
Alm	49.1	47.7	46.3	50.1	47.0	45.0	43.0	46.7	49.9	49.0	47.4	47.9	47.4	47.5	47.4
Spe	1.3	1.2	0.9	1.2	0.9	1.1	0.8	1.0	1.0	1.3	1.2	0.7	1.1	0.8	0.9
Pyr	23.6	24.6	27.7	23.2	25.9	28.8	28.9	27.2	25.9	25.4	26.8	27.7	25.5	26.7	27.4

Fortsetzung Tab. 11: (47.1: Forchheim/mittleres Erzgebirgskristallin)

	47.1-19 Grt1 R P4 B.L	47.1-19 Grt1 R P5 B.L	47.1-19 Grt1 R P7 B.L	47.1-19 Grt2 C P1 B.L	47.1-19 Grt4 C P1 B.L	47.1-19 Grt4 R P2 B.L	47.1-5 Grt1 C P1 L.L	47.1-5 Grt1 R P2 L.L	47.1-5 Grt1 C P3 L.L	47.1-17 Grt1 C P1 L.L	47.1-17 Grt1 R P2 L.L	47.1-17 Grt1 R.Bt P3 L.L	47.1-18 Grt1 R.Bt P1 L.L	47.1-18 Grt1 R.Bt P2 L.L
SiO2	38.59	37.95	38.28	38.91	38.42	37.04	37.80	38.32	38.04	37.80	38.38	38.21	37.93	37.62
TiO2	0.09	0.04	0.17	0.03	0.03	0.11	0.06	0.10	0.08	0.07	0.12	0.15	0.10	0.12
Al2O3	21.73	21.46	21.64	21.99	21.73	21.40	21.94	21.98	21.80	21.54	21.62	21.81	21.54	21.83
Cr2O3	0.08	0.03	0.05	0.05	0.00	0.04	0.03	0.07	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00
Fe2O3	0.00	1.32	0.51	0.25	1.06	1.36	0.27	0.00	0.00	0.86	0.00	0.00	0.52	0.27
MgO	6.90	6.35	6.92	6.75	6.42	6.22	6.26	5.60	5.91	5.53	6.15	6.28	5.82	5.48
CaO	7.42	9.07	8.25	8.92	9.04	8.36	7.85	8.43	7.44	8.05	8.46	9.13	9.29	8.70
MnO	0.51	0.53	0.53	0.37	0.43	0.48	0.39	0.40	0.31	0.57	0.38	0.34	0.35	0.47
FeO	23.82	22.53	22.60	22.64	22.92	23.24	24.14	24.76	24.56	25.01	23.19	22.87	23.10	24.30
Summe	99.14	99.27	98.96	99.92	100.04	98.24	98.73	99.65	98.14	99.42	98.30	98.84	98.67	98.81
Strukturformel bezogen auf 24 O														
Si	5.998	5.919	5.957	5.988	5.938	5.859	5.927	5.966	5.994	5.929	6.016	5.962	5.953	5.919
Al	0.002	0.081	0.043	0.012	0.062	0.141	0.073	0.034	0.006	0.071	0.000	0.038	0.047	0.081
Z:	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.016	6.000	6.000	6.000
Ti	0.010	0.004	0.020	0.003	0.003	0.013	0.007	0.012	0.010	0.008	0.014	0.018	0.011	0.015
Al	3.979	3.863	3.926	3.976	3.896	3.848	3.981	4.000	4.041	3.911	3.994	3.974	3.937	3.967
Cr	0.010	0.004	0.007	0.006	0.000	0.005	0.003	0.008	0.000	0.000	0.000	0.005	0.001	0.000
Fe3+	0.000	0.155	0.060	0.029	0.123	0.162	0.032	0.000	0.000	0.101	0.000	0.000	0.062	0.032
Y:	3.999	4.026	4.012	4.015	4.022	4.028	4.023	4.020	4.051	4.020	4.008	3.996	4.010	4.014
Mg	1.599	1.476	1.606	1.549	1.479	1.468	1.463	1.298	1.388	1.293	1.436	1.461	1.362	1.286
Ca	1.235	1.516	1.376	1.472	1.498	1.417	1.318	1.406	1.256	1.352	1.421	1.526	1.562	1.467
Mn	0.067	0.069	0.070	0.048	0.057	0.064	0.052	0.053	0.042	0.076	0.050	0.045	0.047	0.063
Fe2+	3.096	2.938	2.941	2.913	2.963	3.074	3.166	3.223	3.236	3.281	3.039	2.985	3.031	3.197
X:	5.998	5.999	5.994	5.982	5.996	6.023	5.998	5.981	5.922	6.001	5.947	6.016	6.003	6.012
Summe	15.997	16.025	16.006	15.997	16.018	16.050	16.021	16.001	15.973	16.022	15.972	16.012	16.013	16.026
Endglieder														
Uva	0.3	0.1	0.2	0.1	0.0	0.1	0.1	0.2	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0
And	0.2	4.0	2.0	0.8	3.2	4.3	1.0	0.3	0.3	2.7	0.4	0.4	1.8	1.2
Grs	20.3	21.3	20.9	23.8	21.8	19.1	21.0	23.2	21.0	19.8	23.5	24.9	24.2	23.2
Alm	51.5	48.9	49.0	48.6	49.4	51.0	52.7	53.8	54.6	54.7	51.1	49.5	50.5	53.2
Spe	1.1	1.2	1.2	0.8	0.9	1.1	0.9	0.9	0.7	1.3	0.8	0.7	0.8	1.0
Pyr	26.6	24.6	26.7	25.9	24.7	24.3	24.4	21.7	23.4	21.5	24.1	24.2	22.7	21.4

Fortsetzung Tab. 11: (32: Lippmanns Steinbruch bei Ansprung/mittleres Erzgebirgskristallin; 15: Mildenau/westliches Erzgebirgskristallin)

	32-8 Grt R.Opx P1	32-8 Grt R.Opx P2	32-2 Grt R.Opx P1	32-2 Grt C P2	32-2 Grt C P3	32-2 Grt C P4	32-2 Grt R P5	32-2 Grt R P6	15-1 Grt1 R P1	15-1 Grt1 C P2	15-1 Grt1 C P3	15-1 Grt1 R P4	15-1 Grt2 R.Am1 P1	15-1 Grt3 R.Am1 P1	15-2 Grt1 R.Om2 P1
SiO2	40.97	41.23	41.43	41.62	41.99	41.38	41.27	41.45	40.36	39.44	39.63	39.90	39.41	39.70	39.71
TiO2	0.26	0.42	0.38	0.52	0.54	0.44	0.46	0.25	0.03	0.07	0.02	0.00	0.02	0.01	0.05
Al2O3	23.44	23.12	23.31	23.12	23.06	23.19	22.92	23.41	23.11	22.76	23.00	23.19	22.80	22.77	22.93
Cr2O3	0.14	0.09	0.07	0.10	0.09	0.05	0.07	0.10	0.08	0.11	0.02	0.00	0.15	0.11	0.09
Fe2O3	1.21	1.62	1.09	1.72	0.87	1.62	1.34	1.31	0.18	0.68	1.04	0.08	0.54	0.64	1.09
MgO	19.41	20.22	19.66	20.61	20.41	20.78	19.61	19.95	13.20	11.29	11.47	12.67	10.96	11.79	12.62
CaO	4.02	3.79	3.81	3.77	3.71	3.82	3.77	3.82	6.66	8.16	8.72	6.51	9.09	7.24	7.21
MnO	0.40	0.36	0.43	0.32	0.31	0.25	0.41	0.38	0.30	0.33	0.27	0.32	0.30	0.33	0.38
FeO	9.81	8.97	9.96	8.78	9.05	8.24	9.74	9.52	16.22	16.98	16.42	16.94	16.34	17.41	16.27
Summe	99.67	99.82	100.13	100.56	100.03	99.77	99.60	100.19	100.13	99.83	100.58	99.61	99.61	100.00	100.35
Strukturformel bezogen auf 24 O															
Si	5.885	5.893	5.918	5.899	5.968	5.895	5.927	5.909	5.959	5.909	5.888	5.941	5.914	5.929	5.888
Al	0.115	0.107	0.082	0.101	0.032	0.105	0.073	0.091	0.041	0.091	0.112	0.059	0.086	0.071	0.112
Z:	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Ti	0.029	0.045	0.041	0.055	0.058	0.047	0.050	0.027	0.003	0.008	0.002	0.000	0.002	0.001	0.005
Al	3.853	3.788	3.841	3.762	3.830	3.789	3.806	3.841	3.981	3.928	3.916	4.011	3.946	3.936	3.897
Cr	0.016	0.010	0.008	0.011	0.010	0.006	0.008	0.012	0.009	0.014	0.003	0.000	0.018	0.013	0.010
Fe3+	0.131	0.174	0.118	0.184	0.093	0.173	0.145	0.140	0.020	0.077	0.116	0.008	0.061	0.072	0.122
Y:	4.028	4.018	4.008	4.011	3.992	4.015	4.009	4.019	4.013	4.027	4.037	4.019	4.027	4.022	4.034
Mg	4.155	4.308	4.185	4.354	4.323	4.412	4.198	4.239	2.906	2.521	2.539	2.812	2.451	2.626	2.790
Ca	0.618	0.580	0.583	0.573	0.565	0.583	0.580	0.583	1.054	1.310	1.387	1.039	1.462	1.159	1.146
Mn	0.048	0.044	0.052	0.038	0.037	0.030	0.050	0.046	0.037	0.042	0.033	0.040	0.038	0.042	0.048
Fe2+	1.179	1.072	1.189	1.041	1.075	0.982	1.170	1.135	2.003	2.128	2.040	2.110	2.050	2.174	2.018
X:	6.001	6.004	6.009	6.006	6.000	6.006	5.998	6.003	6.000	6.001	6.000	6.001	6.001	6.001	6.002
Summe	16.029	16.022	16.017	16.017	15.991	16.021	16.007	16.023	16.013	16.028	16.036	16.020	16.028	16.024	16.036
Endglieder															
Uva	0.4	0.3	0.2	0.3	0.3	0.1	0.2	0.3	0.2	0.3	0.1	0.0	0.5	0.3	0.3
And	4.0	5.5	3.9	6.0	3.8	5.5	4.9	4.2	0.6	2.1	3.0	0.2	1.6	1.8	3.2
Grs	6.3	4.2	5.7	3.6	5.6	4.2	4.8	5.5	16.9	19.6	20.1	17.1	22.7	17.4	15.9
Alm	19.6	17.8	19.8	17.3	17.9	16.3	19.5	18.8	33.3	35.3	34.0	35.2	34.0	36.1	33.5
Spe	0.8	0.7	0.9	0.6	0.6	0.5	0.8	0.8	0.6	0.7	0.6	0.7	0.6	0.7	0.8
Pyr	69.0	71.6	69.5	72.3	71.9	73.3	69.9	70.4	48.3	41.9	42.3	46.9	40.7	43.6	46.4

Fortsetzung Tab. 11: (15: Mildenau, 105: Schmalzgrube/westliches Erzgebirgskristallin)

	15-2 Grt2 R.Om3 P1	15-3 Grt1 R.Am1 P1	15-3 Grt2 R.Om2 P1	105-5 Grt2 Inc.Phe C P1	105-5 Grt2 Inc.Phe R P2	105-6 Grt1 R P2	105-6 Grt C P3	105-7 Grt1 R.Om1 P1	105-7 Grt1 C P3	105-4 Grt1 R.Om1 P1	105-4 Grt1 C P2	105-8 Grt1 Inc.Om1 C P1	105-4 Grt1 Inc.Om1 R P2	105-4 Grt1 R.Phe1 P1	105-1 Grt1 R.Om1 P1
SiO2	39.24	39.58	39.37	38.20	38.44	38.95	38.86	38.91	38.91	39.85	38.78	39.35	38.74	39.27	39.10
TiO2	0.09	0.02	0.06	0.02	0.04	0.01	0.04	0.03	0.04	0.00	0.52	0.19	0.16	0.01	0.08
Al2O3	23.08	23.25	23.10	22.63	22.39	22.56	22.60	22.71	22.35	22.71	21.90	22.45	22.22	22.88	22.53
Cr2O3	0.07	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.12	0.05	0.16	0.02	0.01
Fe2O3	1.11	0.87	0.56	0.67	0.97	0.91	0.88	0.92	0.92	0.48	0.00	0.12	0.79	0.38	0.22
MgO	13.00	12.84	12.04	9.77	9.80	12.40	10.25	12.38	9.24	12.11	9.40	10.61	9.44	12.29	8.75
CaO	6.62	6.99	7.32	9.06	8.83	5.56	8.92	5.86	9.84	5.94	8.15	7.46	10.24	5.99	9.06
MnO	0.28	0.26	0.32	0.51	0.40	0.34	0.47	0.37	0.64	0.37	0.66	0.35	0.45	0.33	0.49
FeO	16.22	16.27	16.79	17.20	17.69	17.82	17.14	17.50	17.50	18.45	18.67	18.58	16.67	17.70	19.49
Summe	99.69	100.12	99.59	98.07	98.55	98.54	99.17	98.70	99.47	99.93	98.19	99.16	98.87	98.87	99.72
Strukturformel bezogen auf 24 O															
Si	5.849	5.872	5.890	5.866	5.883	5.899	5.892	5.882	5.911	5.957	5.962	5.958	5.905	5.917	5.945
Al	0.151	0.128	0.110	0.134	0.117	0.101	0.108	0.118	0.089	0.043	0.038	0.042	0.095	0.083	0.055
Z:	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Ti	0.010	0.002	0.007	0.003	0.004	0.001	0.005	0.004	0.005	0.000	0.060	0.022	0.018	0.001	0.009
Al	3.904	3.937	3.963	3.962	3.922	3.927	3.930	3.929	3.914	3.956	3.931	3.965	3.897	3.980	3.982
Cr	0.008	0.004	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.004	0.003	0.014	0.006	0.019	0.002	0.001
Fe3+	0.124	0.097	0.063	0.078	0.112	0.104	0.100	0.104	0.105	0.054	0.000	0.014	0.091	0.043	0.025
Y:	4.046	4.041	4.034	4.042	4.038	4.032	4.035	4.038	4.027	4.013	4.004	4.007	4.025	4.027	4.016
Mg	2.888	2.839	2.684	2.235	2.235	2.799	2.317	2.789	2.092	2.698	2.153	2.394	2.145	2.761	1.983
Ca	1.057	1.110	1.174	1.491	1.448	0.902	1.448	0.950	1.602	0.951	1.343	1.210	1.673	0.967	1.477
Mn	0.035	0.033	0.041	0.067	0.052	0.044	0.061	0.048	0.083	0.046	0.086	0.045	0.058	0.042	0.063
Fe2+	2.022	2.019	2.101	2.209	2.265	2.257	2.173	2.213	2.223	2.306	2.401	2.352	2.126	2.231	2.478
X:	6.001	6.001	6.000	6.002	6.000	6.002	6.000	6.000	6.001	6.001	5.983	6.000	6.001	6.001	6.000
Summe	16.047	16.042	16.034	16.044	16.037	16.034	16.034	16.038	16.028	16.015	15.987	16.007	16.026	16.027	16.016
Endglieder															
Uva	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.4	0.1	0.5	0.0	0.0
And	3.4	2.5	1.7	2.0	2.9	2.6	2.6	2.7	2.7	1.4	1.5	0.9	2.7	1.1	0.8
Grs	14.2	16.0	17.8	22.8	21.2	12.4	21.5	13.1	23.9	14.5	20.9	19.2	25.0	15.0	23.8
Alm	33.6	33.6	35.0	36.8	37.7	37.6	36.2	36.9	37.0	38.4	40.0	39.1	35.3	37.2	41.3
Spe	0.6	0.5	0.7	1.1	0.9	0.7	1.0	0.8	1.4	0.8	1.4	0.7	1.0	0.7	1.0
Pyr	48.0	47.3	44.7	37.2	37.2	46.6	38.6	46.5	34.8	44.9	35.9	39.8	35.6	46.0	33.0

Fortsetzung Tab. 11: (105: Schmalzgrube, 38: Wolkenstein, E40: Großrückerswalde/westliches Erzgebirgskristallin)

	105-1 Grt1 C P2	105-2 Grt1 R P1	38-17 Grt R.Om P1	38-16 Grt C P1	38-16 Grt R.Om P2	38-16 Grt C P3	38-15 Grt C P1	38-15 Grt R P2	38-14 Grt R.Am P1	38-12 Grt2 C P1	E40-1 Grt R.Om1 P1	E40-1 Grt C P2	E40-1 Grt R.Om2 P3	E40-1 Grt R.Inc1 P4	E40-1 Grt R.Inc1/2 P5
SiO2	39.08	39.69	39.43	39.62	40.04	40.68	40.39	39.51	38.42	38.01	38.45	37.66	38.07	38.25	37.48
TiO2	0.14	0.02	0.10	0.07	0.01	0.10	0.05	0.13	0.12	0.08	0.00	0.16	0.00	0.09	0.09
Al2O3	22.39	22.93	22.52	22.67	22.99	22.72	22.71	22.66	22.74	22.85	22.20	22.12	22.45	22.32	22.23
Cr2O3	0.00	0.03	0.03	0.01	0.07	0.00	0.01	0.06	0.10	0.01	0.01	0.03	0.00	0.03	0.00
Fe2O3	1.09	0.59	0.68	0.57	0.34	0.02	0.34	1.09	1.24	2.02	1.48	1.39	0.38	0.53	1.22
MgO	9.15	13.36	10.45	9.18	10.91	10.15	10.45	10.22	10.27	10.48	7.45	7.49	6.80	6.54	6.10
CaO	9.96	5.75	9.08	9.92	9.14	9.75	9.73	9.80	8.94	9.00	9.95	8.58	10.97	10.81	10.80
MnO	0.56	0.28	0.45	0.31	0.36	0.25	0.37	0.51	0.39	0.44	0.50	0.50	0.55	0.54	0.56
FeO	17.88	16.61	16.97	18.49	16.83	17.23	16.93	16.78	17.19	16.71	20.45	21.51	19.63	20.44	20.85
Summe	100.24	99.26	99.71	100.85	100.69	100.89	100.98	100.76	99.41	99.60	100.49	99.44	98.86	99.55	99.33
Strukturformel bezogen auf 24 O															
Si	5.902	5.992	5.933	5.938	5.945	6.031	5.989	5.898	5.824	5.758	5.873	5.829	5.893	5.899	5.828
Al	0.098	0.008	0.067	0.062	0.055	0.000	0.011	0.102	0.176	0.242	0.127	0.171	0.107	0.101	0.172
Z:	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.031	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Ti	0.015	0.002	0.011	0.008	0.001	0.011	0.005	0.015	0.013	0.009	0.000	0.019	0.000	0.010	0.011
Al	3.888	4.024	3.927	3.944	3.968	3.970	3.958	3.885	3.887	3.837	3.870	3.864	3.990	3.957	3.901
Cr	0.000	0.004	0.003	0.001	0.008	0.000	0.001	0.007	0.012	0.001	0.001	0.004	0.000	0.003	0.000
Fe3+	0.124	0.066	0.077	0.064	0.038	0.002	0.038	0.122	0.142	0.230	0.170	0.162	0.044	0.062	0.143
Y:	4.027	4.096	4.019	4.017	4.016	3.983	4.002	4.029	4.053	4.077	4.042	4.049	4.034	4.032	4.054
Mg	2.059	2.972	2.344	2.051	2.414	2.243	2.309	2.274	2.321	2.366	1.695	1.728	1.568	1.503	1.414
Ca	1.611	0.919	1.463	1.592	1.455	1.549	1.546	1.567	1.451	1.461	1.628	1.424	1.820	1.787	1.799
Mn	0.071	0.035	0.057	0.039	0.045	0.031	0.047	0.065	0.050	0.057	0.065	0.066	0.073	0.071	0.074
Fe2+	2.258	2.073	2.135	2.318	2.090	2.136	2.099	2.095	2.179	2.117	2.613	2.784	2.542	2.636	2.712
X:	6.000	5.999	5.999	6.001	6.003	5.959	6.000	6.000	6.002	6.001	6.001	6.002	6.002	5.997	5.999
Summe	16.027	16.095	16.018	16.018	16.019	15.972	16.002	16.029	16.055	16.078	16.042	16.051	16.036	16.029	16.054
Endglieder															
Uva	0.0	0.1	0.1	0.0	0.2	0.0	0.0	0.2	0.3	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0
And	3.5	1.7	2.2	1.8	1.0	0.3	1.1	3.4	3.9	6.0	4.3	4.5	1.1	1.8	3.8
Grs	23.4	13.6	22.1	24.7	23.2	25.7	24.7	22.6	20.3	18.4	22.9	19.2	29.2	28.0	26.2
Alm	37.6	34.5	35.6	38.6	34.7	35.8	35.0	34.8	36.2	35.3	43.5	46.3	42.3	43.9	45.2
Spe	1.2	0.6	0.9	0.7	0.8	0.5	0.8	1.1	0.8	1.0	1.1	1.1	1.2	1.2	1.2
Pyr	34.3	49.5	39.0	34.2	40.1	37.6	38.5	37.8	38.6	39.4	28.2	28.8	26.1	25.0	23.6

Fortsetzung Tab. 11: (E40: Großrückerswalde, 33.1: Grünhainichen/westliches Erzgebirgskristallin)

	E40-2 Grt1 R.Am P1	E40-2 Grt2 R.Om1 P1	E40-3 Grt1 R.Am P1	E40-3 Grt2 R.Am P1	E40-3 Grt3 R.Am P1	E40-4 Grt1 C P2	E40-4 Grt2 Inc.Om1 C P1	E40-5 Grt C P1	E40-5 Grt R P2	E40-7 Grt R.Phe P1	E40-7 Grt3 R.Phe P1	33.1-7 Grt R.Om1 P1	33.1-7 Grt R.Om2 P2	33.1-7 Grt C P3	33.1-6 Grt1 R.Om1 P1
SiO2	38.38	38.57	38.49	38.21	38.69	38.46	38.86	38.43	38.84	38.81	38.93	39.27	38.96	39.25	39.43
TiO2	0.05	0.04	0.03	0.09	0.05	0.08	0.00	0.15	0.08	0.04	0.07	0.05	0.02	0.04	0.02
Al2O3	22.14	22.18	22.30	22.28	21.95	22.22	22.28	21.67	22.12	22.36	22.25	22.68	22.47	22.70	22.36
Cr2O3	0.05	0.00	0.02	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04
Fe2O3	0.84	0.84	0.57	0.87	1.02	0.93	1.01	0.66	1.11	0.88	0.49	1.07	0.80	0.49	0.19
MgO	7.17	6.51	6.64	6.29	6.35	7.62	7.42	6.72	7.04	7.02	7.09	9.65	9.46	9.96	9.54
CaO	8.75	10.83	10.61	11.32	10.92	8.45	8.89	8.53	10.47	10.51	11.30	9.24	9.14	8.18	9.84
MnO	0.53	0.51	0.43	0.53	0.64	0.57	0.70	0.35	0.41	0.42	0.42	0.50	0.43	0.67	0.51
FeO	22.10	20.78	20.82	20.40	20.85	21.80	21.83	23.04	20.74	20.70	19.45	18.28	18.30	18.64	17.18
Summe	100.02	100.27	99.91	100.05	100.47	100.11	100.99	99.55	100.82	100.76	99.99	100.73	99.60	99.92	99.12
Strukturformel bezogen auf 24 O															
Si	5.905	5.915	5.916	5.877	5.931	5.899	5.915	5.956	5.916	5.910	5.946	5.894	5.911	5.925	5.980
Al	0.095	0.085	0.084	0.123	0.069	0.101	0.085	0.044	0.084	0.090	0.054	0.106	0.089	0.075	0.020
Z:	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Ti	0.006	0.005	0.003	0.011	0.005	0.009	0.000	0.018	0.010	0.004	0.008	0.005	0.003	0.004	0.002
Al	3.919	3.925	3.955	3.917	3.898	3.915	3.911	3.914	3.886	3.923	3.951	3.906	3.930	3.963	3.977
Cr	0.007	0.000	0.003	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.005
Fe3+	0.097	0.097	0.066	0.101	0.117	0.107	0.116	0.077	0.127	0.101	0.056	0.121	0.092	0.055	0.022
Y:	4.029	4.026	4.026	4.037	4.020	4.031	4.027	4.008	4.025	4.029	4.014	4.032	4.027	4.023	4.006
Mg	1.645	1.489	1.522	1.441	1.451	1.742	1.684	1.553	1.597	1.594	1.614	2.158	2.139	2.241	2.157
Ca	1.443	1.780	1.747	1.866	1.793	1.388	1.449	1.416	1.709	1.715	1.849	1.486	1.485	1.323	1.599
Mn	0.069	0.066	0.056	0.069	0.083	0.074	0.090	0.047	0.052	0.055	0.054	0.063	0.055	0.085	0.065
Fe2+	2.843	2.665	2.676	2.624	2.673	2.796	2.779	2.986	2.642	2.636	2.485	2.295	2.322	2.353	2.179
X:	6.001	6.001	6.001	6.000	6.001	5.999	6.003	6.001	6.000	6.000	6.001	6.002	6.002	6.001	6.000
Summe	16.030	16.027	16.027	16.037	16.021	16.031	16.029	16.009	16.025	16.029	16.016	16.034	16.029	16.024	16.006
Endglieder															
Uva	0.2	0.0	0.1	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1
And	2.6	2.5	1.7	2.8	3.1	2.9	2.9	2.4	3.4	2.6	1.6	3.1	2.4	1.5	0.6
Grs	21.4	27.1	27.4	28.2	26.8	20.2	21.3	21.2	25.0	25.9	29.2	21.6	22.4	20.6	26.0
Alm	47.3	44.4	44.6	43.7	44.5	46.6	46.3	49.8	44.0	43.9	41.4	38.2	38.7	39.2	36.3
Spe	1.2	1.1	0.9	1.1	1.4	1.2	1.5	0.8	0.9	0.9	0.9	1.0	0.9	1.4	1.1
Pyr	27.4	24.8	25.3	24.0	24.2	29.0	28.1	25.9	26.6	26.6	26.9	36.0	35.6	37.3	35.9

Fortsetzung Tab. 11: (33.1: Grünhainichen, 65: Boden/westliches Erzgebirgskristallin)

	33.1-5 Grt R.Om1 P1	33.1-5 Grt R.Om3 P2	33.1-2 Grt2 R.Phe2 P1	33.1-4 Grt R.Om P1	65-1 Grt1 R.Om2 P1	65-1 Grt1 R.Om2 P2	65-1 Grt1 R.Om2 P3	65-1 Grt1 C P5	65-1 Grt1 C P6	65-2 Grt1 R.Om2 P2	65-2 Grt1 C P3	65-8 Grt1 R P1	65-5 Grt2 I P1	65-5 Grt2 I P2	65-6 Grt1 C P1
SiO2	39.32	39.41	38.96	39.41	39.59	40.51	39.91	39.95	39.81	40.08	39.78	40.00	40.45	40.65	39.50
TiO2	0.03	0.00	0.06	0.01	0.01	0.00	0.00	0.12	0.08	0.01	0.06	0.00	0.04	0.02	0.02
Al2O3	22.40	22.46	22.49	22.50	22.54	22.79	22.64	23.24	22.59	22.83	23.11	22.81	23.25	23.26	22.82
Cr2O3	0.00	0.00	0.04	0.03	0.15	0.14	0.17	0.03	0.00	0.07	0.00	0.04	0.10	0.00	0.01
Fe2O3	0.23	0.28	0.89	0.32	0.73	0.84	0.86	0.18	0.53	0.70	0.58	0.72	0.84	0.50	0.74
MgO	10.06	9.38	9.37	10.33	12.53	13.91	13.63	11.47	12.19	11.32	11.23	11.39	14.54	14.48	10.70
CaO	7.84	8.91	10.64	8.54	7.43	7.29	7.11	9.28	8.29	10.03	8.49	9.40	6.65	6.63	9.94
MnO	0.40	0.40	0.46	0.40	0.31	0.27	0.15	0.30	0.32	0.27	0.42	0.33	0.26	0.19	0.33
FeO	18.90	18.82	16.59	17.70	15.72	14.32	14.63	15.79	15.34	15.13	16.98	15.66	14.40	14.67	15.89
Summe	99.18	99.65	99.50	99.24	98.99	100.09	99.11	100.36	99.15	100.44	100.65	100.35	100.52	100.40	99.94
Strukturformel bezogen auf 24 O															
Si	5.970	5.969	5.901	5.960	5.936	5.958	5.938	5.922	5.956	5.941	5.909	5.940	5.913	5.944	5.911
Al	0.030	0.031	0.099	0.040	0.064	0.042	0.062	0.078	0.044	0.059	0.091	0.060	0.087	0.056	0.089
Z:	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Ti	0.004	0.000	0.007	0.001	0.001	0.000	0.000	0.014	0.009	0.002	0.007	0.000	0.004	0.002	0.003
Al	3.977	3.979	3.916	3.971	3.918	3.909	3.908	3.983	3.939	3.929	3.955	3.933	3.919	3.952	3.935
Cr	0.000	0.000	0.005	0.004	0.018	0.017	0.020	0.004	0.000	0.008	0.000	0.005	0.011	0.000	0.001
Fe3+	0.027	0.031	0.101	0.036	0.082	0.093	0.096	0.020	0.059	0.078	0.065	0.081	0.093	0.055	0.083
Y:	4.007	4.010	4.029	4.012	4.019	4.018	4.024	4.020	4.007	4.017	4.028	4.018	4.027	4.010	4.021
Mg	2.276	2.118	2.116	2.328	2.801	3.050	3.022	2.534	2.717	2.501	2.487	2.522	3.167	3.156	2.387
Ca	1.276	1.446	1.726	1.383	1.193	1.149	1.133	1.474	1.329	1.593	1.351	1.495	1.042	1.038	1.594
Mn	0.051	0.052	0.059	0.052	0.039	0.034	0.019	0.037	0.041	0.034	0.052	0.041	0.033	0.024	0.042
Fe2+	2.399	2.384	2.101	2.239	1.971	1.762	1.821	1.958	1.919	1.876	2.110	1.944	1.760	1.794	1.989
X:	6.002	6.000	6.002	6.001	6.004	5.994	5.995	6.002	6.006	6.004	6.000	6.003	6.001	6.012	6.011
Summe	16.010	16.010	16.031	16.013	16.023	16.012	16.019	16.022	16.014	16.021	16.028	16.021	16.028	16.022	16.033
Endglieder															
Uva	0.0	0.0	0.1	0.1	0.4	0.4	0.5	0.1	0.0	0.2	0.0	0.1	0.3	0.0	0.0
And	0.8	0.8	2.7	0.9	2.1	2.3	2.4	0.8	1.7	2.0	1.8	2.0	2.4	1.4	2.1
Grs	20.5	23.3	26.0	22.1	17.7	16.8	16.4	23.7	20.4	24.5	20.7	22.9	14.9	15.8	24.4
Alm	40.0	39.7	35.0	37.3	32.7	29.3	30.2	32.6	32.0	31.2	35.2	32.4	29.2	29.8	33.1
Spe	0.9	0.9	1.0	0.9	0.6	0.6	0.3	0.6	0.7	0.6	0.9	0.7	0.5	0.4	0.7
Pyr	37.9	35.3	35.2	38.8	46.4	50.7	50.1	42.2	45.2	41.6	41.4	42.9	52.6	52.5	39.7

Fortsetzung Tab. 11: (65: Boden. B28: Rittersberg/westliches Erzgebirgskristallin)

	65-6 Grt1 I P2	65-6 Grt1 R.Om2 P3	65-7 Grt1 C P1	65-7 Grt1 C P2	65-7 Grt1 R.Om2 P3	65-7 Grt1 R.Om2 P4	65-7 Grt1 C P5	65-7 Grt1 R.Om2 P6	65-7 Grt1 R.Om3 P7	B28-2 Grt R.Om P1	B28-2 Grt C P2	B28-2 Grt C P3	B28-2 Grt R.Om P4	B28-3 Grt R.Om P1	B28-3 Grt C P2
SiO2	39.70	39.39	40.68	39.86	39.80	38.98	39.68	39.99	39.47	39.47	39.99	39.61	39.53	39.31	38.90
TiO2	0.04	0.07	0.18	0.03	0.00	0.02	0.08	0.03	0.04	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.07
Al2O3	22.72	23.04	22.00	23.07	23.10	22.95	22.83	22.77	22.99	22.68	22.85	23.79	22.83	23.02	22.86
Cr2O3	0.00	0.09	0.02	0.06	0.11	0.13	0.24	0.06	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.03	0.03
Fe2O3	0.77	0.91	0.00	0.89	0.89	1.62	0.69	0.71	1.03	0.79	0.50	0.00	0.67	0.97	0.57
MgO	10.33	11.05	11.85	12.99	13.21	13.09	11.88	11.72	11.50	10.59	11.60	11.20	10.52	11.45	9.89
CaO	9.84	9.82	9.35	7.73	7.38	7.52	9.33	9.33	10.07	10.00	9.01	8.66	9.86	9.59	9.56
MnO	0.30	0.32	0.24	0.27	0.32	0.36	0.29	0.15	0.24	0.29	0.41	0.29	0.32	0.25	0.30
FeO	16.73	15.58	14.57	15.28	15.18	14.72	14.87	15.27	14.54	15.83	15.57	16.51	16.23	15.07	17.26
Summe	100.43	100.27	98.90	100.18	100.00	99.39	99.89	100.03	99.89	99.68	99.94	100.06	100.02	99.70	99.44
Strukturformel bezogen auf 24 O															
Si	5.929	5.870	6.078	5.895	5.891	5.821	5.905	5.942	5.880	5.922	5.951	5.893	5.916	5.874	5.884
Al	0.071	0.130	0.000	0.105	0.109	0.179	0.095	0.058	0.120	0.078	0.049	0.107	0.084	0.126	0.116
Z:	6.000	6.000	6.078	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Ti	0.004	0.007	0.021	0.004	0.000	0.002	0.009	0.003	0.005	0.000	0.001	0.000	0.004	0.001	0.008
Al	3.929	3.917	3.874	3.915	3.921	3.859	3.908	3.930	3.916	3.933	3.959	4.065	3.943	3.928	3.958
Cr	0.000	0.011	0.003	0.007	0.012	0.015	0.028	0.007	0.000	0.004	0.000	0.000	0.004	0.003	0.004
Fe3+	0.087	0.102	0.000	0.099	0.099	0.182	0.077	0.079	0.116	0.089	0.056	0.000	0.076	0.110	0.065
Y:	4.021	4.037	3.897	4.026	4.033	4.059	4.022	4.020	4.037	4.026	4.016	4.065	4.027	4.041	4.036
Mg	2.299	2.455	2.639	2.864	2.915	2.913	2.635	2.596	2.553	2.369	2.574	2.484	2.347	2.549	2.229
Ca	1.574	1.568	1.497	1.225	1.170	1.204	1.487	1.486	1.608	1.607	1.437	1.381	1.580	1.536	1.549
Mn	0.038	0.041	0.031	0.034	0.041	0.045	0.036	0.018	0.031	0.037	0.052	0.037	0.041	0.032	0.039
Fe2+	2.090	1.941	1.820	1.889	1.880	1.839	1.851	1.897	1.811	1.986	1.937	2.054	2.031	1.883	2.184
X:	6.002	6.006	5.987	6.012	6.005	6.000	6.010	5.998	6.003	6.000	6.000	5.956	6.000	6.001	6.001
Summe	16.023	16.043	15.963	16.038	16.038	16.059	16.032	16.018	16.039	16.026	16.016	16.021	16.027	16.042	16.036
Endglieder															
Uva	0.00	0.26	0.07	0.18	0.31	0.38	0.70	0.18	0.00	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1
And	2.29	2.73	0.51	2.57	2.46	4.59	2.13	2.05	3.01	2.2	1.4	0.0	2.0	2.8	1.8
Grs	23.94	23.31	24.47	17.78	16.96	15.40	22.44	22.68	23.78	24.5	22.5	23.2	24.3	22.8	24.0
Alm	34.83	32.24	30.38	31.37	31.20	30.53	30.58	31.58	30.17	33.1	32.3	34.5	33.8	31.4	36.4
Spe	0.63	0.68	0.52	0.57	0.67	0.75	0.60	0.30	0.51	0.6	0.9	0.6	0.7	0.5	0.6
Pyr	38.31	40.78	44.04	47.55	48.39	48.36	43.54	43.20	42.53	39.4	42.9	41.7	39.1	42.4	37.1

Fortsetzung Tab. 11: (B28: Rittersberg. 52: Stolzenhain/westliches Erzgebirgskristallin; 27: Crottendorf/randliches Erzgebirgskristallin)

	B28-3 Grt C P3	B28-3 Grt R.Om P4	B28-4 Grt R.Inc1 P1	B28-4 Grt R.Inc3 P2	B28-4 Grt R.Inc2 P3	B28-4 Grt C P4	B28-4 Grt R P5	B28-6 Grt2 R.Am P1	B28-6 Grt1 R.Phe2 P1	52-6 Grt R.Om P2	52-4 Grt C P1	52-6 Grt C P1	52-7 Grt C P1	27-1 Grt1 R.Om2 P1	27-1 Grt1 R.Om2 P2
SiO2	38.53	39.22	39.73	38.68	39.10	39.48	39.36	39.64	39.53	37.27	37.08	37.72	36.83	38.35	38.63
TiO2	0.02	0.05	0.03	0.00	0.00	0.06	0.02	0.03	0.00	0.06	0.09	0.09	0.06	0.12	0.04
Al2O3	22.49	23.00	23.13	22.86	22.64	22.95	23.43	23.16	23.04	21.27	21.42	21.30	21.49	22.00	22.02
Cr2O3	0.01	0.00	0.02	0.01	0.09	0.05	0.02	0.02	0.00	0.06	0.05	0.05	0.08	0.02	0.08
Fe2O3	0.63	1.06	0.55	0.83	0.72	0.21	0.60	0.28	0.26	0.00	0.17	0.21	0.58	0.50	0.81
MgO	8.22	11.45	12.65	9.06	10.03	10.22	10.96	13.35	12.26	3.63	2.58	3.59	2.32	5.40	7.43
CaO	9.43	9.19	7.39	10.52	10.69	10.90	9.39	7.42	7.47	8.67	10.83	9.18	12.38	10.99	7.37
MnO	0.32	0.33	0.30	0.28	0.45	0.39	0.25	0.23	0.25	0.64	0.66	0.60	0.46	0.54	0.40
FeO	19.81	15.46	15.94	17.40	15.46	15.22	16.37	14.55	16.19	26.48	25.68	26.49	24.39	22.10	23.57
Summe	99.46	99.77	99.72	99.64	99.20	99.47	100.40	98.68	99.00	98.09	98.55	99.23	98.58	100.02	100.35
Strukturformel bezogen auf 24 O															
Si	5.899	5.865	5.909	5.865	5.907	5.927	5.861	5.916	5.926	5.975	5.937	5.980	5.892	5.933	5.932
Al	0.101	0.135	0.091	0.135	0.093	0.073	0.139	0.084	0.074	0.025	0.063	0.020	0.108	0.067	0.068
Z:	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Ti	0.002	0.006	0.003	0.000	0.000	0.006	0.002	0.003	0.000	0.008	0.010	0.011	0.007	0.014	0.005
Al	3.957	3.918	3.962	3.951	3.938	3.987	3.974	3.990	3.996	3.994	3.979	3.960	3.945	3.945	3.917
Cr	0.001	0.000	0.003	0.001	0.011	0.006	0.002	0.002	0.000	0.007	0.007	0.007	0.010	0.002	0.010
Fe3+	0.073	0.119	0.061	0.094	0.081	0.023	0.067	0.031	0.029	0.000	0.021	0.025	0.070	0.058	0.094
Y:	4.033	4.043	4.029	4.045	4.031	4.023	4.045	4.026	4.025	4.009	4.016	4.003	4.032	4.020	4.025
Mg	1.875	2.553	2.804	2.048	2.259	2.286	2.433	2.969	2.740	0.867	0.617	0.848	0.553	1.245	1.701
Ca	1.547	1.473	1.177	1.710	1.731	1.753	1.498	1.187	1.199	1.489	1.857	1.559	2.123	1.822	1.213
Mn	0.042	0.041	0.037	0.035	0.058	0.050	0.032	0.029	0.032	0.087	0.089	0.080	0.063	0.071	0.052
Fe2+	2.537	1.934	1.982	2.206	1.953	1.911	2.038	1.816	2.029	3.551	3.439	3.513	3.263	2.859	3.027
X:	6.000	6.001	6.000	5.999	6.001	6.000	6.001	6.002	6.000	5.995	6.002	6.001	6.001	5.997	5.993
Summe	16.033	16.043	16.029	16.045	16.031	16.022	16.046	16.028	16.025	16.004	16.018	16.003	16.034	16.017	16.019
Endglieder															
Uva	0.0	0.0	0.1	0.0	0.3	0.1	0.0	0.0	0.0	0.18	0.2	0.2	0.3	0.0	0.2
And	1.9	3.1	1.6	2.4	2.0	0.7	1.7	0.9	0.7	0.19	0.8	0.9	1.9	1.8	2.5
Grs	23.9	21.4	18.0	26.1	26.7	28.4	23.2	18.9	19.3	24.61	30.1	25.1	33.3	28.6	17.7
Alm	42.3	32.2	33.0	36.8	32.5	31.8	34.0	30.2	33.8	59.13	57.2	58.4	54.2	47.6	50.4
Spe	0.7	0.7	0.6	0.6	1.0	0.8	0.5	0.5	0.5	1.45	1.5	1.3	1.0	1.2	0.9
Pyr	31.2	42.5	46.7	34.1	37.5	38.0	40.5	49.5	45.7	14.44	10.3	14.1	9.2	20.7	28.3

Fortsetzung Tab. 11: (27: Crottendorf. 63: Katzhahnfelsen/randliches Erzgebirgskristallin)

	27-1 Grt1 C P3	27-1 Grt1 C P4	27-1 Grt1 I P5	27-2 Grt1 R.Om2 P1	27-2 Grt1 C P2	27-2 Grt2 R.Am1 P1	27-3 Grt1 R.Phe P1	27-4 Grt C P2	27-4 Grt C P3	27-4 Grt R.Om P4	27-4 Grt R.Om P5	27-5 Grt C P1	27-5 Grt R P2	27-5 Grt R P3	63-8 Grt R.Am P2
SiO2	37.54	37.37	38.37	38.46	37.99	38.21	38.12	38.17	37.73	38.32	38.48	38.20	38.56	38.39	38.13
TiO2	0.06	0.01	0.03	0.01	0.19	0.11	0.02	0.18	0.24	0.04	0.05	0.15	0.08	0.04	0.09
Al2O3	21.50	21.25	21.39	21.82	21.42	21.80	21.58	21.52	21.42	21.75	21.52	21.31	21.62	22.01	21.56
Cr2O3	0.02	0.05	0.02	0.10	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.06	0.03	0.04	0.00
Fe2O3	0.00	0.52	0.27	0.52	0.51	0.00	0.54	0.00	0.97	0.26	0.79	0.98	0.54	0.53	0.22
MgO	1.61	1.50	2.43	6.02	3.94	4.74	5.16	3.49	4.03	6.32	7.30	3.78	6.42	6.42	5.56
CaO	13.57	13.76	12.96	9.47	11.45	12.43	9.51	12.90	13.24	8.45	7.65	13.63	8.20	8.62	10.53
MnO	2.72	1.86	0.92	0.56	1.51	0.53	0.57	1.70	0.69	0.53	0.50	0.76	0.56	0.54	0.52
FeO	21.92	22.73	23.64	22.73	22.35	20.91	23.94	21.25	20.87	23.59	22.92	21.13	23.67	23.56	21.84
Summe	98.92	99.04	100.03	99.69	99.38	98.73	99.45	99.20	99.23	99.28	99.24	100.00	99.66	100.17	98.45
Strukturformel bezogen auf 24 O															
Si	5.976	5.958	6.020	5.962	5.965	5.977	5.963	5.993	5.917	5.968	5.971	5.952	5.982	5.929	5.980
Al	0.024	0.042	0.000	0.038	0.035	0.023	0.037	0.007	0.083	0.032	0.029	0.048	0.018	0.071	0.020
Z:	6.000	6.000	6.020	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Ti	0.007	0.002	0.004	0.001	0.022	0.013	0.002	0.021	0.028	0.005	0.005	0.018	0.009	0.005	0.011
Al	4.010	3.952	3.955	3.948	3.929	3.996	3.942	3.974	3.876	3.960	3.906	3.866	3.935	3.936	3.965
Cr	0.002	0.006	0.002	0.012	0.004	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.004	0.007	0.003	0.005	0.000
Fe3+	0.000	0.062	0.031	0.060	0.060	0.000	0.064	0.000	0.114	0.031	0.092	0.115	0.063	0.062	0.026
Y:	4.019	4.021	3.991	4.021	4.015	4.008	4.008	3.995	4.022	3.996	4.008	4.006	4.010	4.009	4.001
Mg	0.381	0.355	0.568	1.392	0.922	1.104	1.204	0.817	0.942	1.466	1.688	0.878	1.484	1.478	1.300
Ca	2.314	2.350	2.179	1.573	1.926	2.082	1.594	2.169	2.225	1.411	1.272	2.275	1.362	1.427	1.769
Mn	0.367	0.252	0.122	0.074	0.201	0.071	0.075	0.226	0.092	0.070	0.066	0.100	0.074	0.071	0.069
Fe2+	2.918	3.031	3.101	2.947	2.935	2.736	3.132	2.789	2.736	3.073	2.974	2.753	3.070	3.044	2.864
X:	5.980	5.988	5.971	5.986	5.984	5.993	6.005	6.001	5.994	6.020	6.000	6.006	5.990	6.020	6.002
Summe	15.999	16.010	15.983	16.008	15.999	16.001	16.013	15.996	16.017	16.016	16.008	16.012	16.000	16.029	16.004
Endglieder															
Uva	0.0	0.1	0.0	0.3	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.2	0.1	0.1	0.0
And	0.2	1.6	0.9	1.5	2.1	0.3	1.7	0.5	3.6	0.9	2.4	3.3	1.8	1.7	0.9
Grs	38.5	37.6	35.6	24.7	30.1	34.4	24.9	35.6	33.5	22.5	18.8	34.5	20.9	22.0	28.6
Alm	48.8	50.5	51.9	49.1	49.0	45.6	52.2	46.5	45.6	51.0	49.5	45.8	51.2	50.5	47.7
Spe	6.1	4.2	2.0	1.2	3.3	1.2	1.2	3.8	1.5	1.2	1.1	1.7	1.2	1.2	1.2
Pyr	6.4	5.9	9.5	23.2	15.4	18.4	20.1	13.6	15.7	24.4	28.1	14.6	24.7	24.5	21.7

Fortsetzung Tab. 11: (63: Katzhahnfelsen/randliches Erzgebirgskristallin)

	63-8 Grt R.Am P3	63-8 Grt I P4	63-8 Grt C P5	63-7 Grt1 R.Phe P1	63-7 Grt1 R.Phe P2	63-6 Grt R.Am P1	63-5 Grt1 R.Phe P1	63-5 Grt2 R.Phe P1	63-4 Grt1 R.Am1 P1	63-3 Grt1 R.Om1 P1	63-3 Grt2 R.Om2 P1	63-3 Grt3 R.Am P2	63-3 Grt4 R P3	63-3 Grt5 R P1	63-3 Grt5 R P2
SiO2	37.95	38.22	37.91	38.20	38.12	37.57	37.86	37.42	38.31	38.66	38.23	37.50	38.15	37.79	37.66
TiO2	0.16	0.30	0.10	0.12	0.11	0.09	0.06	0.16	0.06	0.06	0.07	0.42	0.06	0.12	0.72
Al2O3	21.46	21.41	21.79	21.24	21.63	21.88	21.78	21.69	21.90	21.97	21.72	21.46	21.72	21.54	21.66
Cr2O3	0.00	0.00	0.02	0.07	0.01	0.07	0.02	0.11	0.02	0.04	0.00	0.01	0.01	0.00	0.05
Fe2O3	0.75	0.45	0.00	0.00	0.10	0.83	0.37	0.57	0.45	0.00	1.20	0.68	1.02	0.42	0.97
MgO	4.15	4.83	4.35	3.89	4.50	4.70	4.77	3.36	5.90	7.08	5.25	3.71	4.95	3.80	3.96
CaO	11.34	12.10	11.77	11.54	11.44	12.33	10.33	12.52	11.24	8.24	11.13	12.59	11.47	11.63	12.49
MnO	0.59	1.98	2.21	0.37	0.39	0.47	0.35	0.61	0.40	0.49	0.30	0.66	0.57	0.45	0.55
FeO	23.30	19.83	20.30	23.41	22.69	21.20	23.67	22.89	20.92	22.43	22.45	22.17	22.13	23.46	22.61
Summe	99.69	99.11	98.44	98.84	99.00	99.14	99.20	99.34	99.20	98.97	100.35	99.19	100.08	99.22	100.67
Strukturformel bezogen auf 24 O															
Si	5.945	5.969	5.968	6.021	5.978	5.881	5.938	5.897	5.947	5.992	5.915	5.903	5.923	5.949	5.850
Al	0.055	0.031	0.032	0.000	0.022	0.119	0.062	0.103	0.053	0.008	0.085	0.097	0.077	0.051	0.150
Z:	6.000	6.000	6.000	6.021	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Ti	0.018	0.035	0.012	0.014	0.013	0.011	0.007	0.019	0.007	0.007	0.008	0.049	0.007	0.015	0.085
Al	3.905	3.911	4.011	3.946	3.976	3.917	3.964	3.926	3.953	4.005	3.876	3.884	3.896	3.946	3.816
Cr	0.000	0.000	0.002	0.008	0.001	0.009	0.003	0.014	0.002	0.004	0.000	0.001	0.001	0.000	0.006
Fe3+	0.088	0.053	0.000	0.000	0.012	0.098	0.044	0.068	0.053	0.000	0.140	0.081	0.120	0.050	0.113
Y:	4.012	3.998	4.025	3.969	4.002	4.034	4.018	4.026	4.014	4.016	4.024	4.015	4.023	4.011	4.020
Mg	0.968	1.123	1.020	0.913	1.051	1.096	1.115	0.790	1.364	1.635	1.212	0.871	1.145	0.891	0.917
Ca	1.902	2.024	1.985	1.949	1.923	2.068	1.735	2.114	1.869	1.368	1.845	2.123	1.908	1.962	2.078
Mn	0.078	0.262	0.294	0.049	0.052	0.063	0.046	0.081	0.053	0.065	0.040	0.088	0.075	0.060	0.072
Fe2+	3.053	2.591	2.673	3.086	2.975	2.776	3.104	3.017	2.716	2.908	2.906	2.918	2.873	3.089	2.936
X:	6.001	6.000	5.972	5.998	6.001	6.002	6.001	6.003	6.002	5.976	6.002	6.001	6.001	6.002	6.003
Summe	16.012	15.999	15.997	15.988	16.003	16.037	16.019	16.029	16.016	15.992	16.026	16.016	16.024	16.013	16.023
Endglieder															
Uva	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.2	0.1	0.3	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2
And	2.7	2.2	0.3	0.4	0.6	2.7	1.3	2.2	1.5	0.2	3.7	3.3	3.2	1.6	4.9
Grs	29.0	31.5	32.9	32.1	31.4	31.7	27.6	32.9	29.7	22.7	27.0	32.1	28.6	31.1	29.6
Alm	50.9	43.2	44.7	51.4	49.6	46.1	51.7	50.1	45.2	48.6	48.4	48.6	47.9	51.5	48.8
Spe	1.3	4.4	4.9	0.8	0.9	1.0	0.8	1.3	0.9	1.1	0.7	1.5	1.2	1.0	1.2
Pyr	16.1	18.7	17.1	15.2	17.5	18.2	18.6	13.1	22.7	27.3	20.2	14.5	19.1	14.8	15.3

Fortsetzung Tab. 11: (63: Katzhahnfelsen. 129: Metzdorf/randliches Erzgebirgskristallin)

	63-3 Grt6 R.Om2 P1	63-3 Grt6 R.Om2 P2	63-3 Grt6 C P3	63-2 Grt1 R.Om P1	63-2 Grt1 R.Om P2	63-2 Grt1 C P3	63-2 Grt2 R.Om P1	63-2 Grt2 R.Om P2	63-2 Grt2 C P3	129-6 Grt R.Am P1	129-6 Grt2 R.Am P1	129-1 Grt1 R.Om1 P1	129-1 Grt2 R.Om2 P1	129-1 Grt2 C P2	129-2 Grt R.Om1 P1
SiO2	38.43	38.38	37.85	37.66	38.25	38.04	38.18	38.29	37.78	38.74	38.48	38.91	38.76	38.69	38.46
TiO2	0.03	0.09	0.12	0.01	0.04	0.19	0.07	0.08	0.06	0.06	0.03	0.04	0.02	0.09	0.00
Al2O3	22.10	22.10	21.75	21.63	22.16	21.33	21.57	21.59	21.52	22.08	22.09	22.12	22.35	22.08	21.94
Cr2O3	0.08	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.15	0.06	0.00	0.12	0.01	0.03
Fe2O3	1.08	0.74	0.15	0.35	0.26	0.30	0.30	0.23	0.00	0.64	0.00	0.42	0.31	0.56	0.61
MgO	7.79	7.92	4.38	5.61	7.20	3.47	5.05	4.32	2.70	9.00	8.54	8.54	9.36	8.02	9.15
CaO	7.57	7.63	11.44	10.20	8.01	14.01	11.16	11.37	12.62	6.65	6.01	8.17	6.34	8.11	6.28
MnO	0.41	0.43	0.46	0.32	0.38	0.64	0.39	0.37	0.87	0.58	0.64	0.52	0.56	0.73	0.60
FeO	22.77	22.25	22.72	22.05	22.75	20.82	22.13	23.25	23.41	21.71	22.44	20.61	21.52	21.28	21.46
Summe	100.28	99.56	98.89	97.83	99.04	98.84	98.84	99.51	98.96	99.62	98.30	99.33	99.34	99.58	98.54
Strukturformel bezogen auf 24 O															
Si	5.897	5.913	5.949	5.948	5.936	5.983	5.979	5.986	5.984	5.933	5.973	5.963	5.934	5.942	5.945
Al	0.103	0.087	0.051	0.052	0.064	0.017	0.021	0.014	0.016	0.067	0.027	0.037	0.066	0.058	0.055
Z:	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Ti	0.004	0.010	0.014	0.001	0.004	0.022	0.008	0.010	0.007	0.007	0.004	0.004	0.003	0.010	0.000
Al	3.893	3.927	3.978	3.974	3.988	3.938	3.961	3.963	3.999	3.919	4.014	3.958	3.967	3.940	3.942
Cr	0.010	0.003	0.002	0.000	0.000	0.003	0.000	0.001	0.001	0.018	0.007	0.000	0.014	0.001	0.003
Fe3+	0.125	0.086	0.018	0.041	0.030	0.036	0.035	0.028	0.000	0.074	0.000	0.048	0.036	0.064	0.071
Y:	4.032	4.025	4.012	4.016	4.022	3.999	4.004	4.001	4.007	4.018	4.025	4.010	4.020	4.016	4.017
Mg	1.782	1.818	1.026	1.320	1.664	0.814	1.180	1.007	0.636	2.055	1.977	1.951	2.135	1.836	2.109
Ca	1.245	1.260	1.927	1.726	1.331	2.360	1.873	1.905	2.142	1.092	1.000	1.342	1.040	1.335	1.040
Mn	0.054	0.056	0.062	0.042	0.050	0.085	0.051	0.049	0.116	0.076	0.084	0.067	0.072	0.096	0.079
Fe2+	2.922	2.867	2.986	2.912	2.951	2.739	2.898	3.040	3.100	2.780	2.913	2.642	2.755	2.734	2.775
X:	6.002	6.001	6.000	6.001	5.997	5.998	6.001	6.000	5.994	6.002	5.974	6.001	6.002	6.001	6.002
Summe	16.034	16.026	16.012	16.018	16.019	15.997	16.005	16.002	16.001	16.021	15.999	16.012	16.022	16.016	16.019
Endglieder															
Uva	0.3	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.4	0.2	0.0	0.3	0.0	0.1
And	3.2	2.4	0.8	1.0	0.9	1.5	1.1	0.9	0.2	2.0	0.1	1.3	1.0	1.9	1.8
Grs	17.5	18.6	31.3	27.7	21.3	37.9	30.1	30.8	35.5	16.1	16.6	21.0	16.3	20.4	15.5
Alm	48.6	47.7	49.7	48.5	49.2	45.6	48.3	50.7	51.7	46.1	48.7	44.0	45.7	45.5	46.2
Spe	0.9	0.9	1.0	0.7	0.8	1.4	0.9	0.8	1.9	1.3	1.4	1.1	1.2	1.6	1.3
Pyr	29.6	30.3	17.1	22.0	27.8	13.6	19.7	16.8	10.6	34.1	33.0	32.5	35.4	30.6	35.1

Fortsetzung Tab. 11: (Metzdorf/randliches Erzgebirgskristallin)

	129-2 Grt C P2	129-2 Grt R.Om2 P3	129-5 Grt1 R.Om1 P1	129-5 Grt R.Om2 P2	129-5 Grt C P3
SiO2	39.14	39.00	38.84	38.62	38.46
TiO2	0.07	0.04	0.03	0.12	0.09
Al2O3	22.25	22.22	22.26	21.75	21.92
Cr2O3	0.09	0.00	0.04	0.21	0.21
Fe2O3	0.38	0.44	0.05	0.27	0.81
MgO	7.51	9.08	9.43	7.67	8.35
CaO	8.42	6.54	6.50	8.02	7.18
MnO	0.80	0.63	0.57	0.56	0.57
FeO	22.17	21.78	21.00	21.89	21.94
Summe	100.83	99.73	98.71	99.11	99.53
Strukturformel bezogen auf 24 O					
Si	5.957	5.957	5.966	5.972	5.920
Al	0.043	0.043	0.034	0.028	0.080
Z:	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Ti	0.008	0.004	0.004	0.014	0.011
Al	3.949	3.956	3.996	3.934	3.895
Cr	0.011	0.000	0.005	0.026	0.026
Fe3+	0.043	0.051	0.005	0.031	0.093
Y:	4.011	4.012	4.010	4.005	4.025
Mg	1.703	2.068	2.159	1.767	1.916
Ca	1.373	1.071	1.069	1.329	1.183
Mn	0.104	0.082	0.074	0.073	0.075
Fe2+	2.821	2.782	2.698	2.830	2.824
X:	6.001	6.002	6.000	5.999	5.997
Summe	16.012	16.014	16.010	16.005	16.022
Endglieder					
Uva	0.3	0.0	0.1	0.6	0.6
And	1.3	1.4	0.2	1.1	2.6
Grs	21.5	16.5	17.6	20.9	17.0
Alm	46.9	46.4	44.9	46.9	46.8
Spe	1.7	1.4	1.2	1.2	1.2
Pyr	28.3	34.4	35.9	29.3	31.7

Tab. 12: Mikrosondenanalysen von Pyroxenen (10.1 Voigtsdorf/mittleres Erzgebirgskristallin)

	10.1-12 Om1 I P1	10.1-12 Om1 C P2	10.1-12 Om1 R P5	10.1-12 Om2 R.Grt1 P1	10.1-12 Om3 C P2	10.1-12 Om3 C P1	10.1-12 Om3 R P2	10.1-11 Om1 R.Grt P2	10.1-13 Sym Cpx P3	10.1-13 Om1 P1	10.1-13 Om1 P2	10.1-14 Sym Cpx P4	10.1-14 Sym1 Cpx P1	10.1-14 Sym1 Cpx P2	10.1-14 Sym1 Cpx P3
SiO2	54.21	55.17	54.55	55.48	55.32	54.20	54.01	54.50	56.61	54.39	54.66	53.57	53.07	52.59	52.63
TiO2	0.14	0.18	0.16	0.13	0.23	0.19	0.18	0.20	0.11	0.14	0.13	0.13	0.20	0.22	0.00
Al2O3	10.83	10.86	10.85	10.79	10.65	10.66	10.75	10.91	11.34	10.65	10.63	6.32	6.54	7.30	8.06
Cr2O3	0.00	0.01	0.07	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.07	0.06	0.10	0.04	0.08	0.03	1.76
Fe2O3	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.75	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	1.03	0.76	1.43	0.00
MgO	9.62	9.49	9.34	9.72	9.61	9.65	9.89	9.41	8.58	9.50	9.55	11.91	12.01	11.73	11.42
CaO	15.66	15.69	15.56	15.66	15.56	15.68	15.56	15.66	15.93	15.86	15.79	20.41	19.98	19.76	19.58
MnO	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.06	0.04	0.06	0.03	0.00	0.17
FeO	3.21	3.46	3.21	3.39	3.48	2.77	3.12	3.34	2.92	3.35	3.30	3.68	3.35	2.84	2.55
Na2O	5.28	5.42	5.43	5.24	5.28	5.37	5.16	5.26	4.53	5.27	5.20	2.80	2.86	3.01	3.18
K2O	0.01	0.03	0.00	0.01	0.04	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01
Summe	98.99	100.33	99.15	100.47	100.18	99.28	99.05	99.33	100.08	99.28	99.39	99.99	98.87	98.94	99.37
Strukturformel	bezogen	auf	6	O											
Si	1.951	1.959	1.958	1.964	1.966	1.946	1.944	1.954	1.996	1.954	1.959	1.946	1.943	1.924	1.914
Al	0.049	0.041	0.042	0.036	0.034	0.054	0.056	0.046	0.004	0.046	0.041	0.054	0.057	0.076	0.086
Z:	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Al	0.410	0.413	0.417	0.414	0.411	0.398	0.400	0.415	0.467	0.405	0.408	0.216	0.226	0.238	0.260
Fe3+	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.028	0.021	0.039	0.000
Cr	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.002	0.003	0.001	0.002	0.001	0.051
Ti	0.004	0.005	0.004	0.004	0.006	0.005	0.005	0.005	0.003	0.004	0.004	0.004	0.005	0.006	0.000
Mg	0.516	0.502	0.500	0.513	0.509	0.516	0.531	0.503	0.451	0.509	0.510	0.645	0.655	0.639	0.619
Fe2+	0.069	0.079	0.077	0.068	0.073	0.061	0.056	0.076	0.077	0.081	0.075	0.106	0.090	0.076	0.070
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y:	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Fe2+	0.027	0.024	0.020	0.033	0.030	0.023	0.038	0.024	0.009	0.020	0.024	0.006	0.012	0.011	0.007
Mn	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.002	0.001	0.000	0.005
Ca	0.604	0.597	0.598	0.594	0.592	0.603	0.600	0.601	0.602	0.611	0.606	0.794	0.784	0.774	0.763
Na	0.369	0.373	0.378	0.360	0.364	0.374	0.360	0.365	0.309	0.367	0.361	0.197	0.203	0.214	0.224
K	0.001	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001
X:	1.000	0.996	0.996	0.987	0.988	1.000	1.000	0.992	0.920	1.000	0.992	1.000	1.000	1.000	1.000
Summe	4.000	3.996	3.996	3.987	3.988	4.000	4.000	3.992	3.920	4.000	3.992	4.000	4.000	4.000	4.000
CaTiAl2O6	0.3	0.4	0.4	0.3	0.5	0.5	0.4	0.5	0.3	0.3	0.3	0.3	0.5	0.6	0.0
CaAl2SiO6	1.9	1.4	1.5	1.3	1.0	2.0	2.1	1.6	0	1.7	1.5	2.2	2.1	3.0	4.1
NaAlSiO6	36.8	37.4	38.2	37.2	37.0	36.2	35.2	37.6	44.5	36.8	37.1	19.9	20.8	22.0	25.0
(Na,K)FeSi2O6	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	1.8	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	2.6	1.9	3.6	0.0
CaMgSi2O6	46.4	45.4	45.8	46.0	45.8	47.0	46.8	45.5	43.0	46.3	46.4	59.4	60.3	58.9	59.5
CaFeSi2O6	8.7	9.3	8.8	9.0	9.3	7.6	8.3	9.1	8.2	9.2	9.0	10.3	9.4	8.0	7.5
Ca2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.9	0.0	0.0	0.5	0.0	0.5	1.1
Fe2Si2O6	5.8	6.0	5.3	6.2	6.3	4.9	6.5	5.6	1.2	5.6	5.6	4.7	4.8	3.5	2.6
Mg2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.3

Fortsetzung Tab. 12 (10.1: Voigtsdorf, St11: Eppendorf/mittleres Erzgebirgskristallin)

	10.1-1 Om2 Inc.Grt P1	10.1-2 Om1 R.Grt P1	10.1-5 Om1 R.Qtz P1	10.1-5 Om1 C P2	10.1-5 Om2 Inc.Grt P1	St11-9 Om R.Grt4 P3	St11-9 Om R.Grt4 P4	St11-9 Om R.Grt3 P2	St11-9 Om R.Grt1 P1	St11-9 Om R.Grt1 P2	St11-7 Om R.Grt1 P1	St11-7 Om R.Grt2 P2	St11-7 Om R.Grt3 P1	St11-7 Om R.Grt3 P2	St11-6 Om R.Grt P1
SiO2	55.84	55.10	54.04	54.35	54.85	54.80	54.60	55.10	55.47	55.50	55.11	55.31	55.32	54.64	54.81
TiO2	0.16	0.21	0.22	0.20	0.25	0.19	0.21	0.20	0.19	0.17	0.20	0.20	0.22	0.24	0.22
Al2O3	10.68	11.40	10.72	10.75	10.87	13.73	13.79	13.85	13.92	13.96	14.24	13.81	13.44	13.64	13.14
Cr2O3	0.09	0.12	0.12	0.12	0.10	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06	0.07	0.01	0.03
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	9.19	9.56	9.37	9.30	9.23	7.68	7.75	7.83	7.68	7.48	7.58	7.66	7.98	7.82	8.11
CaO	15.50	15.73	15.55	15.35	15.31	13.57	13.77	14.12	13.58	13.62	13.25	13.83	14.15	13.65	14.51
MnO	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.11	0.06	0.05	0.06
FeO	3.60	3.23	3.21	3.38	3.49	2.59	2.79	2.90	2.92	2.73	2.61	2.61	2.83	2.83	2.89
Na2O	4.99	4.99	5.15	5.29	5.21	6.54	6.25	6.35	6.65	6.60	6.64	6.66	6.15	6.25	5.97
K2O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
Summe	100.07	100.34	98.41	98.74	99.34	99.13	99.19	100.35	100.44	100.08	99.66	100.24	100.24	99.11	99.76
Strukturformel	bezogen	auf	6	O											
Si	1.982	1.951	1.955	1.960	1.964	1.949	1.943	1.940	1.949	1.954	1.947	1.948	1.950	1.946	1.944
Al	0.018	0.049	0.045	0.040	0.036	0.051	0.057	0.060	0.051	0.046	0.053	0.052	0.050	0.054	0.056
Z:	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Al	0.428	0.427	0.412	0.417	0.423	0.525	0.521	0.515	0.526	0.534	0.540	0.521	0.508	0.518	0.494
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.001
Ti	0.004	0.005	0.006	0.005	0.007	0.005	0.006	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.006	0.006	0.006
Mg	0.486	0.505	0.505	0.500	0.492	0.407	0.411	0.411	0.402	0.392	0.399	0.402	0.419	0.415	0.429
Fe2+	0.079	0.060	0.073	0.075	0.075	0.062	0.062	0.068	0.067	0.069	0.056	0.070	0.065	0.060	0.070
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y:	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Fe2+	0.028	0.036	0.024	0.027	0.029	0.015	0.021	0.017	0.019	0.011	0.021	0.007	0.018	0.024	0.016
Mn	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.003	0.002	0.001	0.002
Ca	0.589	0.597	0.603	0.593	0.588	0.517	0.525	0.533	0.511	0.514	0.502	0.522	0.534	0.521	0.551
Na	0.344	0.342	0.362	0.370	0.362	0.451	0.431	0.433	0.453	0.451	0.455	0.455	0.420	0.432	0.411
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
X:	0.962	0.975	0.989	0.990	0.980	0.983	0.978	0.984	0.984	0.977	0.979	0.987	0.975	0.977	0.980
Summe	3.962	3.975	3.989	3.990	3.980	3.983	3.978	3.984	3.984	3.977	3.979	3.987	3.975	3.977	3.980
CaTiAl2O6	0.4	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5
CaAl2SiO6	0.5	1.7	1.5	1.3	1.0	1.9	2.1	2.3	1.9	1.7	2.0	1.9	1.8	1.9	2.0
NaAlSiO6	39.3	38.3	37.6	37.8	38.3	48.9	48.0	47.5	48.5	49.9	49.9	48.9	47.1	47.5	45.7
(Na,K)FeSi2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
CaMgSi2O6	44.6	45.3	46.0	45.3	44.6	38.0	37.9	37.9	37.1	36.7	36.9	37.7	38.9	38.1	39.7
CaFeSi2O6	9.8	8.6	8.8	9.2	9.5	7.2	7.7	7.9	7.9	7.5	7.1	7.2	7.7	7.7	7.9
Ca2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.1	0.3	0	0.9	0	0.8	0.3	0.0	0.4
Fe2Si2O6	5.5	5.6	5.4	5.9	6.0	3.2	3.7	3.7	4.1	2.9	3.6	2.8	3.6	4.1	3.6
Mg2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn2Si2O6	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.1	0.1	0.1

Fortsetzung Tab. 12 (St11: Eppendorf, 75 Ansprung/mittleres Erzgebirgskristallin)

	St11-6 Om C P1	St11-5 Sym Cpx P3	St11-5 Sym Cpx P6	St11-3 Sym Cpx P4	St11-2 Om Inc1.Grt P1	St11-2 Om Inc2.Grt P1	St11-2 Om R.Grt P1	St11-2 Om R.Grt P2	75-1 Om R.Grt P1	75-1 Om R.Grt P2	75-1 Om R.Grt P3	75-1 Om C P4	75-1 Om Inc1.Grt P1	75-1 Om Inc2.Grt P1	75-2 Om1 C P1
SiO2	55.41	52.77	53.44	52.59	55.76	55.52	54.99	55.70	53.56	53.27	54.22	54.23	52.95	51.41	54.19
TiO2	0.21	0.17	0.29	0.30	0.18	0.22	0.22	0.23	0.29	0.27	0.31	0.14	0.26	0.28	0.14
Al2O3	14.06	9.60	11.20	10.12	14.13	13.74	13.14	13.21	9.66	9.80	9.62	8.98	9.90	9.79	9.15
Cr2O3	0.00	0.11	0.00	0.01	0.01	0.10	0.00	0.00	0.06	0.10	0.11	0.05	0.10	0.13	0.02
Fe2O3	0.00	1.08	0.00	1.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.08	1.80	0.00
MgO	7.59	11.25	9.87	10.52	7.60	8.11	8.32	8.13	11.69	11.64	11.56	11.93	12.24	11.83	11.76
CaO	13.58	18.70	17.93	17.76	13.52	13.97	14.86	14.36	18.59	18.95	18.62	18.22	19.15	19.12	18.42
MnO	0.03	0.10	0.08	0.04	0.08	0.00	0.04	0.03	0.05	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.08
FeO	2.65	2.55	3.29	2.54	2.95	2.87	2.78	2.76	2.19	2.41	2.39	2.05	2.18	0.76	2.18
Na2O	6.70	3.49	4.23	4.05	6.61	6.20	6.25	6.27	3.73	3.36	3.53	3.88	3.23	3.32	3.86
K2O	0.01	0.13	0.03	0.10	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01
Summe	100.24	99.94	100.36	99.65	100.86	100.76	100.60	100.71	99.91	99.87	100.45	99.47	100.11	98.45	99.81
Strukturformel	bezogen	auf	6	O											
Si	1.949	1.901	1.909	1.898	1.950	1.945	1.938	1.954	1.917	1.910	1.928	1.944	1.894	1.873	1.939
Al	0.051	0.099	0.091	0.102	0.050	0.055	0.062	0.046	0.083	0.090	0.072	0.056	0.106	0.127	0.061
Z:	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Al	0.531	0.308	0.380	0.329	0.533	0.512	0.483	0.500	0.325	0.324	0.331	0.323	0.311	0.293	0.325
Fe3+	0.000	0.029	0.000	0.044	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.002	0.049	0.000
Cr	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.002	0.003	0.003	0.001	0.003	0.004	0.001
Ti	0.006	0.005	0.008	0.008	0.005	0.006	0.006	0.006	0.008	0.007	0.008	0.004	0.007	0.008	0.004
Mg	0.398	0.604	0.525	0.566	0.396	0.424	0.437	0.425	0.623	0.622	0.613	0.637	0.653	0.642	0.627
Fe2+	0.065	0.051	0.087	0.053	0.066	0.056	0.074	0.069	0.041	0.044	0.044	0.034	0.024	0.004	0.044
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y:	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Fe2+	0.013	0.025	0.012	0.024	0.020	0.029	0.008	0.013	0.025	0.028	0.027	0.027	0.041	0.019	0.022
Mn	0.001	0.003	0.003	0.001	0.002	0.000	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003
Ca	0.512	0.721	0.686	0.687	0.507	0.524	0.561	0.540	0.713	0.728	0.709	0.700	0.734	0.746	0.706
Na	0.457	0.244	0.293	0.283	0.448	0.421	0.427	0.426	0.259	0.234	0.244	0.270	0.224	0.234	0.268
K	0.000	0.006	0.002	0.005	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
X:	0.983	1.000	0.995	1.000	0.979	0.975	0.997	0.980	1.000	0.992	0.983	0.997	1.000	1.000	0.998
Summe	3.983	4.000	3.995	4.000	3.979	3.975	3.997	3.980	4.000	3.992	3.983	3.997	4.000	4.000	3.998
CaTiAl2O6	0.5	0.4	0.7	0.7	0.4	0.5	0.5	0.6	0.7	0.7	0.8	0.3	0.6	0.7	0.3
CaAl2SiO6	1.9	4.1	3.4	3.8	1.9	2.0	2.4	1.6	3.1	3.4	2.5	2.2	4.1	5.2	2.5
NaAlSi2O6	49.6	27.7	34.6	29.7	49.1	46.8	45.0	46.8	29.5	29.3	30.3	29.6	27.4	27.1	29.8
(Na,K)FeSi2O6	0.0	2.6	0.0	4.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.2	4.6	0.0
CaMgSi2O6	37.1	54.3	47.8	51.1	36.5	38.7	40.6	39.7	56.7	56.3	56.1	58.2	57.5	59.3	57.5
CaFeSi2O6	7.3	6.9	8.9	6.9	8.0	7.7	7.6	7.6	6.0	6.5	6.5	5.6	5.7	2.1	6.0
Ca2Si2O6	0.5	0.0	0.8	0.0	0.0	0.0	0.5	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8	0.0
Fe2Si2O6	3.1	3.8	3.7	3.8	4.0	4.3	3.3	3.3	3.8	3.8	3.7	4.0	4.5	0.3	3.8
Mg2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn2Si2O6	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1

Fortsetzung Tab. 12 (75: Ansprung, 46: Forchheim/mittleres Erzgebirgskristallin)

	75-2 Om1 R.Grt1 P2	75-10 Om C P1	75-10 Om R.Grt1 P1	75-9 Om Inc2.Grt P1	75-9 Om Inc3.Grt P1	75-8 Om1 R.Grt P1	75-8 Om2 R.Grt P1	75-8 Om2 C P2	75-5 Om Inc.Grt2 P1	75-6 Om C P1	75-6 Om R.Grt2 P3	46-14 Om1 C P2	46-14 Om1 R.Sym P3	46-14 Sym Cpx1 P1	46-14 Sym Cpx1 P2
SiO2	53.71	55.15	54.56	54.54	53.74	55.91	54.20	54.95	53.86	55.40	54.38	53.62	53.48	52.58	52.74
TiO2	0.17	0.14	0.13	0.22	0.28	0.10	0.21	0.07	0.16	0.04	0.17	0.33	0.39	0.35	0.38
Al2O3	9.28	8.78	9.09	9.64	9.46	8.70	9.21	9.02	9.15	8.36	9.27	12.35	13.67	9.67	7.23
Cr2O3	0.09	0.03	0.07	0.16	0.11	0.01	0.15	0.07	0.03	0.02	0.05	0.00	0.01	0.06	0.03
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	1.60	0.00	0.00	0.00	0.00	1.03	1.49
MgO	11.65	11.73	11.66	11.47	11.61	11.65	11.85	11.46	11.61	11.86	11.48	8.00	7.02	9.43	10.70
CaO	18.62	18.52	18.12	18.45	19.27	18.11	18.65	17.73	18.69	18.44	18.29	14.53	12.94	17.22	18.87
MnO	0.07	0.01	0.01	0.00	0.03	0.09	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.12	0.01	0.03	0.02
FeO	2.40	2.16	2.34	2.55	2.35	2.06	2.31	1.84	1.28	2.36	2.16	4.57	4.60	4.68	4.42
Na2O	3.71	3.97	4.01	3.68	3.35	4.08	3.79	4.46	3.97	4.06	3.97	5.72	6.51	4.23	3.39
K2O	0.00	0.01	0.03	0.04	0.05	0.00	0.01	0.03	0.07	0.04	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01
Summe	99.71	100.49	100.01	100.74	100.25	100.70	100.39	99.69	100.45	100.59	99.77	99.26	98.64	99.27	99.28
Strukturformel	bezogen	auf	6	O											
Si	1.928	1.957	1.947	1.934	1.920	1.975	1.931	1.962	1.920	1.966	1.944	1.932	1.930	1.917	1.933
Al	0.072	0.043	0.053	0.066	0.080	0.025	0.069	0.038	0.080	0.034	0.056	0.068	0.070	0.083	0.067
Z:	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Al	0.320	0.324	0.330	0.337	0.318	0.337	0.317	0.342	0.305	0.316	0.335	0.456	0.512	0.333	0.245
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.043	0.000	0.000	0.000	0.000	0.028	0.041
Cr	0.003	0.001	0.002	0.004	0.003	0.000	0.004	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001
Ti	0.005	0.004	0.003	0.006	0.007	0.003	0.006	0.002	0.004	0.001	0.004	0.009	0.011	0.009	0.010
Mg	0.623	0.621	0.620	0.606	0.618	0.613	0.629	0.610	0.617	0.627	0.612	0.430	0.378	0.513	0.584
Fe2+	0.049	0.051	0.045	0.047	0.054	0.047	0.044	0.044	0.030	0.055	0.048	0.105	0.099	0.115	0.118
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y:	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Fe2+	0.023	0.014	0.025	0.028	0.017	0.014	0.025	0.011	0.008	0.016	0.017	0.033	0.039	0.027	0.017
Mn	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.004	0.000	0.001	0.001
Ca	0.716	0.704	0.693	0.701	0.738	0.685	0.712	0.678	0.714	0.701	0.701	0.561	0.500	0.673	0.741
Na	0.258	0.273	0.277	0.253	0.232	0.279	0.262	0.309	0.274	0.280	0.276	0.399	0.456	0.299	0.241
K	0.000	0.000	0.001	0.002	0.002	0.000	0.001	0.001	0.003	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
X:	0.999	0.992	0.996	0.984	0.989	0.981	0.999	1.000	1.000	0.998	0.993	0.997	0.996	1.000	1.000
Summe	3.999	3.992	3.996	3.984	3.989	3.981	3.999	4.000	4.000	3.998	3.993	3.997	3.996	4.000	4.000
CaTiAl2O6	0.4	0.3	0.3	0.5	0.7	0.2	0.5	0.2	0.4	0.1	0.4	0.8	0.9	0.8	0.9
CaAl2SiO6	2.9	1.7	2.1	2.5	3.0	0.9	2.6	1.6	3.4	1.5	2.2	2.2	2.1	2.8	2.1
NaAlSi2O6	29.2	30.5	30.2	30.7	29.4	31.9	29.0	32.3	28.7	29.5	31.2	39.7	44.2	29.1	22.0
(Na,K)FeSi2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	4.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.5	3.7
CaMgSi2O6	56.8	58.3	56.7	55.3	57.1	58.1	57.5	57.7	58.1	58.5	57.0	37.4	32.6	44.9	52.5
CaFeSi2O6	6.6	6.0	6.4	6.9	6.5	5.7	6.3	5.2	3.6	6.5	6.0	12.0	12.0	12.5	12.2
Ca2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe2Si2O6	4.0	3.1	4.3	4.1	2.8	2.9	4.1	2.9	0.9	3.9	3.2	7.8	8.2	7.3	6.6
Mg2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn2Si2O6	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0

Fortsetzung Tab. 12 (46: Forchheim/mittleres Erzgebirgskristallin)

	46-14 Sym2 Cpx P2	46-14 Sym2 Cpx P3	46-15 Om1 R.Grt2 P1	46-15 Om1 C P2	46-15 Sym.Cpx R.Grt2 P1	46-6 Om R.Grt P1	46-6 Om C P2	46-6 Om C P3	46-7 Sym Cpx P1	46-7 Sym Cpx P6	46-7 Sym Cpx P7	46-7 Sym Cpx P8	46-8 Om1 C P2	46-8 Om1 C P3	46-8 Om1 C P5
SiO2	52.55	52.73	54.78	54.61	52.07	53.66	54.31	54.25	53.28	52.31	52.73	53.01	54.26	54.74	54.99
TiO2	0.23	0.33	0.33	0.34	0.28	0.28	0.29	0.27	0.30	0.33	0.30	0.00	0.37	0.42	0.38
Al2O3	6.51	7.06	11.69	12.09	7.46	9.28	11.77	10.97	8.54	9.48	7.76	7.89	13.80	13.79	13.80
Cr2O3	0.00	0.00	0.08	0.06	0.00	0.02	0.09	0.03	0.14	0.00	0.00	1.93	0.01	0.04	0.03
Fe2O3	2.38	1.36	0.00	0.00	4.50	1.81	0.18	0.85	1.18	2.38	1.98	0.00	0.35	0.00	0.00
MgO	10.44	10.82	8.00	7.70	10.52	9.70	8.16	8.52	9.93	9.55	10.08	10.24	7.03	6.79	6.96
CaO	17.59	19.32	14.41	13.77	18.42	17.14	14.59	14.71	18.07	17.40	18.67	18.91	13.05	12.98	12.89
MnO	0.06	0.02	0.02	0.03	0.04	0.07	0.01	0.00	0.06	0.04	0.00	0.05	0.06	0.06	0.04
FeO	5.42	4.53	5.00	4.46	2.47	4.06	4.90	4.20	4.60	3.50	3.89	4.13	4.27	4.52	4.52
Na2O	3.52	3.18	5.89	6.24	3.81	4.54	5.84	5.80	3.95	4.31	3.77	3.60	6.79	6.68	6.95
K2O	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.02	0.05	0.00	0.01
Summe	98.74	99.36	100.21	99.31	99.57	100.54	100.14	99.60	100.09	99.31	99.19	99.78	100.04	100.01	100.58
Strukturformel bezogen auf 6 O															
Si	1.945	1.933	1.955	1.960	1.904	1.929	1.943	1.950	1.931	1.907	1.931	1.930	1.931	1.945	1.944
Al	0.055	0.067	0.045	0.040	0.096	0.071	0.057	0.050	0.069	0.093	0.069	0.070	0.069	0.055	0.056
Z:	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Al	0.230	0.238	0.447	0.471	0.226	0.323	0.439	0.415	0.296	0.314	0.266	0.269	0.510	0.522	0.519
Fe3+	0.066	0.037	0.000	0.000	0.124	0.049	0.005	0.023	0.032	0.065	0.055	0.000	0.009	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.003	0.001	0.004	0.000	0.000	0.056	0.000	0.001	0.001
Ti	0.007	0.009	0.009	0.009	0.008	0.007	0.008	0.007	0.008	0.009	0.008	0.000	0.010	0.011	0.010
Mg	0.576	0.591	0.425	0.412	0.574	0.520	0.435	0.456	0.537	0.519	0.550	0.555	0.373	0.360	0.367
Fe2+	0.121	0.124	0.116	0.106	0.069	0.101	0.111	0.097	0.123	0.092	0.119	0.120	0.097	0.106	0.103
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Y:	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Fe2+	0.046	0.014	0.033	0.027	0.007	0.021	0.036	0.029	0.016	0.014	0.000	0.006	0.030	0.029	0.030
Mn	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.002	0.002	0.002	0.001
Ca	0.698	0.759	0.551	0.529	0.722	0.660	0.559	0.567	0.702	0.680	0.733	0.738	0.498	0.494	0.488
Na	0.253	0.226	0.408	0.434	0.270	0.316	0.405	0.404	0.278	0.305	0.268	0.254	0.469	0.460	0.477
K	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000
X:	1.000	1.000	0.993	0.992	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	0.985	0.997
Summe	4.000	4.000	3.993	3.992	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	3.985	3.997
CaTiAl2O6	0.5	0.8	0.8	0.8	0.7	0.7	0.7	0.6	0.7	0.8	0.8	0.0	0.9	1.0	0.9
CaAl2SiO6	1.8	2.2	1.2	1.0	3.7	2.5	1.8	1.6	2.4	3.4	2.4	3.3	2.2	1.4	1.6
NaAlSi2O6	19.3	21.4	39.1	42.0	20.8	28.8	38.1	36.8	26.6	28.4	24.6	25.6	44.9	46.4	45.7
(Na,K)FeSi2O6	5.6	3.4	0.0	0.0	11.4	4.4	0.4	2.0	2.9	5.9	5.0	0.0	0.8	0.0	0.0
CaMgSi2O6	48.5	53.2	37.2	36.7	52.9	46.5	37.7	40.4	48.2	46.9	50.7	53.0	32.8	31.9	32.3
CaFeSi2O6	14.1	12.5	13.1	11.9	7.0	10.9	12.7	11.2	12.5	9.7	11.0	12.0	11.2	11.9	11.8
Ca2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	1.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	1.3	1.0	0.0	0.0	0.0
Fe2Si2O6	10.2	6.5	8.6	7.6	2.3	6.2	8.6	7.4	6.6	4.5	4.2	5.0	7.2	7.2	7.7
Mg2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn2Si2O6	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1

Fortsetzung Tab. 12 (46 und 47.1: Forchheim/mittleres Erzgebirgskristallin)

	46-8 Om1 R P6	46-8 Om1 R P7	46-8 Om1 R P8	46-8 Sym Cpx P1	46-8 Sym Cpx P2	47.1-19 Sym Cpx P1 B.L	47.1-19 Sym Cpx P2 B.L	47.1-19 Sym Cpx P4 B.L	47.1-19 Sym Cpx1 P1 B.L	47.1-19 Sym Cpx2 P1 B.L	47.1-19 Sym2 Cpx1 P1 B.L	47.1-19 Sym2 Cpx2 P1 B.L	47.1-14 Sym Cpx P1 L.L	47.1-14 Sym Cpx P4 L.L	47.1-14 Sym Cpx P5 L.L
SiO2	54.25	54.17	54.56	53.13	54.82	52.13	52.45	51.94	53.31	53.32	52.65	52.07	52.64	52.85	52.98
TiO2	0.33	0.27	0.35	0.29	0.19	0.25	0.26	0.18	0.31	0.36	0.28	0.28	0.38	0.36	0.31
Al2O3	13.24	13.41	12.53	6.48	10.08	7.54	7.64	5.80	11.00	10.57	8.04	8.89	6.49	8.12	6.88
Cr2O3	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	1.41	0.16	0.07	0.01	0.02	0.03	0.00	1.03	1.80	1.17
Fe2O3	0.00	0.00	1.10	2.59	0.00	0.03	0.01	1.76	0.02	0.00	2.10	1.39	0.03	0.03	0.01
MgO	7.43	7.20	7.62	11.36	8.68	10.09	9.74	10.83	8.40	8.42	9.45	9.37	10.93	10.17	10.74
CaO	13.02	13.66	14.11	19.65	16.59	18.83	18.88	20.14	16.05	16.26	18.37	17.78	19.51	18.79	18.94
MnO	0.04	0.08	0.06	0.05	0.03	0.00	0.08	0.10	0.09	0.00	0.07	0.07	0.06	0.02	0.00
FeO	4.48	4.46	4.06	3.40	4.71	5.27	6.22	5.22	5.82	5.77	5.10	5.05	5.01	4.00	4.88
Na2O	6.31	6.41	6.41	3.20	4.29	3.23	3.25	2.53	4.87	4.75	3.79	3.86	2.96	3.73	3.31
K2O	0.03	0.00	0.02	0.03	0.03	0.07	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
Summe	99.13	99.69	100.82	100.18	99.44	98.85	98.70	98.60	99.88	99.48	99.91	98.77	99.06	99.87	99.21
Strukturformel bezogen auf 6 O															
Si	1.945	1.936	1.935	1.931	1.974	1.925	1.940	1.934	1.927	1.935	1.925	1.918	1.939	1.921	1.943
Al	0.055	0.064	0.065	0.069	0.026	0.075	0.060	0.066	0.073	0.065	0.075	0.082	0.061	0.079	0.057
Z:	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Al	0.504	0.501	0.459	0.209	0.402	0.253	0.273	0.189	0.396	0.388	0.271	0.304	0.221	0.269	0.241
Fe3+	0.000	0.000	0.029	0.071	0.000	0.001	0.000	0.049	0.001	0.000	0.058	0.039	0.001	0.001	0.000
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.041	0.005	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.030	0.052	0.034
Ti	0.009	0.007	0.009	0.008	0.005	0.007	0.007	0.005	0.008	0.010	0.008	0.008	0.011	0.010	0.009
Mg	0.397	0.383	0.403	0.616	0.466	0.555	0.537	0.601	0.452	0.456	0.515	0.514	0.600	0.551	0.587
Fe2+	0.089	0.107	0.100	0.097	0.127	0.142	0.177	0.154	0.142	0.146	0.148	0.135	0.138	0.117	0.130
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y:	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Fe2+	0.045	0.026	0.021	0.007	0.015	0.020	0.015	0.009	0.034	0.029	0.008	0.020	0.017	0.004	0.020
Mn	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.000	0.003	0.003	0.003	0.000	0.002	0.002	0.002	0.001	0.000
Ca	0.500	0.523	0.536	0.765	0.640	0.745	0.749	0.804	0.622	0.632	0.720	0.702	0.770	0.732	0.744
Na	0.439	0.444	0.441	0.226	0.300	0.231	0.233	0.183	0.341	0.334	0.269	0.276	0.211	0.263	0.235
K	0.001	0.000	0.001	0.001	0.002	0.003	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
X:	0.986	0.996	1.000	1.000	0.957	1.000	1.000	1.000	1.000	0.995	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Summe	3.986	3.996	4.000	4.000	3.957	4.000	4.000	4.000	4.000	3.995	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
CaTiAl2O6	0.8	0.7	0.8	0.7	0.5	0.6	0.6	0.5	0.7	0.9	0.7	0.7	1.0	0.9	0.8
CaAl2SiO6	1.6	2.2	2.1	2.4	0.7	2.8	2.0	2.5	2.4	1.9	2.7	2.9	1.8	2.8	1.8
NaAlSi2O6	43.5	44.3	41.1	19.2	36.7	23.1	24.1	16.9	33.8	33.6	24.3	26.7	20.2	25.8	22.1
(Na,K)FeSi2O6	0.0	0.0	2.6	6.5	0.0	0.1	0.0	4.4	0.0	0.0	5.2	3.4	0.1	0.1	0.0
CaMgSi2O6	34.2	33.9	36.1	56.7	42.6	50.7	47.3	53.8	38.6	39.5	46.1	45.2	54.9	52.8	53.8
CaFeSi2O6	11.6	11.8	10.8	9.5	13.0	14.8	16.9	14.6	15.0	15.2	14.0	13.7	14.1	11.6	13.7
Ca2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.5	0.9	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	1.0	0.0
Fe2Si2O6	8.3	7.0	6.3	4.2	5.6	7.9	9.0	7.0	9.3	8.9	6.5	7.3	7.8	4.9	7.8
Mg2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn2Si2O6	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0

Fortsetzung Tab.12 (47.1: Forchheim, 32: Lippmanns Steinbruch bei Ansprung/mittleres Erzgebirgskristallin)

	47.1-14 Sym Cpx P8 L.L	47.1-14 Sym Cpx P9 L.L	32-8 Cpx R.Opx P1	32-8 Cpx R.Opx P2	32-1 Cpx C P1	32-1 Cpx R.Grt P3	32-2 Cpx Inc.Grt P1	32-5 Cpx R.Grt P1	32-5 Cpx C P2	32-6 Cpx C P1	32-4 Cpx R.Opx P1	32-12 Cpx P1	32-8 Opx C P1	32-8 Opx C P2	32-8 Opx R.Grt P3
SiO2	52.60	53.20	55.29	55.23	54.61	55.52	55.05	54.52	55.22	54.38	54.79	54.50	56.97	58.14	57.99
TiO2	0.32	0.27	0.41	0.48	0.32	0.32	0.42	0.49	0.43	0.46	0.42	0.44	0.19	0.12	0.17
Al2O3	7.35	7.54	5.03	4.92	5.70	5.81	4.12	4.96	4.51	4.69	4.92	4.62	0.91	1.10	1.04
Cr2O3	1.62	0.69	0.08	0.08	0.05	0.08	0.04	0.00	0.06	0.08	0.09	0.13	0.01	0.03	0.00
Fe2O3	0.05	0.00	0.49	0.77	0.00	0.22	1.32	0.00	0.93	2.04	1.03	2.43	1.10	0.00	0.00
MgO	10.58	10.22	14.57	14.57	14.10	14.49	15.95	14.45	14.96	14.64	14.27	15.05	34.32	33.91	34.29
CaO	19.01	18.92	19.51	19.07	19.03	18.97	17.34	18.93	19.06	18.93	19.31	18.92	0.41	0.63	0.42
MnO	0.07	0.03	0.08	0.07	0.13	0.09	0.05	0.00	0.06	0.13	0.00	0.19	0.12	0.11	0.10
FeO	4.29	5.27	2.20	2.09	2.55	2.12	2.40	2.87	2.18	1.14	2.14	1.05	5.99	6.66	6.84
Na2O	3.37	3.44	2.85	3.00	2.87	3.09	2.82	2.74	2.82	2.98	2.93	2.85	0.09	0.20	0.13
K2O	0.00	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00
Summe	99.25	99.63	100.51	100.29	99.38	100.70	99.53	98.96	100.23	99.47	99.91	100.20	100.12	100.92	100.98
Strukturformel bezogen auf 6 O															
Si	1.928	1.943	1.974	1.976	1.971	1.972	1.981	1.978	1.978	1.963	1.971	1.955	1.966	1.987	1.982
Al	0.072	0.057	0.026	0.024	0.029	0.028	0.019	0.022	0.022	0.037	0.029	0.045	0.034	0.013	0.018
Z:	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Al	0.245	0.268	0.186	0.183	0.213	0.215	0.156	0.189	0.168	0.163	0.180	0.151	0.003	0.032	0.024
Fe3+	0.001	0.000	0.013	0.021	0.000	0.006	0.036	0.000	0.025	0.055	0.028	0.066	0.029	0.000	0.000
Cr	0.047	0.020	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.000	0.002	0.002	0.003	0.004	0.000	0.001	0.000
Ti	0.009	0.007	0.011	0.013	0.009	0.009	0.011	0.013	0.012	0.012	0.011	0.012	0.005	0.003	0.004
Mg	0.578	0.556	0.776	0.777	0.758	0.767	0.795	0.781	0.794	0.767	0.765	0.768	0.964	0.965	0.972
Fe2+	0.120	0.148	0.012	0.004	0.019	0.001	0.000	0.016	0.000	0.000	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y:	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.060	0.000	0.005	0.020	0.000	0.037	0.801	0.763	0.775
Fe2+	0.012	0.012	0.053	0.059	0.058	0.062	0.072	0.071	0.065	0.034	0.051	0.032	0.173	0.191	0.196
Mn	0.002	0.001	0.003	0.002	0.004	0.003	0.002	0.000	0.002	0.004	0.000	0.006	0.004	0.003	0.003
Ca	0.747	0.741	0.747	0.731	0.736	0.722	0.668	0.736	0.732	0.732	0.744	0.727	0.015	0.023	0.015
Na	0.239	0.244	0.198	0.208	0.201	0.213	0.197	0.193	0.196	0.209	0.204	0.198	0.006	0.013	0.009
K	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000
X:	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	0.994	0.997
Summe	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	3.994	3.997
CaTiAl2O6	0.8	0.7	1.1	1.3	0.9	0.9	1.1	1.3	1.2	1.2	1.1	1.2	0.5	0.3	0.4
CaAl2SiO6	2.6	1.9	0.2	0.0	0.6	0.5	0.0	0.0	0.0	0.6	0.3	1.0	1.2	0.3	0.5
NaAlSi2O6	23.2	24.4	18.6	18.4	21.1	21.4	15.7	19.0	16.9	16.2	17.9	14.9	0.3	3.1	2.4
(Na,K)FeSi2O6	0.1	0.0	1.3	2.1	0.0	0.6	3.6	0.0	2.5	5.5	2.8	6.5	2.8	0.0	0.0
CaMgSi2O6	54.6	50.7	73.3	72.1	71.5	70.4	65.9	72.4	72.2	70.9	72.9	69.6	0.0	1.7	0.6
CaFeSi2O6	12.4	14.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe2Si2O6	6.2	7.6	3.3	3.1	3.8	3.1	3.6	4.4	3.3	1.7	3.2	1.6	8.5	9.5	9.7
Mg2Si2O6	0.0	0.0	2.1	2.9	1.9	2.9	10.0	3.0	3.9	3.7	1.8	5.0	86.8	84.9	86.3
Mn2Si2O6	0.1	0.0	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.0	0.1	0.2	0.0	0.3	0.2	0.2	0.1

Fortsetzung Tab. 12 (32: Lippmanns Steinbruch bei Ansprung/mittleres Erzgebirgskristallin; 15: Mildenau/westliches Erzgebirgskristallin)

	32-8 Opx R.Grt P4	32-8 Opx R.Cpx P5	32-8 Opx R.Cpx P6	32-5 Opx Inc.Cpx P1	32-4 Opx R.Cpx P1	32-4 Opx C P2	15-1 Om1 R.Grt1 P1	15-1 Om1 C P1	15-2 Om1 C P1	15-2 Om2 R.Grt1 P1	15-2 Om3 R.Grt2 P1	15-2 Om3 C P2	15-2 Om3 R.Grt2 P3	15-3 Om1 R.Grt P1	15-3 Om2 R.Grt2 P1
SiO2	57.44	57.53	57.16	57.94	57.54	57.74	55.86	56.75	55.55	54.75	55.85	55.64	55.49	55.33	54.41
TiO2	0.14	0.15	0.11	0.15	0.06	0.09	0.09	0.05	0.06	0.05	0.06	0.00	0.10	0.06	0.10
Al2O3	1.01	1.07	1.10	1.06	0.91	1.00	9.51	8.75	9.11	9.33	9.52	8.78	10.15	9.95	9.51
Cr2O3	0.04	0.00	0.02	0.06	0.00	0.00	0.12	0.03	0.05	0.12	0.05	0.05	0.05	0.00	0.03
Fe2O3	0.37	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23
MgO	34.21	34.30	33.60	33.87	33.82	33.67	11.22	12.05	11.49	11.48	10.92	11.53	10.79	10.89	10.87
CaO	0.40	0.41	0.36	0.45	0.26	0.34	17.13	17.26	17.24	17.37	16.61	17.64	16.19	16.45	17.10
MnO	0.13	0.06	0.12	0.16	0.05	0.01	0.05	0.05	0.01	0.09	0.08	0.00	0.00	0.07	0.04
FeO	6.62	6.72	6.92	6.49	7.38	6.92	1.57	1.17	1.48	1.34	1.91	1.39	1.87	1.69	1.44
Na2O	0.12	0.08	0.13	0.12	0.01	0.07	4.84	4.73	4.80	4.61	5.04	4.44	5.18	5.07	4.83
K2O	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.48	100.37	99.51	100.33	100.03	99.85	100.39	100.86	99.78	99.35	100.04	99.48	99.83	99.53	98.57
Strukturformel bezogen auf 6 O															
Si	1.975	1.978	1.983	1.990	1.988	1.993	1.972	1.989	1.974	1.957	1.979	1.982	1.968	1.969	1.960
Al	0.025	0.022	0.017	0.010	0.012	0.007	0.028	0.011	0.026	0.043	0.021	0.018	0.032	0.031	0.040
Z:	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Al	0.015	0.021	0.028	0.033	0.025	0.034	0.368	0.351	0.356	0.351	0.377	0.351	0.393	0.386	0.364
Fe3+	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006
Cr	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.003	0.001	0.001	0.003	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001
Ti	0.004	0.004	0.003	0.004	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.003	0.002	0.003
Mg	0.970	0.975	0.969	0.962	0.974	0.964	0.590	0.629	0.609	0.612	0.577	0.612	0.570	0.578	0.584
Fe2+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.036	0.017	0.033	0.028	0.043	0.035	0.033	0.034	0.042
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y:	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Mg	0.783	0.783	0.769	0.772	0.768	0.769	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+	0.190	0.193	0.201	0.186	0.213	0.200	0.010	0.017	0.011	0.012	0.013	0.006	0.023	0.016	0.002
Mn	0.004	0.002	0.003	0.005	0.001	0.000	0.002	0.002	0.000	0.003	0.003	0.000	0.000	0.002	0.001
Ca	0.015	0.015	0.013	0.017	0.010	0.012	0.648	0.648	0.656	0.665	0.631	0.673	0.615	0.627	0.660
Na	0.008	0.005	0.009	0.008	0.001	0.005	0.331	0.322	0.330	0.320	0.346	0.307	0.356	0.350	0.337
K	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
X:	1.000	1.000	0.996	0.988	0.993	0.987	0.992	0.989	0.998	1.000	0.993	0.986	0.995	0.996	1.000
Summe	4.000	4.000	3.996	3.988	3.993	3.987	3.992	3.989	3.998	4.000	3.993	3.986	3.995	3.996	4.000
CaTiAl2O6	0.4	0.4	0.3	0.4	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.3	0.2	0.3
CaAl2SiO6	0.9	0.7	0.5	0.1	0.5	0.1	1.1	0.4	1.1	1.9	0.8	0.9	1.2	1.3	1.6
NaAlSi2O6	1.5	2.1	2.8	3.3	2.4	3.4	35.3	33.5	33.9	33.3	35.7	33.9	36.5	36.3	35.0
(Na,K)FeSi2O6	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6
CaMgSi2O6	0.2	0.4	0.5	1.1	0.4	0.9	56.6	60.0	58.1	58.0	54.6	59.2	53.0	54.3	56.1
CaFeSi2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.4	3.3	4.2	3.8	5.3	4.0	5.2	4.7	4.2
Ca2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.6
Fe2Si2O6	9.4	9.6	9.9	9.3	10.5	9.9	2.3	2.6	2.5	2.3	3.3	1.5	3.8	3.1	1.5
Mg2Si2O6	86.5	86.8	85.8	85.6	86.0	85.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn2Si2O6	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1

Fortsetzung Tab. 12 (105: Schmalzgrube, 38: Wolkenstein/westliches Erzgebirgskristallin)

	105-5 Om1 C P1	105-6 Om2 R.Grt1 P1	105-7 Om1 R.Grt1 P1	105-4 Om1 R.Grt1 P1	105-4 Om1 C P2	105-4 Inc4 Grt1 P1	105-4 Inc1 Grt1 P1	105-8 Om1 R.Grt1 P1	105-8 Om1 R.Grt1 P2	105-11 Inc1 Zo1 P1	105-1 Om1 C P2	105-1 Om1 R.Grt1 P3	105-1 Om1 R.Grt1 P4	38-16 Om R.Grt P1	38-16 Om C P2
SiO2	55.04	55.15	55.62	54.74	56.88	56.41	56.29	56.53	55.28	55.35	55.24	56.07	55.99	55.50	55.93
TiO2	0.05	0.09	0.05	0.02	0.00	0.05	0.04	0.05	0.04	0.08	0.04	0.06	0.09	0.07	0.00
Al2O3	11.07	10.34	10.28	11.01	9.75	10.98	10.95	10.96	10.04	10.82	10.32	11.14	11.00	9.81	9.93
Cr2O3	0.07	0.00	0.10	0.00	0.05	0.02	0.01	0.05	0.02	0.00	0.04	0.05	0.03	0.08	0.07
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.34	0.00	0.61	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	9.94	10.34	10.48	10.00	11.01	9.97	10.29	10.22	10.68	10.41	10.80	9.83	10.01	10.81	10.88
CaO	15.16	15.71	15.65	15.09	16.22	14.78	14.80	15.00	15.72	15.14	15.66	15.01	15.16	16.59	16.58
MnO	0.00	0.09	0.00	0.01	0.00	0.11	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
FeO	1.34	1.41	1.43	1.42	1.07	1.93	1.21	1.30	1.16	0.85	0.69	1.41	1.41	1.85	1.92
Na2O	5.89	5.54	5.56	5.79	5.46	5.99	6.12	5.83	5.56	5.89	5.62	5.83	5.87	4.84	5.00
K2O	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Summe	98.56	98.69	99.18	98.09	100.45	100.26	99.81	99.94	98.83	98.58	99.03	99.41	99.57	99.55	100.40
Strukturformel bezogen auf 6 O															
Si	1.969	1.974	1.979	1.968	1.995	1.985	1.984	1.988	1.976	1.975	1.968	1.984	1.980	1.974	1.974
Al	0.031	0.026	0.021	0.032	0.005	0.015	0.016	0.012	0.024	0.025	0.032	0.016	0.020	0.026	0.026
Z:	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Al	0.436	0.411	0.411	0.435	0.398	0.440	0.439	0.442	0.398	0.430	0.401	0.449	0.439	0.386	0.387
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.016	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.002	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002
Ti	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.003	0.002	0.000
Mg	0.530	0.552	0.556	0.536	0.576	0.523	0.541	0.536	0.569	0.554	0.574	0.519	0.528	0.573	0.572
Fe2+	0.031	0.035	0.029	0.029	0.024	0.036	0.019	0.019	0.022	0.014	0.007	0.030	0.030	0.037	0.039
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y:	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Fe2+	0.009	0.007	0.013	0.014	0.007	0.021	0.016	0.019	0.013	0.011	0.014	0.012	0.012	0.018	0.018
Mn	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.003	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
Ca	0.581	0.602	0.597	0.581	0.610	0.557	0.559	0.565	0.602	0.579	0.598	0.569	0.574	0.632	0.627
Na	0.408	0.385	0.383	0.404	0.371	0.409	0.418	0.397	0.386	0.407	0.388	0.400	0.403	0.334	0.342
K	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
X:	1.000	0.998	0.994	1.000	0.988	0.991	0.997	0.981	1.000	1.000	1.000	0.981	0.989	0.984	0.990
Summe	4.000	3.998	3.994	4.000	3.988	3.991	3.997	3.981	4.000	4.000	4.000	3.981	3.989	3.984	3.990
CaTiAl2O6	0.1	0.2	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.0
CaAl2Si06	1.4	1.0	0.9	1.4	0.2	0.6	0.7	0.4	1.1	1.0	1.4	0.6	0.7	1.1	1.2
NaAlSi2O6	41.8	39.4	39.2	41.1	38.9	41.0	41.6	42.2	38.0	41.4	38.4	43.2	42.1	36.4	36.3
(Na,K)FeSi2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9	0.0	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0
CaMgSi2O6	50.8	52.9	53.1	50.7	56.3	48.8	51.3	51.1	54.3	53.2	54.9	50.0	50.7	54.2	53.7
CaFeSi2O6	3.9	4.1	4.1	4.0	3.1	5.3	3.4	3.6	3.3	2.4	2.0	4.0	4.0	5.2	5.3
Ca2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe2Si2O6	2.1	2.2	2.6	2.6	1.5	4.1	2.9	2.5	2.3	1.8	1.6	2.0	2.2	3.0	3.4
Mg2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn2Si2O6	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1

Fortsetzung Tab. 12 (38: Wolkenstein, E40: Großrückerswalde/westliches Erzgebirgskristallin)

	38-17 Om R.Grt P1	38-12 Om Inc1.Grt P1	38-12 Om Inc2.Grt P1	38-12 Om Inc2.Grt P1	E40-1 Om1 R.Grt P1	E40-1 Om1 C P2	E40-1 Om1 R.Grt P3	E40-1 Om2 R.Grt P1	E40-1 Om Inc1.Grt P1	E40-1 Om Inc3.Grt P2	E40-2 Om1 R.Grt2 P2	E40-2 Om1 R.Grt2 P1	E40-3 Om.Inc Qtz-Bl P2	E40-3 Om.Inc Qtz-Bl P1	E40-3 Om Inc3.Am P1
SiO2	55.73	56.34	56.88	56.01	54.88	55.45	55.83	54.43	54.36	56.41	56.21	56.04	54.59	55.33	55.61
TiO2	0.06	0.04	0.08	0.01	0.10	0.14	0.08	0.21	0.18	0.05	0.16	0.09	0.15	0.10	0.16
Al2O3	9.53	9.02	9.35	10.20	11.17	11.03	11.21	11.52	11.15	10.13	11.19	11.14	11.29	11.46	11.20
Cr2O3	0.14	0.10	0.00	0.02	0.00	0.08	0.03	0.00	0.02	0.06	0.00	0.05	0.00	0.00	0.04
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.19	0.74	0.00	0.00	0.71	2.65	0.00	0.00	0.40	0.12	0.00	0.00
MgO	10.97	11.45	11.06	10.51	9.20	9.16	9.11	8.63	8.83	9.93	9.02	9.02	9.02	8.73	8.70
CaO	16.84	17.35	16.52	16.35	14.49	14.92	14.75	14.90	14.69	15.36	14.69	14.80	14.71	14.42	14.60
MnO	0.05	0.00	0.07	0.00	0.00	0.02	0.10	0.03	0.08	0.01	0.04	0.05	0.04	0.03	0.00
FeO	2.04	2.43	1.71	2.06	2.20	3.13	3.20	3.14	1.75	2.92	3.40	3.00	3.52	3.46	3.80
Na2O	4.73	4.71	5.10	5.44	6.16	5.98	6.04	5.96	6.20	5.83	6.16	6.24	5.79	6.15	6.14
K2O	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00
Summe	100.10	101.45	100.79	100.80	98.92	99.93	100.36	99.53	99.91	100.70	100.86	100.85	99.25	99.69	100.24
Strukturformel bezogen auf 6 O															
Si	1.975	1.976	1.995	1.971	1.966	1.971	1.975	1.948	1.940	1.988	1.978	1.974	1.958	1.971	1.974
Al	0.025	0.024	0.005	0.029	0.034	0.029	0.025	0.052	0.060	0.012	0.022	0.026	0.042	0.029	0.026
Z:	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Al	0.373	0.349	0.382	0.394	0.437	0.433	0.442	0.435	0.408	0.409	0.443	0.437	0.435	0.452	0.442
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.005	0.020	0.000	0.000	0.019	0.071	0.000	0.000	0.011	0.003	0.000	0.000
Cr	0.004	0.003	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Ti	0.002	0.001	0.002	0.000	0.003	0.004	0.002	0.006	0.005	0.001	0.004	0.002	0.004	0.003	0.004
Mg	0.579	0.599	0.578	0.551	0.491	0.485	0.480	0.461	0.470	0.522	0.473	0.473	0.482	0.464	0.460
Fe2+	0.042	0.048	0.038	0.049	0.050	0.075	0.075	0.080	0.046	0.066	0.080	0.076	0.076	0.082	0.092
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y:	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Fe2+	0.019	0.023	0.012	0.012	0.016	0.018	0.020	0.014	0.007	0.020	0.020	0.013	0.030	0.022	0.021
Mn	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.003	0.001	0.003	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000
Ca	0.640	0.652	0.621	0.617	0.556	0.568	0.559	0.572	0.562	0.580	0.554	0.559	0.565	0.551	0.555
Na	0.325	0.320	0.347	0.371	0.428	0.412	0.414	0.413	0.429	0.399	0.420	0.426	0.403	0.425	0.422
K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
X:	0.985	0.995	0.983	1.000	1.000	0.999	0.996	1.000	1.000	0.999	0.996	1.000	1.000	0.998	0.998
Summe	3.985	3.995	3.983	4.000	4.000	3.999	3.996	4.000	4.000	3.999	3.996	4.000	4.000	3.998	3.998
CaTiAl2O6	0.2	0.1	0.2	0.0	0.2	0.4	0.2	0.5	0.4	0.1	0.4	0.2	0.4	0.2	0.4
CaAl2Si06	1.0	1.0	0.0	1.3	1.4	1.0	1.0	1.9	2.4	0.4	0.6	1.0	1.5	1.1	0.8
NaAlSi2O6	35.1	32.3	36.6	37.1	40.7	39.9	40.5	40.0	38.6	37.8	40.5	40.6	38.7	41.1	40.2
(Na,K)FeSi2O6	0.0	0.0	0.0	0.5	1.9	0.0	0.0	1.8	6.7	0.0	0.0	1.0	0.3	0.0	0.0
CaMgSi2O6	54.5	55.4	55.4	52.0	45.8	44.7	44.0	42.4	44.3	48.2	43.3	44.0	43.0	42.1	41.8
CaFeSi2O6	5.7	6.6	4.8	5.7	6.1	8.6	8.7	8.6	4.9	8.0	9.2	8.2	9.4	9.4	10.3
Ca2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe2Si2O6	3.4	4.7	2.9	3.3	3.9	5.4	5.6	4.7	2.0	5.5	6.0	4.9	6.7	6.1	6.5
Mg2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn2Si2O6	0.2	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0

Fortsetzung Tab. 12 (E40: Großrückerswalde, 33.1: Grünhainichen/westliches Erzgebirgskristallin)

	E40-4 Om R.Grt1 P1	E40-5 Om1 R.Grt-Kor P1	E40-5 Sym Cpx P3	E40-5 Sym Cpx P6	33.1-8 Om1 C P1	33.1-8 Om1 R.Grt P2	33.1-8 Om1 R.Grt P2	33.1-7 Om1 R.Grt P1	33.1-7 Om2 R.Grt P1	33.1-5 Om1 R.Grt P1	33.1-5 Om2 R.Grt P2	33.1-5 Om Incl.Grt P1	33.1-1 Om R.Phe1 P1	33.1-4 Om C P1	33.1-4 Om R.Grt P2
SiO2	56.77	56.28	53.84	54.97	57.23	55.98	56.63	56.57	56.92	56.65	57.11	56.82	55.79	56.82	57.27
TiO2	0.02	0.06	0.09	0.00	0.09	0.12	0.07	0.06	0.09	0.02	0.06	0.03	0.07	0.02	0.02
Al2O3	10.74	11.56	3.89	6.70	11.83	11.33	11.35	11.72	11.37	12.07	11.67	12.00	11.40	11.66	11.20
Cr2O3	0.00	0.01	0.04	0.00	0.04	0.02	0.09	0.00	0.00	0.04	0.00	0.08	0.08	0.06	0.02
Fe2O3	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.37	0.00	0.00
MgO	9.40	8.89	13.23	11.48	9.39	9.36	9.61	9.38	9.81	8.97	9.49	9.32	9.60	9.57	9.56
CaO	14.82	14.38	23.26	20.13	14.05	14.79	14.41	14.29	14.69	14.22	14.37	13.60	14.60	14.64	14.57
MnO	0.00	0.00	0.13	0.09	0.00	0.01	0.11	0.04	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.01	0.09
FeO	2.65	3.15	4.80	3.99	1.31	1.75	1.78	1.75	1.63	1.70	1.70	1.57	0.00	1.53	1.46
Na2O	6.11	6.04	1.33	2.34	6.19	5.85	6.08	6.02	6.10	6.37	6.41	6.90	6.17	6.04	6.13
K2O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Summe	100.52	100.36	100.62	99.71	100.12	99.23	100.14	99.83	100.61	100.08	100.86	100.34	99.08	100.36	100.33
Strukturformel bezogen auf 6 O															
Si	1.997	1.984	1.960	1.985	2.000	1.986	1.989	1.990	1.989	1.988	1.990	1.988	1.976	1.988	2.004
Al	0.003	0.016	0.040	0.015	0.000	0.014	0.011	0.010	0.011	0.012	0.010	0.012	0.024	0.012	0.000
Z:	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2.004
Al	0.442	0.464	0.127	0.270	0.487	0.459	0.460	0.476	0.457	0.488	0.470	0.483	0.452	0.469	0.462
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.036	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.002	0.002	0.001
Ti	0.001	0.002	0.002	0.000	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.000	0.002	0.001	0.002	0.001	0.000
Mg	0.493	0.467	0.718	0.618	0.489	0.495	0.503	0.492	0.511	0.469	0.493	0.486	0.507	0.499	0.499
Fe2+	0.065	0.068	0.146	0.112	0.021	0.042	0.033	0.031	0.030	0.041	0.035	0.028	0.000	0.029	0.038
Mn	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Y:	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Fe2+	0.013	0.025	0.000	0.009	0.018	0.010	0.019	0.020	0.018	0.009	0.014	0.018	0.000	0.015	0.005
Mn	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003
Ca	0.559	0.543	0.907	0.779	0.526	0.562	0.542	0.538	0.550	0.535	0.536	0.510	0.554	0.549	0.546
Na	0.417	0.413	0.094	0.164	0.419	0.402	0.414	0.411	0.413	0.434	0.433	0.468	0.424	0.410	0.416
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
X:	0.989	0.981	1.000	0.954	0.964	0.975	0.980	0.971	0.981	0.978	0.985	0.997	0.978	0.975	0.997
Summe	3.989	3.981	4.000	3.954	3.964	3.975	3.980	3.971	3.981	3.978	3.985	3.997	3.978	3.975	3.997
CaTiAl2O6	0.1	0.2	0.2	0.0	0.2	0.3	0.2	0.1	0.2	0.0	0.2	0.1	0.2	0.1	0.0
CaAl2SiO6	0.1	0.6	1.6	0.7	0.0	0.4	0.3	0.3	0.3	0.5	0.3	0.5	1.0	0.5	0.0
NaAlSi2O6	41.7	42.5	11.7	25.1	46.9	44.2	43.5	45.1	43.5	47.0	44.8	45.7	44.1	45.0	45.2
(Na,K)FeSi2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.6	0.0	0.0
CaMgSi2O6	46.5	42.8	66.0	57.3	47.1	47.6	47.6	46.6	48.6	45.2	47.1	45.9	49.4	47.9	48.4
CaFeSi2O6	7.4	8.5	13.5	11.2	3.7	5.0	4.9	4.9	4.5	4.8	4.7	4.3	0.0	4.3	4.2
Ca2Si2O6	0.0	0.0	1.1	1.5	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	1.7	0.0	0.2
Fe2Si2O6	4.3	5.4	5.7	4.1	2.0	2.1	3.3	2.9	2.9	2.0	2.9	3.5	0.0	2.2	1.9
Mg2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn2Si2O6	0.0	0.0	0.2	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1

Fortsetzung Tab. 12 (65: Boden/westliches Erzgebirgskristallin)

	65-1 Om Inc.Ky P1	65-1 Om Inc.Ky P2	65-1 Om Inc.Ky P3	65-1 Om1 R.Grt1 P1	65-1 Om2 R.Grt1 P1	65-1 Om2 R.Grt1 P2	65-1 Om2 R.Grt1 P3	65-2 Om1 C P1	65-2 Om1 R.Grt1 P2	65-2 Om1 R.Grt1 P3	65-2 Om2 I P2	65-2 Om2 R.Grt1 P3	65-2 Om2 C P4	65-4 Om2 C P1	65-5 Om2 R.Grt2 P2
SiO2	55.67	56.21	55.77	54.67	55.97	55.77	55.95	55.65	56.01	55.72	54.92	55.09	56.00	54.95	54.27
TiO2	0.09	0.06	0.06	0.10	0.06	0.03	0.06	0.01	0.12	0.09	0.05	0.05	0.06	0.08	0.11
Al2O3	7.53	7.24	7.27	7.90	6.89	6.93	7.22	7.82	7.08	7.60	7.27	7.51	7.27	7.51	7.05
Cr2O3	0.54	0.32	0.56	0.50	0.40	0.48	0.32	0.39	0.28	0.58	0.33	0.40	0.27	0.22	0.53
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	1.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.83	0.00	0.00	0.55	1.08
MgO	12.45	13.21	12.83	12.31	12.93	13.33	12.72	12.57	13.23	12.64	12.96	12.67	12.98	12.90	13.01
CaO	18.62	18.82	19.25	18.46	19.41	19.41	18.86	18.01	18.89	18.71	19.17	18.96	18.76	19.24	18.98
MnO	0.04	0.01	0.00	0.04	0.00	0.11	0.01	0.04	0.00	0.10	0.04	0.06	0.14	0.00	0.03
FeO	1.25	1.09	1.27	0.51	1.47	1.43	1.43	1.12	1.53	1.60	1.09	1.77	1.62	1.21	0.81
Na2O	3.85	3.76	3.65	4.15	3.57	3.33	3.87	4.27	3.57	3.73	3.65	3.67	3.55	3.65	3.59
K2O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Summe	100.04	100.72	100.67	100.00	100.69	100.84	100.43	99.88	100.73	100.76	100.31	100.19	100.66	100.31	99.47
Strukturformel bezogen auf 6 O															
Si	1.980	1.983	1.974	1.950	1.982	1.973	1.983	1.979	1.980	1.971	1.956	1.964	1.981	1.956	1.951
Al	0.020	0.017	0.026	0.050	0.018	0.027	0.017	0.021	0.020	0.029	0.044	0.036	0.019	0.044	0.049
Z:	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Al	0.295	0.284	0.278	0.282	0.270	0.262	0.285	0.306	0.275	0.288	0.262	0.280	0.284	0.271	0.249
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.036	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.022	0.000	0.000	0.015	0.029
Cr	0.015	0.009	0.016	0.014	0.011	0.013	0.009	0.011	0.008	0.016	0.009	0.011	0.008	0.006	0.015
Ti	0.002	0.002	0.001	0.003	0.002	0.001	0.002	0.000	0.003	0.002	0.001	0.001	0.002	0.002	0.003
Mg	0.660	0.694	0.677	0.655	0.682	0.703	0.672	0.666	0.697	0.666	0.688	0.673	0.684	0.684	0.697
Fe2+	0.028	0.011	0.028	0.010	0.035	0.021	0.032	0.016	0.017	0.027	0.018	0.034	0.023	0.022	0.006
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y:	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Fe2+	0.009	0.021	0.009	0.005	0.008	0.021	0.010	0.017	0.028	0.020	0.015	0.018	0.025	0.014	0.018
Mn	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.003	0.001	0.002	0.004	0.000	0.001
Ca	0.709	0.711	0.730	0.706	0.736	0.736	0.716	0.686	0.715	0.709	0.732	0.724	0.711	0.734	0.731
Na	0.266	0.257	0.251	0.287	0.245	0.229	0.266	0.294	0.245	0.256	0.252	0.253	0.244	0.252	0.250
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
X:	0.985	0.989	0.990	1.000	0.990	0.990	0.993	0.999	0.988	0.988	1.000	0.998	0.984	1.000	1.000
Summe	3.985	3.989	3.990	4.000	3.990	3.990	3.993	3.999	3.988	3.988	4.000	3.998	3.984	4.000	4.000
CaTiAl2O6	0.2	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1	0.2	0.0	0.3	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3
CaAl2SiO6	0.8	0.7	1.1	2.2	0.7	1.2	0.6	1.0	0.7	1.2	2.0	1.6	0.7	1.9	2.1
NaAlSi2O6	28.9	27.1	27.1	27.6	26.3	24.8	27.6	29.3	25.7	27.4	25.0	26.4	26.6	25.8	23.8
(Na,K)FeSi2O6	0.0	0.0	0.0	3.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.1	0.0	0.0	1.4	2.8
CaMgSi2O6	64.6	66.3	66.1	64.1	66.5	66.6	65.1	63.7	65.2	63.4	65.6	63.5	64.1	65.1	66.7
CaFeSi2O6	3.6	3.1	3.7	1.5	4.2	4.0	4.1	3.2	4.2	4.5	3.1	5.0	4.5	3.4	2.3
Ca2Si2O6	0.1	0.0	0.1	0.5	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe2Si2O6	1.7	2.7	1.7	0.2	2.0	3.1	2.4	2.7	3.9	3.2	2.0	3.4	3.7	2.1	1.9
Mg2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn2Si2O6	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.2	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.2	0.0	0.1

Fortsetzung Tab. 12 (65: Boden/westliches Erzgebirgskristallin)

	65-5 Om2 R.Grt2 P3	65-6 Om1 I P1	65-6 Om1 I P2	65-6 Om2 R.Grt1 P1	65-7 Om1 I P1	65-7 Om1 C P3	65-7 Om2 I P1	65-7 Om2 R.Grt1 P2	65-7 Om3 R.Grt1 P2	65-7 Om3 R.Grt1 P3	65-7 Om3 I P4	65-7 Om3 C P5	65-7 Sym Cpx P4	65-1 Sym Cpx P1	65-2 Sym Cpx P1
SiO2	54.70	55.30	55.08	54.31	54.73	55.39	55.69	54.90	55.32	55.43	55.21	55.00	56.09	57.30	53.77
TiO2	0.12	0.05	0.09	0.05	0.00	0.03	0.09	0.09	0.08	0.02	0.07	0.05	0.04	0.03	0.08
Al2O3	7.18	7.60	6.81	7.09	6.73	7.08	8.14	7.76	7.58	7.53	6.91	7.56	9.15	11.17	5.85
Cr2O3	0.72	0.51	0.50	0.41	0.11	0.22	0.12	0.11	0.42	0.26	0.71	0.16	0.40	0.26	0.62
Fe2O3	0.24	0.00	0.33	0.74	1.17	0.69	0.00	1.69	0.42	0.62	0.00	0.84	0.00	0.00	0.00
MgO	12.77	12.51	13.27	13.21	13.27	13.10	12.36	12.83	12.42	12.81	12.95	12.77	9.92	9.42	13.31
CaO	19.09	18.28	19.15	19.16	19.21	19.42	18.53	19.01	18.12	18.49	18.98	18.47	18.56	16.59	22.40
MnO	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.10
FeO	1.51	1.58	1.53	0.87	0.27	0.70	1.56	0.31	0.97	0.69	1.48	0.59	2.34	1.63	2.58
Na2O	3.61	4.02	3.50	3.45	3.63	3.74	3.91	3.92	4.28	4.10	3.62	4.04	2.88	3.02	1.52
K2O	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.06	0.06	0.03
Summe	99.98	99.86	100.26	99.30	99.16	100.37	100.40	100.61	99.63	99.96	99.94	99.51	99.51	99.50	100.26
Strukturformel bezogen auf 6 O															
Si	1.957	1.973	1.964	1.953	1.967	1.967	1.972	1.946	1.975	1.972	1.972	1.966	1.998	2.012	1.940
Al	0.043	0.027	0.036	0.047	0.033	0.033	0.028	0.054	0.025	0.028	0.028	0.034	0.002	0.000	0.060
Z:	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Al	0.260	0.292	0.250	0.254	0.252	0.264	0.312	0.271	0.294	0.288	0.263	0.285	0.383	0.462	0.189
Fe3+	0.006	0.000	0.009	0.020	0.032	0.018	0.000	0.045	0.011	0.017	0.000	0.023	0.000	0.000	0.000
Cr	0.020	0.014	0.014	0.012	0.003	0.006	0.003	0.003	0.012	0.007	0.020	0.005	0.011	0.007	0.018
Ti	0.003	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.002	0.002	0.002	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002
Mg	0.681	0.665	0.705	0.708	0.711	0.694	0.653	0.678	0.661	0.679	0.689	0.680	0.527	0.493	0.716
Fe2+	0.029	0.026	0.019	0.005	0.002	0.017	0.030	0.001	0.019	0.009	0.026	0.006	0.070	0.037	0.076
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000
Y:	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Fe2+	0.016	0.021	0.026	0.021	0.006	0.004	0.017	0.008	0.010	0.011	0.018	0.011	0.000	0.011	0.002
Mn	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.003
Ca	0.732	0.699	0.731	0.738	0.740	0.739	0.703	0.722	0.693	0.705	0.726	0.707	0.708	0.624	0.866
Na	0.250	0.278	0.242	0.241	0.253	0.257	0.268	0.270	0.296	0.283	0.251	0.280	0.199	0.206	0.106
K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.003	0.002	0.001
X:	1.000	0.998	1.000	1.000	1.000	1.000	0.988	1.000	1.000	1.000	0.996	1.000	0.913	0.844	0.979
Summe	4.000	3.998	4.000	4.000	4.000	4.000	3.988	4.000	4.000	4.000	3.996	4.000	3.913	3.844	3.979
CaTiAl2O6	0.3	0.1	0.2	0.1	0.0	0.1	0.2	0.2	0.2	0.0	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2
CaAl2SiO6	1.7	1.1	1.5	2.1	1.6	1.5	1.1	2.4	1.0	1.3	1.2	1.5	0.0	0.0	2.6
NaAlSi2O6	24.9	27.7	23.4	24.1	24.6	25.8	29.6	26.2	28.6	27.8	25.2	27.5	36.9	44.9	17.9
(Na,K)FeSi2O6	0.6	0.0	0.8	1.9	3.1	1.8	0.0	4.4	1.1	1.6	0.0	2.2	0.0	0.0	0.0
CaMgSi2O6	65.2	63.0	65.9	67.2	69.5	67.8	62.0	65.5	64.4	65.8	66.1	65.7	50.8	46.6	68.0
CaFeSi2O6	4.3	4.5	4.3	2.5	0.8	2.0	4.4	0.9	2.8	2.0	4.2	1.7	6.7	4.5	7.4
Ca2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.4	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	5.3	3.9	2.0
Fe2Si2O6	2.9	3.5	3.9	2.2	0.2	0.6	2.7	0.0	1.9	1.4	3.1	1.2	0.0	0.0	1.7
Mg2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn2Si2O6	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1

Fortsetzung Tab. 12 (65: Boden, B28: Rittersberg/westliches Erzgebirgskristallin)

	65-7 Sym Cpx P2	65-7 Sym Cpx P3	B28-2 Om R.Grt P1	B28-2 Om C P2	B28-2 Om R.Grt P3	B28-3 Om1 R.Phe P1	B28-3 Om1 R.Phe P2	B28-3 Om1 R.Grt P3	B28-3 Om1 C P4	B28-3 Om1 R.Grt P5	B28-4 Om Incl.Grt P1	B28-4 Om Incl.Grt P2	B28-4 Om Incl.Grt P3	B28-4 Om Inc2.Grt P1	B28-4 Om Inc3.Grt P1
SiO2	55.37	55.61	55.73	55.81	55.93	53.51	55.64	55.70	55.43	55.57	56.37	56.23	56.50	55.84	55.09
TiO2	0.02	0.00	0.09	0.11	0.07	0.10	0.18	0.11	0.07	0.11	0.13	0.12	0.11	0.07	0.13
Al2O3	3.30	2.79	9.13	9.05	9.08	9.40	9.26	9.27	9.05	9.16	10.37	10.29	10.09	9.96	10.95
Cr2O3	0.41	0.00	0.12	0.00	0.05	0.15	0.06	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.09	0.01	0.00
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	15.33	16.44	11.50	11.55	11.62	11.71	11.46	11.28	11.51	11.43	10.56	10.91	10.94	11.06	10.51
CaO	23.35	22.76	18.07	18.11	18.01	17.78	17.64	18.46	17.50	17.69	16.64	16.81	16.81	16.75	16.17
MnO	0.03	0.05	0.11	0.00	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.03
FeO	2.61	2.78	1.97	1.79	1.86	2.62	1.80	2.18	1.70	1.90	1.99	1.98	2.07	1.98	2.51
Na2O	0.83	0.64	4.25	4.33	4.56	4.52	4.48	4.09	4.57	4.45	5.24	4.95	4.80	4.91	4.74
K2O	0.00	0.09	0.00	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.05	0.07	0.00	0.01	0.00	0.02
Summe	101.26	101.15	100.96	100.76	101.23	99.79	100.55	101.16	99.83	100.38	101.36	101.31	101.45	100.60	100.14
Strukturformel bezogen auf 6 O															
Si	1.978	1.985	1.964	1.969	1.966	1.922	1.966	1.961	1.971	1.968	1.971	1.967	1.973	1.968	1.951
Al	0.022	0.015	0.036	0.031	0.034	0.078	0.034	0.039	0.029	0.032	0.029	0.033	0.027	0.032	0.049
Z:	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Al	0.117	0.102	0.343	0.345	0.342	0.320	0.351	0.346	0.350	0.350	0.398	0.391	0.388	0.381	0.408
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.012	0.000	0.003	0.000	0.001	0.004	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Ti	0.001	0.000	0.002	0.003	0.002	0.003	0.005	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002	0.003
Mg	0.816	0.875	0.604	0.607	0.609	0.627	0.604	0.592	0.610	0.603	0.550	0.568	0.570	0.581	0.554
Fe2+	0.055	0.023	0.047	0.045	0.046	0.046	0.039	0.058	0.038	0.044	0.048	0.038	0.037	0.035	0.034
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y:	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Fe2+	0.023	0.060	0.011	0.007	0.009	0.032	0.014	0.006	0.013	0.013	0.010	0.020	0.023	0.023	0.040
Mn	0.001	0.002	0.003	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001
Ca	0.894	0.871	0.682	0.685	0.678	0.684	0.668	0.696	0.667	0.671	0.623	0.630	0.629	0.632	0.614
Na	0.058	0.044	0.290	0.296	0.310	0.315	0.307	0.279	0.315	0.305	0.355	0.336	0.325	0.336	0.325
K	0.000	0.004	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002	0.003	0.000	0.001	0.000	0.001
X:	0.975	0.980	0.987	0.989	0.999	1.032	0.990	0.983	0.995	0.992	0.991	0.986	0.978	0.991	0.980
Summe	3.975	3.980	3.987	3.989	3.999	4.032	3.990	3.983	3.995	3.992	3.991	3.986	3.978	3.991	3.980
CaTiAl2O6	0.1	0.0	0.2	0.3	0.2	0.2	0.5	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3
CaAl2SiO6	1.0	0.7	1.5	1.2	1.4	3.2	1.2	1.6	1.2	1.3	1.1	1.3	1.0	1.3	1.9
NaAlSi2O6	10.9	10.0	32.6	32.9	32.5	28.2	33.3	32.8	33.2	33.2	37.9	36.5	36.3	35.4	36.5
(Na,K)FeSi2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
CaMgSi2O6	76.5	84.5	57.3	58.0	57.9	55.3	57.2	56.2	57.8	57.1	52.4	53.1	53.2	53.9	49.6
CaFeSi2O6	7.3	0.0	5.5	5.0	5.2	6.9	5.0	6.1	4.8	5.3	5.5	5.4	5.7	5.4	6.6
Ca2Si2O6	0.0	0.0	0.1	0.4	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe2Si2O6	4.2	4.1	2.7	2.1	2.7	6.1	2.8	2.0	2.8	2.9	2.7	3.3	3.5	3.8	5.1
Mg2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn2Si2O6	0.0	0.1	0.2	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Fortsetzung Tab. 12 (B28: Rittersberg, 52: Stolzenhain/westliches Erzgebirgskristallin; 27: Crottendorf/randliches Erzgebirgskristallin)

	B28-5 Om Inc.Phe P1	B28-5 Om1 P1	52-9 Om2 Relikt P1	52-9 Om3 Relikt P1	52-6 Om Incl.Grt P2	52-6 Om R.Grt P1	52-1 Om C P1	52-1 Om C P2	52-5 Om C P1	52-6 Om C P1	52-8 Om Relikt P1	52-8 Om2 Relikt P1	52-9 Om1 Relikt P1	27-1 Om2 R.Grt1 P1	27-1 Om2 R.Grt1 P2
SiO2	56.13	56.48	56.23	56.49	56.31	57.68	58.59	58.35	58.56	58.35	55.09	55.79	56.38	56.75	56.30
TiO2	0.08	0.10	0.20	0.19	0.14	0.12	0.10	0.10	0.12	0.11	0.16	0.24	0.12	0.08	0.03
Al2O3	9.81	9.18	16.98	17.33	13.63	20.79	21.41	21.43	21.14	21.22	14.35	13.62	15.84	9.94	10.42
Cr2O3	0.06	0.06	0.03	0.00	0.04	0.10	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.03	0.00	0.04	0.03
Fe2O3	0.00	0.00	0.29	0.00	3.85	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.97	0.94	1.04	0.00	0.12
MgO	11.37	11.40	3.77	3.70	4.94	2.09	1.73	1.68	2.06	1.92	4.82	5.18	4.45	9.42	8.77
CaO	17.32	17.48	7.14	6.63	9.37	4.22	3.80	3.49	4.03	3.96	8.66	9.53	7.41	14.72	14.12
MnO	0.05	0.00	0.11	0.08	0.03	0.01	0.02	0.07	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.05
FeO	1.86	1.67	4.09	4.02	3.32	2.79	2.50	2.21	2.46	2.25	4.01	5.06	3.53	3.20	3.55
Na2O	4.60	4.55	10.18	10.18	9.32	11.71	12.55	12.67	11.75	12.19	9.09	8.70	10.04	6.21	6.47
K2O	0.01	0.07	0.06	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.04	0.02	0.01	0.00	0.00
Summe	101.28	100.97	99.08	98.62	100.99	99.52	100.69	100.03	100.17	100.05	98.19	99.13	98.82	100.36	99.85
Strukturformel bezogen auf 6 O															
Si	1.965	1.982	1.986	1.996	1.981	1.992	1.996	1.998	2.001	1.998	1.983	1.995	1.997	2.006	2.002
Al	0.035	0.018	0.014	0.004	0.019	0.008	0.004	0.002	0.000	0.002	0.017	0.005	0.003	0.000	0.000
Z:	2	2	2	2	2	2	2	2	2.001	2	2	2	2	2.006	2.002
Al	0.370	0.362	0.693	0.718	0.546	0.838	0.856	0.864	0.851	0.854	0.592	0.570	0.658	0.414	0.437
Fe3+	0.000	0.000	0.008	0.000	0.102	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.053	0.025	0.028	0.000	0.003
Cr	0.002	0.002	0.001	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001
Ti	0.002	0.003	0.005	0.005	0.004	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003	0.004	0.007	0.003	0.002	0.001
Mg	0.593	0.596	0.199	0.195	0.259	0.107	0.088	0.086	0.105	0.098	0.259	0.276	0.235	0.496	0.465
Fe2+	0.033	0.038	0.094	0.083	0.089	0.049	0.054	0.048	0.040	0.044	0.092	0.122	0.076	0.086	0.094
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y:	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Fe2+	0.022	0.011	0.027	0.036	0.009	0.032	0.018	0.015	0.030	0.021	0.029	0.030	0.029	0.009	0.012
Mn	0.001	0.000	0.003	0.002	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002
Ca	0.650	0.657	0.270	0.251	0.353	0.156	0.139	0.128	0.147	0.145	0.334	0.365	0.281	0.557	0.538
Na	0.312	0.310	0.697	0.697	0.636	0.784	0.829	0.841	0.779	0.809	0.635	0.603	0.689	0.426	0.446
K	0.000	0.003	0.003	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000
X:	0.986	0.981	1.000	0.987	1.000	0.973	0.986	0.988	0.957	0.975	1.000	1.000	1.000	0.993	0.998
Summe	3.986	3.981	4.000	3.987	4.000	3.973	3.986	3.988	3.957	3.975	4.000	4.000	4.000	3.993	3.998
CaTiAl2O6	0.2	0.2	0.5	0.4	0.4	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.6	0.3	0.2	0.1
CaAl2SiO6	1.4	0.6	0.1	0.0	0.5	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0
NaAlSi2O6	34.6	34.8	62.1	63.5	51.0	77.0	80.4	81.5	78.8	80.4	52.8	50.0	59.2	39.0	40.5
(Na,K)FeSi2O6	0.0	0.0	0.7	0.0	9.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.8	2.2	2.5	0.0	0.3
CaMgSi2O6	55.4	57.3	17.8	17.2	24.2	9.9	8.2	8.1	9.7	9.2	23.1	24.2	21.1	46.0	42.9
CaFeSi2O6	5.1	4.7	10.8	10.5	9.1	7.4	6.7	6.0	6.5	6.1	10.8	13.3	9.4	8.8	9.8
Ca2Si2O6	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe2Si2O6	3.3	2.2	7.9	8.2	5.2	5.4	4.4	4.1	4.7	4.0	7.8	9.7	7.5	6.0	6.4
Mg2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn2Si2O6	0.1	0.0	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1

Fortsetzung Tab. 12 (27: Crottendorf, 63: Katzhahnfelsen/randliches Erzgebirgskristallin)

	27-1 Om2 C P3	27-1 Om2 C P4	27-1 Om2 C P5	27-1 Om2 R P6	27-1 Om2 R.Grt P7	27-4 Om R.Grt P1	27-4 Om R.Grt P2	63-5 Om Inc.Phe P1	63-3 Om1 R.Grt1 P2	63-3 Om2 R.Grt2 P1	63-3 Om4 R.Grt3 P1	63-3 Om4 R.Grt3 P2	63-2 Om C P2	63-2 Om R.Grt2 P3	63-2 Om R.Grt P4
SiO2	56.72	56.24	55.81	56.31	56.55	56.28	56.35	56.37	56.20	56.67	57.01	56.61	56.71	56.93	56.73
TiO2	0.05	0.03	0.01	0.06	0.01	0.05	0.01	0.00	0.12	0.00	0.08	0.13	0.01	0.07	0.03
Al2O3	10.39	9.67	10.04	9.49	10.83	10.41	10.81	10.38	10.33	11.10	10.69	9.93	9.85	10.14	10.61
Cr2O3	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.59	0.07	0.00	0.03	0.00	0.10	0.13	0.03	0.00	0.00
Fe2O3	0.06	0.90	0.87	0.28	1.24	0.05	0.46	0.82	0.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	9.00	9.40	9.46	9.55	8.40	8.92	8.53	8.95	9.16	8.63	8.94	9.21	9.42	9.10	8.98
CaO	14.56	15.19	14.45	14.82	13.89	14.16	13.94	14.27	14.51	13.79	13.93	14.72	15.00	14.76	14.07
MnO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.01	0.06	0.00	0.03	0.07	0.06	0.00	0.00	0.06	0.04
FeO	2.96	2.62	2.72	3.31	2.58	3.16	3.31	2.48	2.63	3.26	3.14	3.40	3.31	3.37	3.19
Na2O	6.51	6.13	6.17	6.05	6.95	6.50	6.67	6.61	6.41	6.65	6.54	6.06	5.92	6.28	6.57
K2O	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
Summe	100.27	100.19	99.59	99.87	100.50	100.13	100.21	99.89	99.92	100.16	100.49	100.19	100.26	100.73	100.22
Strukturformel bezogen auf 6 O															
Si	2.004	1.996	1.990	2.004	1.996	1.996	1.996	2.000	1.994	2.002	2.007	2.006	2.007	2.006	2.005
Al	0.000	0.004	0.010	0.000	0.004	0.004	0.004	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Z:	2.004	2	2	2.004	2	2	2	2	2	2.002	2.007	2.006	2.007	2.006	2.005
Al	0.433	0.401	0.412	0.398	0.446	0.431	0.448	0.434	0.426	0.462	0.444	0.415	0.411	0.421	0.442
Fe3+	0.002	0.024	0.023	0.008	0.033	0.001	0.012	0.022	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.016	0.002	0.000	0.001	0.000	0.003	0.004	0.001	0.000	0.000
Ti	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.002	0.003	0.000	0.002	0.001
Mg	0.474	0.497	0.503	0.507	0.442	0.471	0.450	0.473	0.484	0.454	0.469	0.486	0.497	0.478	0.473
Fe2+	0.090	0.078	0.061	0.086	0.076	0.079	0.088	0.071	0.072	0.084	0.083	0.092	0.091	0.099	0.084
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y:	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Fe2+	0.000	0.000	0.020	0.013	0.000	0.015	0.011	0.002	0.006	0.012	0.009	0.009	0.007	0.000	0.010
Mn	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.002	0.002	0.000	0.000	0.002	0.001
Ca	0.551	0.578	0.552	0.565	0.525	0.538	0.529	0.542	0.552	0.522	0.525	0.559	0.569	0.557	0.533
Na	0.446	0.421	0.427	0.418	0.476	0.447	0.458	0.455	0.441	0.455	0.446	0.416	0.407	0.429	0.450
K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
X:	0.998	1.000	1.000	0.997	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	0.991	0.983	0.985	0.983	0.990	0.994
Summe	3.998	4.000	4.000	3.997	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	3.991	3.983	3.985	3.983	3.990	3.994
CaTiAl2O6	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.3	0.0	0.2	0.3	0.0	0.2	0.1
CaAl2SiO6	0.0	0.1	0.4	0.0	0.2	0.1	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
NaAlSi2O6	41.6	38.5	38.0	37.0	43.0	40.6	41.8	41.6	40.5	43.1	41.7	39.0	38.9	40.0	41.3
(Na,K)FeSi2O6	0.2	2.3	2.2	0.7	3.2	0.1	1.1	2.1	1.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
CaMgSi2O6	45.1	47.8	46.4	46.6	42.6	44.4	42.1	45.4	46.0	42.1	43.4	45.2	46.2	44.8	43.8
CaFeSi2O6	8.3	7.5	7.5	9.1	7.3	8.8	9.2	7.1	7.4	8.9	8.6	9.4	9.1	9.3	8.7
Ca2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe2Si2O6	4.7	3.7	5.4	6.4	3.4	5.8	5.6	3.7	4.4	5.8	6.0	6.1	5.8	5.7	6.0
Mg2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1

Fortsetzung Tab. 12: (63: Katzhahnfelsen, 129: Metzdorf/randliches Erzgebirgskristallin)

	63-2 Om R.Grt1 P5	129-1 Om1 R.Grt P1	129-1 Om3 C P1	129-4 Om4 C P1	129-2 Om1 R.Grt P1	129-2 Om2 R.Grt P1	129-2 Om2 C P2	129-5 Om1 R.Grt1 P1	129-5 Om1 R.Grt1 P2	129-6 Om Inc1.Am P2	129-6 Om Inc2.Am P1
SiO2	57.14	57.30	57.12	56.85	57.17	56.87	57.59	56.89	56.75	56.90	56.64
TiO2	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.06	0.02	0.05	0.05	0.08	0.08
Al2O3	10.94	11.77	11.73	11.52	11.68	12.01	12.03	11.28	11.42	11.58	11.64
Cr2O3	0.10	0.09	0.08	0.05	0.00	0.08	0.00	0.14	0.00	0.10	0.02
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	8.49	9.14	9.20	9.41	9.14	8.84	8.94	9.30	9.52	9.17	9.33
CaO	13.71	13.67	13.71	14.05	13.81	13.36	13.37	14.47	14.38	14.03	13.72
MnO	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.03	0.02	0.05
FeO	3.50	1.92	1.55	1.68	1.91	1.80	1.79	1.79	1.82	1.57	1.75
Na2O	6.89	6.73	6.79	6.37	6.63	6.82	6.74	6.06	6.38	6.60	6.66
K2O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.07	0.00
Summe	100.81	100.70	100.26	99.99	100.41	99.87	100.52	100.00	100.37	100.12	99.90
Strukturformel bezogen auf 6 O											
Si	2.008	1.999	1.999	1.996	2.000	1.998	2.007	1.999	1.990	1.997	1.992
Al	0.000	0.001	0.001	0.004	0.000	0.002	0.000	0.001	0.010	0.003	0.008
Z:	2.008	2	2	2	2	2	2.007	2	2	2	2
Al	0.453	0.483	0.483	0.473	0.481	0.495	0.494	0.467	0.462	0.476	0.475
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.003	0.003	0.002	0.001	0.000	0.002	0.000	0.004	0.000	0.003	0.001
Ti	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002
Mg	0.445	0.475	0.480	0.493	0.476	0.463	0.464	0.487	0.498	0.480	0.489
Fe2+	0.099	0.038	0.034	0.032	0.041	0.038	0.041	0.041	0.039	0.040	0.033
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y:	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Fe2+	0.004	0.018	0.011	0.018	0.015	0.015	0.011	0.012	0.014	0.006	0.019
Mn	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001
Ca	0.516	0.511	0.514	0.528	0.518	0.503	0.499	0.545	0.540	0.527	0.517
Na	0.469	0.455	0.461	0.434	0.450	0.465	0.455	0.413	0.433	0.449	0.454
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.003	0.000
X:	0.989	0.985	0.987	0.980	0.983	0.983	0.967	0.970	0.990	0.987	0.991
Summe	3.989	3.985	3.987	3.980	3.983	3.983	3.967	3.970	3.990	3.987	3.991
CaTiAl2O6	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2
CaAl2SiO6	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.2
NaAlSi2O6	42.8	45.8	46.5	45.1	45.8	47.3	47.6	45.1	43.9	46.3	44.8
(Na,K)FeSi2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
CaMgSi2O6	41.3	45.1	46.2	46.9	45.3	44.2	44.1	47.1	47.3	46.7	46.2
CaFeSi2O6	9.6	5.3	4.4	4.7	5.3	5.1	5.0	5.1	5.1	4.5	4.9
Ca2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0
Fe2Si2O6	6.3	3.7	2.8	3.1	3.4	3.2	3.3	2.4	3.3	2.2	3.7
Mg2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn2Si2O6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1

Tab. 13: Mikrosondenanalysen von Amphibolen (10.1: Voigtsdorf, St11: Eppendorf, 75: Ansprung, 46: Forchheim/mittleres Erzgebirgskristallin)

	10.1-8 Am II Am1 P1	10.1-8 Am II Am1 P5	10.1-14 Am III Am Om-Sym P4	10.1-15 Am III Am1 P1	10.1-15 Am III Am2 P1	10.1-1 Am I Am Inc1.Grt P1	St11-5 Am III Am Om-Sym P4	St11-5 Am III Am Om-Sym P5	St11-3 Am III Am Om-Sym P1	St11-3 Am III Am Om-Sym P5	St11-3 Am III Sym.Am R.Grt P1	75-2 Am II Am R.Grt2 P1	75-2 Am II Am C P2	75-2 Am II Am C P3	46-14 Am III Am Om-Sym2 P1
SiO2	44.96	45.57	44.47	45.86	43.77	43.13	44.05	44.68	43.83	44.03	42.14	44.06	42.80	43.65	43.03
TiO2	0.42	0.55	0.56	0.53	0.67	0.78	0.78	0.71	0.65	0.60	0.55	0.96	1.03	1.02	1.29
Al2O3	16.30	16.52	12.80	12.58	13.46	19.38	14.85	15.03	15.41	15.62	16.35	16.65	17.26	17.52	13.60
Cr2O3	0.01	0.10	0.10	0.02	0.00	0.00	0.11	0.05	0.04	0.00	0.05	0.17	0.19	0.12	0.00
MgO	13.59	13.54	13.09	13.48	12.79	11.06	13.85	14.04	12.31	12.37	11.95	14.56	14.01	14.41	12.06
CaO	10.01	10.02	11.53	10.74	11.11	8.20	11.54	11.73	10.70	10.41	11.58	10.97	10.82	10.73	11.21
MnO	0.00	0.01	0.06	0.14	0.08	0.05	0.13	0.00	0.12	0.06	0.07	0.02	0.00	0.04	0.07
FeO	7.05	6.95	11.03	10.80	11.09	9.03	9.63	7.71	10.32	10.30	10.18	5.66	5.80	6.07	11.34
Na2O	3.49	3.64	2.69	2.63	2.95	4.38	2.50	2.59	3.17	3.28	2.43	2.68	2.64	2.77	2.18
K2O	0.55	0.71	0.06	0.13	0.12	0.34	1.37	1.29	1.06	1.04	1.44	1.40	1.54	1.55	1.33
Summe	96.38	97.62	96.38	96.89	96.03	96.34	98.81	97.83	97.61	97.71	96.74	97.14	96.09	97.87	96.11
Strukturformel bezogen auf 23 O															
Si	6.464	6.469	6.544	6.670	6.471	6.238	6.327	6.410	6.371	6.382	6.207	6.298	6.201	6.209	6.404
Al	1.536	1.531	1.456	1.330	1.529	1.762	1.673	1.590	1.629	1.618	1.793	1.702	1.799	1.791	1.596
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T:	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	1.225	1.233	0.763	0.826	0.815	1.542	0.841	0.951	1.011	1.051	1.046	1.103	1.148	1.145	0.791
Cr	0.001	0.012	0.012	0.002	0.000	0.000	0.013	0.006	0.005	0.000	0.006	0.019	0.022	0.014	0.000
Ti	0.045	0.058	0.062	0.057	0.074	0.084	0.084	0.076	0.071	0.065	0.061	0.103	0.112	0.109	0.144
Mg	2.912	2.865	2.871	2.921	2.818	2.385	2.966	3.001	2.668	2.672	2.623	3.103	3.026	3.055	2.675
Fe2+	0.817	0.826	1.292	1.193	1.292	0.988	1.097	0.925	1.245	1.212	1.254	0.672	0.692	0.677	1.390
Mn	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000
C:	5.000	4.996	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	4.959	5.000	5.000	4.999	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+	0.031	0.000	0.065	0.120	0.079	0.104	0.060	0.000	0.009	0.037	0.000	0.005	0.011	0.045	0.021
Mn	0.000	0.000	0.007	0.017	0.010	0.006	0.015	0.000	0.015	0.007	0.000	0.003	0.000	0.004	0.009
Ca	1.542	1.524	1.817	1.674	1.760	1.270	1.777	1.802	1.666	1.617	1.828	1.680	1.679	1.635	1.788
Na	0.427	0.476	0.110	0.189	0.151	0.620	0.148	0.198	0.310	0.339	0.172	0.312	0.310	0.315	0.182
B:	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.546	0.526	0.657	0.552	0.694	0.608	0.549	0.523	0.584	0.584	0.522	0.430	0.430	0.448	0.446
K	0.101	0.128	0.011	0.024	0.023	0.063	0.251	0.237	0.196	0.192	0.271	0.256	0.285	0.281	0.252
A:	0.647	0.654	0.667	0.576	0.717	0.671	0.799	0.760	0.780	0.776	0.794	0.686	0.715	0.728	0.698
Summe	15.647	15.650	15.667	15.576	15.717	15.671	15.799	15.719	15.780	15.776	15.793	15.686	15.715	15.728	15.698
Mg/Mg+Fe2+	0.775	0.776	0.679	0.690	0.673	0.686	0.719	0.764	0.680	0.681	0.677	0.821	0.812	0.809	0.655

Fortsetzung Tab. 13 (46: Forchheim, 32: Lippmanns Steinbruch bei Ansprung/mittleres Erzgebirgskristallin; 15: Mildenau/ westliches Erzgebirgskristallin)

	46-7 Am III Am Om-Sym P2	46-7 Am III Am Om-Sym P1	46-7 Am III Am Om-Sym P2	46-7 Am III Am Om-Sym P4	46-7 Am III Am Om-Sym P6	32-9 Am II Am C P1	32-9 Am II Am C P2	32-9 Am II Am R.Grt P3	32-9 Am II Am R.Spt P4	15-1 Am II Am1 R.Grt2 P1	15-1 Am II Am1 R.Grt2 P2	15-1 Am II Am1 R.Grt3 P3	15-3 Am II Am R.Grt1 P1	15-3 Am II Am R.Grt2 P2	15-3 Am II Am C P3
SiO2	42.69	43.19	43.31	42.25	42.66	47.26	48.26	46.00	48.24	53.38	54.14	53.25	53.67	53.34	52.49
TiO2	1.37	1.52	1.48	1.34	1.19	1.23	1.47	1.34	1.44	0.15	0.09	0.13	0.12	0.16	0.14
Al2O3	13.54	14.56	14.32	14.28	13.63	11.58	11.08	13.96	11.04	7.40	7.51	8.05	7.75	7.46	7.52
Cr2O3	0.02	0.00	0.08	0.07	0.00	0.01	0.10	0.09	0.12	0.02	0.11	0.05	0.00	0.05	0.06
MgO	12.07	11.79	11.85	11.80	12.22	18.72	18.68	18.61	19.00	19.28	19.56	19.09	19.23	19.60	19.55
CaO	11.42	10.67	10.92	11.14	11.65	8.85	9.06	8.78	9.16	10.57	10.49	10.49	10.35	10.84	10.51
MnO	0.00	0.00	0.02	0.02	0.08	0.00	0.04	0.06	0.05	0.06	0.03	0.00	0.07	0.03	0.04
FeO	12.15	12.19	11.97	12.21	12.50	3.91	3.65	3.18	3.86	3.95	3.52	3.52	3.79	3.85	3.17
Na2O	2.13	2.76	2.62	2.22	2.17	4.39	4.25	4.54	4.37	2.18	2.30	2.18	2.22	2.14	2.20
K2O	1.41	1.50	1.52	1.45	1.35	0.59	0.55	0.43	0.53	0.29	0.26	0.27	0.27	0.29	0.36
Summe	96.80	98.18	98.10	96.78	97.46	96.54	97.14	97.00	97.82	97.29	98.02	97.03	97.48	97.77	96.05
Strukturformel	bezogen	auf 23 O													
Si	6.345	6.318	6.338	6.282	6.314	6.704	6.787	6.478	6.753	7.404	7.430	7.382	7.412	7.368	7.361
Al	1.655	1.682	1.662	1.718	1.686	1.296	1.213	1.522	1.247	0.596	0.570	0.618	0.588	0.632	0.639
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T:	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	0.716	0.828	0.809	0.786	0.692	0.641	0.623	0.794	0.575	0.614	0.646	0.697	0.674	0.583	0.604
Cr	0.003	0.000	0.010	0.008	0.000	0.001	0.012	0.010	0.014	0.002	0.012	0.006	0.000	0.005	0.006
Ti	0.153	0.167	0.163	0.150	0.133	0.131	0.155	0.142	0.151	0.016	0.010	0.013	0.013	0.016	0.015
Mg	2.673	2.571	2.584	2.615	2.696	3.958	3.916	3.906	3.964	3.985	4.000	3.945	3.959	4.036	4.086
Fe2+	1.456	1.434	1.435	1.442	1.480	0.270	0.294	0.148	0.296	0.382	0.332	0.339	0.355	0.360	0.289
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
C:	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+	0.055	0.057	0.030	0.077	0.067	0.194	0.136	0.227	0.156	0.076	0.072	0.069	0.083	0.086	0.084
Mn	0.000	0.000	0.003	0.003	0.010	0.000	0.004	0.008	0.007	0.008	0.003	0.000	0.009	0.003	0.004
Ca	1.819	1.671	1.713	1.774	1.848	1.345	1.365	1.324	1.374	1.572	1.542	1.558	1.531	1.604	1.580
Na	0.126	0.271	0.254	0.146	0.075	0.461	0.495	0.441	0.463	0.345	0.382	0.373	0.377	0.307	0.332
B:	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.489	0.512	0.488	0.494	0.549	0.747	0.663	0.798	0.724	0.242	0.229	0.213	0.218	0.266	0.266
K	0.268	0.279	0.284	0.276	0.256	0.106	0.099	0.078	0.095	0.051	0.046	0.048	0.048	0.052	0.065
A:	0.757	0.791	0.772	0.770	0.804	0.853	0.762	0.876	0.819	0.292	0.274	0.262	0.266	0.318	0.331
Summe	15.757	15.791	15.772	15.770	15.804	15.853	15.762	15.876	15.819	15.292	15.274	15.262	15.266	15.318	15.331
Mg/Mg+Fe2+	0.639	0.633	0.638	0.633	0.635	0.895	0.901	0.912	0.898	0.897	0.908	0.906	0.900	0.901	0.916

Fortsetzung Tab. 13 (105: Schmalzgrube, 38: Wolkenstein/mittleres Erzgebirgskristallin)

	105-4 Am I Inc1 Grt1 P1	105-4 Am I Inc1 Grt1 P2	105-4 Am I Inc3 Grt1 P1	105-1 Am IV Korona Grt1 P2	105-2 Am IV Korona Grt1 P1	105-2 Am IV Korona2 Grt1 P1	38-23 Am III Am Om-Sym P1	38-22 Am V Am P1	38-21 Am V Am.rekr C P1	38-21 Am V Am.rekr R.Pl P2	38-18 Am V Am P2	38-18 Am V Am P3	38-16 Am III Am Om-Sym P2	38-16 Am III Am Om-Sym P7	38-15 Am IV Korona Grt P1
SiO2	48.53	46.91	45.71	42.71	37.97	38.76	53.48	53.16	52.93	53.39	50.52	52.77	52.35	49.58	40.50
TiO2	0.38	0.38	0.37	0.04	0.00	0.03	0.12	0.46	0.37	0.23	0.32	0.27	0.18	0.16	0.03
Al2O3	13.57	14.80	15.64	14.50	21.72	20.93	5.47	4.10	4.24	2.77	6.63	4.73	5.89	9.73	17.64
Cr2O3	0.01	0.05	0.03	0.15	0.00	0.02	0.02	0.00	0.05	0.06	0.00	0.00	0.10	0.02	0.03
MgO	15.88	15.49	15.66	10.95	9.68	7.85	18.26	16.97	17.25	15.67	15.68	15.78	18.48	15.62	9.93
CaO	9.13	9.46	9.83	12.21	10.48	11.38	12.81	12.44	12.79	12.24	12.20	12.05	13.35	13.04	11.98
MnO	0.02	0.05	0.05	0.18	0.16	0.25	0.21	0.17	0.14	0.14	0.22	0.17	0.14	0.06	0.16
FeO	5.15	5.57	5.58	13.43	12.36	14.77	6.74	9.25	9.10	11.46	10.23	11.16	6.22	7.53	13.71
Na2O	3.13	3.13	2.95	1.42	2.45	2.41	0.80	0.65	0.59	0.45	1.05	0.78	0.84	1.62	2.09
K2O	0.29	0.38	0.37	0.73	0.54	0.19	0.14	0.11	0.17	0.08	0.17	0.12	0.18	0.30	1.19
Summe	96.09	96.21	96.18	96.30	95.37	96.58	98.05	97.31	97.62	96.48	97.01	97.82	97.71	97.67	97.26
Strukturformel	bezogen	auf 23 O													
Si	6.864	6.667	6.517	6.383	5.700	5.808	7.479	7.573	7.525	7.736	7.283	7.537	7.360	7.039	6.037
Al	1.136	1.333	1.483	1.617	2.300	2.192	0.521	0.427	0.475	0.264	0.717	0.463	0.640	0.961	1.963
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T:	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	1.125	1.147	1.145	0.937	1.544	1.504	0.382	0.261	0.235	0.208	0.409	0.333	0.336	0.667	1.137
Cr	0.001	0.005	0.003	0.017	0.000	0.002	0.002	0.000	0.006	0.006	0.000	0.000	0.011	0.002	0.003
Ti	0.040	0.041	0.039	0.004	0.000	0.003	0.012	0.049	0.039	0.025	0.035	0.029	0.019	0.017	0.004
Mg	3.348	3.282	3.327	2.439	2.167	1.753	3.806	3.603	3.655	3.385	3.368	3.359	3.874	3.306	2.205
Fe2+	0.486	0.524	0.485	1.603	1.289	1.738	0.788	1.087	1.066	1.376	1.188	1.279	0.731	0.894	1.651
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.017	0.007	0.000
C:	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	4.986	4.894	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+	0.122	0.137	0.180	0.076	0.263	0.114	0.000	0.014	0.017	0.013	0.046	0.054	0.000	0.000	0.058
Mn	0.003	0.006	0.006	0.023	0.020	0.032	0.015	0.021	0.017	0.017	0.027	0.021	0.000	0.000	0.021
Ca	1.384	1.441	1.501	1.955	1.686	1.826	1.920	1.899	1.949	1.900	1.884	1.843	2.011	1.984	1.914
Na	0.491	0.416	0.313	0.000	0.030	0.028	0.065	0.066	0.018	0.070	0.043	0.082	0.000	0.016	0.007
B:	2.000	2.000	2.000	2.053	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.011	2.000	2.000
Na	0.368	0.446	0.501	0.411	0.682	0.673	0.152	0.114	0.144	0.055	0.249	0.133	0.229	0.431	0.595
K	0.053	0.069	0.068	0.139	0.104	0.035	0.026	0.021	0.030	0.015	0.031	0.022	0.033	0.054	0.226
A:	0.421	0.515	0.569	0.550	0.786	0.708	0.177	0.134	0.174	0.070	0.281	0.155	0.262	0.485	0.822
Summe	15.421	15.515	15.569	15.603	15.786	15.708	15.177	15.134	15.174	15.070	15.281	15.155	15.259	15.379	15.822
Mg/Mg+Fe2+	0.846	0.832	0.833	0.592	0.583	0.486	0.828	0.766	0.772	0.709	0.732	0.716	0.841	0.787	0.563

Fortsetzung Tab. 13 (38: Wolkenstein, E40: Großrückerswalde/westliches Erzgebirgskristallin)

	38-15 Am IV Korona Grt P2	38-15 Am IV Korona Grt P5	38-14 Am IV Korona Grt.C P1	38-14 Am IV Korona Grt.R P2	38-13 Am II Am1 P1	38-12 Am I Inc3 Grt2 P1	E40-1 Am I Am Inc2.Grt P1	E40-1 Am I Am Inc2.Grt P2	E40-2 Am II Am C P1	E40-2 Am II Am R.Grt1 P2	E40-3 Am II Am R.Grt1 P1	E40-3 Am II Am R.Zo1 P2	E40-3 Am II Am R.Grt2 P3	E40-3 Am II Am R.Grt3 P3	E40-5 Am IV Korona Grt P1
SiO2	45.03	44.04	39.57	39.62	51.33	38.24	41.42	41.98	44.05	43.35	46.91	46.38	45.78	45.13	37.50
TiO2	0.22	0.15	0.10	0.04	0.20	0.53	0.48	0.45	0.63	0.68	0.49	0.44	0.51	0.56	0.11
Al2O3	13.87	14.51	19.35	19.95	10.80	20.52	18.35	17.32	16.74	16.78	14.77	14.74	14.99	15.46	21.32
Cr2O3	0.02	0.05	0.03	0.00	0.11	0.08	0.00	0.02	0.04	0.02	0.02	0.04	0.03	0.11	0.05
MgO	11.62	11.41	9.83	9.45	17.53	11.33	9.83	10.38	12.59	12.53	13.32	13.37	12.85	12.43	6.89
CaO	12.12	12.06	11.94	11.97	9.42	10.71	9.58	9.85	9.83	9.27	8.93	9.29	9.31	9.36	11.30
MnO	0.17	0.16	0.20	0.21	0.00	0.12	0.06	0.03	0.02	0.08	0.11	0.03	0.04	0.03	0.35
FeO	12.79	13.08	12.34	12.51	4.65	10.99	13.39	13.35	8.27	9.12	8.76	8.69	8.96	9.08	16.84
Na2O	1.77	1.67	2.46	2.35	3.01	2.81	3.78	3.71	3.81	3.87	4.05	3.82	3.84	3.74	3.22
K2O	0.57	0.90	0.60	0.79	0.23	0.20	0.15	0.11	0.51	0.53	0.46	0.52	0.53	0.61	0.14
Summe	98.19	98.03	96.43	96.89	97.28	95.54	97.04	97.20	96.49	96.23	97.82	97.33	96.84	96.51	97.72
Strukturformel bezogen auf 23 O															
Si	6.548	6.443	5.901	5.883	7.140	5.705	6.110	6.183	6.374	6.319	6.671	6.636	6.599	6.538	5.641
Al	1.452	1.557	2.099	2.117	0.860	2.295	1.890	1.817	1.626	1.681	1.329	1.364	1.401	1.462	2.359
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T:	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	0.925	0.945	1.302	1.374	0.910	1.314	1.300	1.189	1.229	1.201	1.146	1.122	1.145	1.178	1.422
Cr	0.002	0.006	0.004	0.000	0.013	0.010	0.000	0.002	0.005	0.002	0.003	0.005	0.004	0.013	0.006
Ti	0.024	0.017	0.011	0.004	0.021	0.059	0.053	0.050	0.069	0.074	0.052	0.047	0.055	0.061	0.012
Mg	2.519	2.488	2.184	2.092	3.634	2.519	2.161	2.279	2.715	2.722	2.822	2.851	2.761	2.685	1.545
Fe2+	1.530	1.545	1.499	1.530	0.422	1.099	1.486	1.480	0.983	1.001	0.977	0.974	1.036	1.063	2.014
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
C:	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+	0.026	0.056	0.040	0.024	0.118	0.273	0.165	0.164	0.018	0.111	0.066	0.066	0.044	0.037	0.105
Mn	0.021	0.019	0.025	0.027	0.000	0.015	0.008	0.003	0.002	0.010	0.013	0.003	0.005	0.003	0.045
Ca	1.889	1.891	1.907	1.904	1.403	1.712	1.515	1.555	1.524	1.448	1.360	1.423	1.437	1.452	1.821
Na	0.064	0.034	0.028	0.046	0.479	0.000	0.312	0.277	0.455	0.431	0.561	0.507	0.514	0.507	0.029
B:	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.435	0.439	0.684	0.630	0.334	0.814	0.769	0.783	0.615	0.661	0.554	0.553	0.558	0.542	0.909
K	0.105	0.167	0.115	0.150	0.040	0.039	0.027	0.020	0.094	0.099	0.083	0.095	0.098	0.113	0.026
A:	0.540	0.607	0.799	0.781	0.374	0.853	0.796	0.803	0.709	0.760	0.637	0.648	0.656	0.655	0.935
Summe	15.540	15.607	15.799	15.781	15.374	15.853	15.796	15.803	15.709	15.760	15.637	15.648	15.656	15.655	15.935
Mg/Mg+Fe2+	0.618	0.609	0.587	0.574	0.871	0.647	0.567	0.581	0.731	0.710	0.730	0.733	0.719	0.709	0.422

Fortsetzung Tab. 13 (E40: Großrückerswalde, 65: Boden/westliches Erzgebirgskristallin)

	E40-5 Am IV Korona Grt P2	E40-5 Am IV Korona Grt P3	E40-5 Am IV Korona Grt P4	E40-5 Am III Am Sym P2	E40-5 Am I Inc1 Grt P1	E40-5 Am I Inc1 Grt P2	65-1 Am II Am1 P1	65-1 Am II Am1 P2	65-4 Am II Am1 R P1	65-4 Am II Am1 C P2	65-5 Am II Am1 C P1	65-5 Am II Am1 R P2	65-5 Am II Am1 C P1	65-5 Am II Am2 C P1	65-5 Am II Am3 C P1	65-8 Am II Am R P1
SiO2	38.09	37.56	37.39	37.97	43.18	43.95	54.88	54.09	55.01	54.50	54.94	54.03	55.50	53.65	55.98	
TiO2	0.06	0.04	0.03	0.03	0.25	0.21	0.10	0.12	0.13	0.10	0.05	0.11	0.15	0.08	0.05	
Al2O3	20.07	21.01	20.84	20.03	17.74	17.93	5.53	5.32	5.67	5.76	5.55	7.15	6.08	6.52	5.28	
Cr2O3	0.09	0.00	0.09	0.09	0.00	0.00	0.10	0.00	0.32	0.40	0.17	0.31	0.15	0.11	0.04	
MgO	6.02	6.75	5.85	7.80	11.99	11.88	20.75	20.67	20.55	20.46	20.59	19.80	20.28	20.26	21.11	
CaO	10.96	11.18	10.47	11.78	10.42	10.26	11.25	11.19	11.29	11.23	11.35	11.26	11.37	11.31	11.54	
MnO	0.21	0.40	0.37	0.24	0.08	0.04	0.00	0.01	0.02	0.04	0.00	0.11	0.12	0.10	0.05	
FeO	17.71	17.55	18.46	16.35	9.85	9.72	1.57	3.57	3.63	3.30	3.52	4.05	3.42	3.73	3.05	
Na2O	2.99	3.39	3.30	3.01	3.25	3.41	1.26	1.07	1.32	1.37	1.17	1.33	1.51	1.38	1.11	
K2O	0.09	0.07	0.04	0.36	0.62	0.57	0.22	0.19	0.28	0.23	0.26	0.26	0.22	0.21	0.20	
Summe	96.29	97.94	96.84	97.66	97.38	97.95	97.41	96.23	98.22	97.38	97.60	98.41	98.80	97.35	98.41	
Strukturformel bezogen auf 23 O																
Si	5.820	5.658	5.708	5.716	6.246	6.301	7.539	7.553	7.538	7.524	7.563	7.408	7.547	7.430	7.616	
Al	2.180	2.342	2.292	2.284	1.754	1.699	0.461	0.447	0.462	0.476	0.437	0.592	0.453	0.570	0.384	
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
T:	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	
Al	1.435	1.387	1.456	1.271	1.272	1.331	0.434	0.429	0.454	0.461	0.464	0.563	0.522	0.495	0.463	
Cr	0.010	0.000	0.011	0.011	0.000	0.000	0.011	0.000	0.035	0.043	0.018	0.033	0.016	0.012	0.004	
Ti	0.006	0.004	0.003	0.003	0.027	0.022	0.010	0.012	0.013	0.010	0.005	0.012	0.016	0.008	0.005	
Mg	1.372	1.515	1.331	1.750	2.585	2.538	4.249	4.301	4.196	4.210	4.225	4.047	4.110	4.182	4.282	
Fe2+	2.177	2.094	2.199	1.965	1.116	1.109	0.115	0.258	0.302	0.275	0.287	0.345	0.336	0.303	0.246	
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
C:	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Fe2+	0.086	0.117	0.158	0.093	0.075	0.056	0.065	0.159	0.114	0.106	0.118	0.120	0.053	0.129	0.101	
Mn	0.027	0.051	0.047	0.030	0.010	0.005	0.000	0.002	0.002	0.005	0.000	0.013	0.014	0.012	0.006	
Ca	1.795	1.804	1.711	1.900	1.616	1.575	1.655	1.675	1.658	1.661	1.674	1.653	1.657	1.679	1.683	
Na	0.092	0.028	0.083	0.000	0.300	0.363	0.280	0.164	0.226	0.228	0.208	0.214	0.276	0.180	0.211	
B:	2.000	2.000	2.000	2.023	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	
Na	0.795	0.962	0.894	0.879	0.613	0.584	0.056	0.126	0.124	0.139	0.105	0.140	0.122	0.190	0.082	
K	0.018	0.013	0.008	0.070	0.114	0.104	0.039	0.033	0.048	0.040	0.046	0.046	0.038	0.036	0.035	
A:	0.814	0.974	0.901	0.949	0.727	0.688	0.095	0.159	0.172	0.179	0.151	0.185	0.160	0.226	0.117	
Summe	15.814	15.974	15.901	15.972	15.727	15.688	15.095	15.159	15.172	15.179	15.151	15.185	15.160	15.226	15.117	
Mg/Mg+Fe2+	0.377	0.407	0.361	0.460	0.684	0.685	0.959	0.912	0.910	0.917	0.912	0.897	0.913	0.906	0.925	

Fortsetzung Tab. 13 (65: Boden, B28: Rittersberg/westliches Erzgebirgskristallin; 27: Crottendorf/randliches Erzgebirgskristallin)

	65-8 Am II Am R P2	65-8 Am II Am C P3	65-8 Am II Am C P4	65-5 Am II Am C P3	B28-6 Am II Am C P1	B28-6 Am II Am C P2	B28-6 Am II Am R.Grt2 P3	B28-6 Am II Am R.Grt2 P4	27-2 Am II Am R.Grt1 P1	27-2 Am II Am R.Grt1 P2	27-2 Am II Am1 Rim.Grt2 P1	27-4 Am I Inc1 Grt-R P1	27-4 Am I Inc1 Grt-R P2	27-4 Am I Inc1 Grt-R P3	27-4 Am I Inc1 Grt-R P4
SiO2	55.62	55.85	56.83	54.02	52.15	52.55	51.83	50.59	53.03	53.61	54.22	54.63	54.94	52.59	52.17
TiO2	0.06	0.07	0.03	0.09	0.18	0.19	0.16	0.19	0.04	0.03	0.12	0.06	0.00	0.10	0.20
Al2O3	4.70	4.81	3.54	5.65	9.72	9.53	9.95	11.10	7.50	7.49	6.58	5.06	5.12	6.88	9.49
Cr2O3	0.01	0.00	0.04	0.16	0.01	0.02	0.00	0.03	0.03	0.09	0.12	0.08	0.00	0.05	0.08
MgO	21.38	20.88	21.89	20.74	18.61	18.86	18.46	17.22	15.67	15.81	17.16	17.59	17.36	18.03	16.17
CaO	11.43	11.83	11.71	11.13	10.24	10.10	10.53	10.67	9.08	9.39	9.48	10.09	9.71	10.44	8.71
MnO	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.09	0.04	0.10	0.06	0.02	0.06	0.20	0.27
FeO	3.06	3.13	2.51	3.22	3.72	3.92	4.25	5.42	9.11	8.24	7.31	7.39	7.25	5.89	6.73
Na2O	1.14	1.02	1.09	1.36	2.39	2.29	2.21	1.92	2.84	2.74	2.69	1.99	2.13	2.13	3.42
K2O	0.19	0.16	0.15	0.24	0.46	0.51	0.44	0.58	0.13	0.12	0.13	0.18	0.18	0.18	0.10
Summe	97.58	97.74	97.79	96.67	97.48	97.98	97.84	97.80	97.47	97.61	97.86	97.10	96.75	96.48	97.34
Strukturformel	bezogen	auf	23	O											
Si	7.636	7.656	7.760	7.511	7.217	7.237	7.169	7.050	7.484	7.521	7.559	7.677	7.728	7.426	7.308
Al	0.364	0.344	0.240	0.489	0.783	0.763	0.831	0.950	0.516	0.479	0.441	0.323	0.272	0.574	0.692
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T:	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	0.396	0.432	0.329	0.437	0.803	0.783	0.792	0.872	0.731	0.759	0.639	0.515	0.577	0.571	0.875
Cr	0.001	0.000	0.004	0.017	0.001	0.003	0.000	0.004	0.003	0.010	0.014	0.009	0.000	0.005	0.009
Ti	0.006	0.007	0.003	0.010	0.018	0.020	0.016	0.020	0.004	0.003	0.012	0.007	0.000	0.011	0.022
Mg	4.374	4.266	4.456	4.299	3.839	3.871	3.806	3.577	3.297	3.307	3.566	3.685	3.641	3.794	3.376
Fe2+	0.223	0.295	0.208	0.237	0.339	0.323	0.386	0.528	0.966	0.921	0.769	0.784	0.783	0.619	0.719
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
C:	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+	0.128	0.063	0.079	0.137	0.092	0.129	0.106	0.103	0.109	0.045	0.084	0.084	0.070	0.077	0.070
Mn	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.010	0.004	0.012	0.008	0.003	0.008	0.024	0.032
Ca	1.681	1.737	1.714	1.659	1.518	1.490	1.561	1.594	1.373	1.411	1.416	1.519	1.464	1.580	1.308
Na	0.191	0.199	0.207	0.198	0.390	0.382	0.333	0.293	0.513	0.532	0.493	0.394	0.459	0.320	0.590
B:	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.113	0.071	0.082	0.169	0.251	0.230	0.261	0.225	0.264	0.214	0.234	0.149	0.122	0.263	0.338
K	0.033	0.028	0.025	0.043	0.081	0.089	0.078	0.102	0.024	0.022	0.023	0.032	0.032	0.032	0.017
A:	0.146	0.099	0.108	0.212	0.333	0.320	0.339	0.327	0.288	0.235	0.257	0.180	0.154	0.295	0.355
Summe	15.146	15.099	15.108	15.212	15.333	15.320	15.339	15.327	15.288	15.235	15.257	15.180	15.154	15.295	15.355
Mg/Mg+Fe2+	0.926	0.922	0.939	0.920	0.899	0.896	0.886	0.850	0.754	0.774	0.807	0.809	0.810	0.845	0.811

Fortsetzung Tab. 13 (27: Crottendorf, 63: Katzhahnfelsen/randliches Erzgebirgskristallin)

	27-4 Am I Inc3 Grt-C P1	27-4 Am I Inc3 Grt-C P2	27-4 Am I Inc4 Grt-R P1	27-4 Am II Am C P1	27-5 Am I Inc1 Grt P6	27-5 Am I Inc1 Grt P7	63-8 Am II Am R.Grt P1	63-8 Am II Am R.Grt P2	63-8 Am II Am R.Grt P3	63-6 Am II Am R.Grt P1	63-6 Am II Am R.Grt P2	63-4 Am II Am R.Grt1 P1	63-3 Am II Am1 R.Grt3 P1	63-3 Am II Am1 R.Grt3 P2	63-2 Am I Am Inc1.Grt P1
SiO2	45.22	46.73	51.75	53.77	52.98	53.78	54.37	55.33	54.69	54.91	54.83	55.39	42.12	40.90	43.66
TiO2	0.00	0.30	0.11	0.06	0.07	0.07	0.08	0.03	0.02	0.09	0.05	0.06	0.07	0.13	0.39
Al2O3	14.81	14.00	8.81	7.12	5.77	5.67	6.26	3.94	5.55	4.34	5.69	5.28	19.10	20.20	16.59
Cr2O3	0.00	0.03	0.06	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.03
MgO	10.49	10.83	14.53	16.27	17.27	17.55	17.21	19.50	17.42	19.31	18.03	18.37	10.02	9.43	8.21
CaO	9.19	8.71	9.91	9.07	10.40	10.55	9.67	10.40	9.85	10.64	9.89	10.26	9.89	10.63	9.12
MnO	0.00	0.05	0.11	0.04	0.15	0.22	0.12	0.02	0.10	0.04	0.08	0.07	0.03	0.11	0.07
FeO	12.98	13.03	10.06	7.44	7.53	7.55	6.78	5.32	7.55	6.44	6.47	5.89	11.58	11.44	14.98
Na2O	3.68	3.72	2.35	3.04	2.14	2.18	2.67	1.76	2.16	1.93	2.36	2.10	3.70	3.58	3.82
K2O	0.11	0.13	0.09	0.17	0.08	0.07	0.10	0.14	0.09	0.12	0.16	0.11	0.59	0.62	0.15
Summe	96.46	97.55	97.76	96.97	96.39	97.66	97.27	96.44	97.45	97.82	97.65	97.52	97.10	97.04	97.01
Strukturformel	bezogen	auf	23	O											
Si	6.643	6.768	7.329	7.564	7.536	7.550	7.608	7.753	7.655	7.646	7.632	7.690	6.158	6.004	6.451
Al	1.357	1.232	0.671	0.436	0.464	0.450	0.392	0.247	0.345	0.354	0.368	0.310	1.842	1.996	1.549
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T:	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	1.206	1.157	0.800	0.744	0.504	0.488	0.640	0.404	0.571	0.358	0.565	0.554	1.449	1.499	1.340
Cr	0.000	0.003	0.006	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.003
Ti	0.000	0.033	0.012	0.006	0.007	0.008	0.009	0.003	0.002	0.009	0.005	0.007	0.008	0.015	0.043
Mg	2.296	2.338	3.066	3.411	3.661	3.673	3.590	4.073	3.635	4.008	3.741	3.802	2.184	2.063	1.809
Fe2+	1.498	1.468	1.117	0.838	0.828	0.830	0.761	0.520	0.790	0.625	0.680	0.638	1.359	1.405	1.805
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014	0.000
C:	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	4.995	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+	0.096	0.110	0.074	0.037	0.068	0.057	0.032	0.104	0.094	0.125	0.073	0.046	0.057	0.000	0.046
Mn	0.000	0.006	0.013	0.005	0.018	0.026	0.015	0.002	0.011	0.005	0.010	0.008	0.004	0.000	0.008
Ca	1.446	1.352	1.504	1.367	1.584	1.588	1.450	1.561	1.477	1.588	1.476	1.526	1.549	1.672	1.444
Na	0.458	0.532	0.409	0.591	0.329	0.330	0.503	0.333	0.418	0.282	0.442	0.420	0.390	0.328	0.502
B:	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.589	0.514	0.236	0.240	0.260	0.263	0.221	0.145	0.169	0.239	0.196	0.144	0.659	0.692	0.593
K	0.020	0.024	0.015	0.030	0.015	0.012	0.017	0.025	0.016	0.021	0.029	0.019	0.109	0.115	0.028
A:	0.609	0.538	0.252	0.270	0.275	0.274	0.238	0.169	0.186	0.260	0.225	0.163	0.768	0.807	0.621
Summe	15.609	15.538	15.252	15.270	15.275	15.274	15.238	15.169	15.186	15.260	15.225	15.163	15.768	15.802	15.621
Mg/Mg+Fe2+	0.590	0.597	0.720	0.796	0.803	0.806	0.819	0.867	0.804	0.842	0.832	0.848	0.607	0.595	0.494

Fortsetzung Tab. 13 (63: Katzhahnfelsen, 129: Metzdorf/randliches Erzgebirgskristallin)

	63-1 Am I Am Inc1.Grt P1	63-1 Am I Am Inc2.Grt P1	63-1 Am I Am Inc3.Grt P1	63-2 Am III Am Om-Sym P1	129-6 Am II Am C P1	129-6 Am II Am R.Grt P2	129-6 Am II Am R.Grt2 P3	129-6 Am II Am C P4	129-6 Am II Am R.Grt P5
SiO2	50.63	44.88	45.30	54.95	53.99	48.44	48.74	54.04	53.33
TiO2	0.10	0.22	0.46	0.04	0.10	0.37	0.25	0.04	0.14
Al2O3	12.75	14.95	15.61	10.23	8.45	14.49	14.41	8.45	9.15
Cr2O3	0.01	0.00	0.00	0.03	0.05	0.01	0.02	0.02	0.05
MgO	11.75	9.46	9.70	13.77	17.80	14.68	14.99	17.94	17.37
CaO	7.21	8.36	8.51	11.16	8.01	8.14	7.96	7.85	8.02
MnO	0.04	0.06	0.02	0.03	0.07	0.07	0.08	0.05	0.03
FeO	10.78	13.66	13.69	5.89	4.45	5.73	5.61	4.88	4.71
Na2O	4.15	3.90	4.25	3.23	3.90	4.51	4.34	3.72	3.94
K2O	0.14	0.32	0.15	0.07	0.42	0.51	0.46	0.44	0.40
Summe	97.57	95.80	97.68	99.41	97.25	96.95	96.86	97.43	97.14
Strukturformel bezogen auf 23 O									
Si	7.172	6.658	6.589	7.492	7.477	6.826	6.857	7.476	7.406
Al	0.828	1.342	1.411	0.508	0.523	1.174	1.143	0.524	0.594
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T:	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	1.300	1.271	1.264	1.136	0.856	1.232	1.246	0.853	0.904
Cr	0.001	0.000	0.000	0.003	0.005	0.001	0.002	0.002	0.005
Ti	0.011	0.025	0.050	0.004	0.011	0.039	0.027	0.004	0.014
Mg	2.481	2.093	2.103	2.798	3.674	3.084	3.144	3.699	3.595
Fe2+	1.207	1.611	1.583	0.672	0.454	0.643	0.581	0.442	0.482
Mn	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
C:	5.000	5.000	5.000	4.617	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+	0.071	0.084	0.083	0.000	0.062	0.032	0.079	0.123	0.066
Mn	0.005	0.007	0.002	0.000	0.009	0.009	0.009	0.006	0.003
Ca	1.094	1.329	1.326	1.631	1.189	1.229	1.199	1.164	1.193
Na	0.831	0.580	0.589	0.369	0.741	0.731	0.712	0.708	0.738
B:	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.310	0.541	0.609	0.484	0.308	0.502	0.472	0.291	0.324
K	0.025	0.061	0.027	0.013	0.074	0.091	0.082	0.078	0.071
A:	0.335	0.601	0.636	0.496	0.381	0.593	0.553	0.369	0.395
Summe	15.335	15.601	15.636	15.113	15.381	15.593	15.553	15.369	15.395
Mg/Mg+Fe2+	0.660	0.552	0.558	0.806	0.877	0.820	0.826	0.868	0.868

Tab. 14a: Mikrosondenanalysen von Hellglimmern (10.2: Voigtsdorf, St11: Eppendorf/mittleres Erzgebirgskristallin)

	10.2-1 Phe1 R.Grt1 P1	10.2-1 Phe1 R.Grt1 P3	10.2-1 Phe1 C P4	10.2-1 Phe1 C P5	10.2-3 Phe2 R.Grt1 P1	10.2-3 Phe2 R.Grt1 P2	10.2-3 Phe2 C P3	10.2-3 Phe1 R.Om5 P1	10.2-3 Phe1 C P3	10.2-3 Phe1 R.Om1 P2	10.2-3 Phe1 C P4	St11-6 Phe1 R.Grt P1	St11-6 Phe1 C P2	St11-6 Phe1 R.Grt P3	St11-4 Phe C P1
SiO2	48.92	49.31	48.59	49.64	47.99	48.48	49.05	48.34	48.86	48.34	49.03	48.95	49.27	48.47	48.32
TiO2	0.50	0.53	0.83	0.77	0.95	0.90	0.92	1.02	0.97	0.91	0.94	1.40	1.45	1.40	1.39
Al2O3	33.47	32.97	31.98	31.50	31.33	31.14	30.56	30.69	29.98	31.57	30.16	30.28	29.15	30.40	29.31
Cr2O3	0.05	0.00	0.01	0.10	0.03	0.02	0.15	0.05	0.07	0.08	0.00	0.07	0.03	0.03	0.00
MgO	2.07	2.02	2.51	2.58	2.27	2.29	2.63	2.83	2.74	2.41	2.95	2.90	3.15	2.81	3.22
CaO	0.04	0.03	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07
FeO	1.39	1.39	1.59	1.47	1.48	1.39	1.22	1.54	1.32	1.26	1.44	1.09	1.07	1.03	1.16
BaO	0.23	0.36	0.12	0.25	0.19	0.30	0.31	0.23	0.23	0.24	0.21	0.72	0.71	0.94	0.80
Na2O	1.70	1.94	1.41	1.37	1.61	1.36	1.05	0.89	1.26	1.63	0.77	0.92	0.84	0.87	0.63
K2O	8.06	8.17	8.91	9.15	8.78	8.94	9.59	9.71	9.27	8.66	9.94	9.67	9.73	9.37	10.01
Summe	96.44	96.72	95.96	96.88	94.64	94.87	95.47	95.29	94.70	95.13	95.45	96.00	95.39	95.31	94.93
Strukturformel bezogen auf 22 O															
Si	6.368	6.414	6.395	6.476	6.411	6.458	6.506	6.438	6.527	6.414	6.515	6.480	6.562	6.460	6.494
Al IV	1.632	1.586	1.605	1.524	1.589	1.542	1.494	1.562	1.473	1.586	1.485	1.520	1.438	1.540	1.506
Tetraeder	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al VI	3.503	3.469	3.356	3.320	3.343	3.348	3.283	3.255	3.248	3.350	3.238	3.204	3.138	3.236	3.136
Ti	0.049	0.052	0.082	0.076	0.096	0.090	0.091	0.103	0.097	0.090	0.094	0.139	0.146	0.140	0.141
Cr	0.005	0.000	0.001	0.011	0.003	0.002	0.016	0.005	0.007	0.008	0.000	0.007	0.003	0.003	0.000
Fe2+	0.152	0.151	0.175	0.160	0.166	0.155	0.135	0.171	0.148	0.140	0.160	0.121	0.119	0.114	0.131
Mg	0.402	0.391	0.492	0.501	0.453	0.455	0.519	0.562	0.546	0.477	0.585	0.572	0.626	0.558	0.646
Mn	0.001	0.000	0.000	0.003	0.001	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008
Oktaeder	4.112	4.063	4.105	4.071	4.060	4.053	4.044	4.097	4.046	4.066	4.077	4.043	4.031	4.052	4.061
Ca	0.006	0.004	0.003	0.003	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Ba	0.012	0.018	0.006	0.013	0.010	0.016	0.016	0.012	0.012	0.013	0.011	0.037	0.037	0.049	0.042
Na	0.429	0.488	0.360	0.347	0.416	0.352	0.271	0.229	0.325	0.420	0.199	0.235	0.216	0.226	0.165
K	1.338	1.355	1.496	1.523	1.496	1.520	1.622	1.649	1.580	1.465	1.685	1.634	1.654	1.593	1.716
Interlayer	1.784	1.865	1.865	1.885	1.922	1.890	1.910	1.890	1.917	1.900	1.895	1.907	1.907	1.869	1.924
Summe	13.895	13.928	13.970	13.956	13.982	13.942	13.953	13.987	13.964	13.966	13.972	13.949	13.938	13.920	13.985
Endglieder															
Mrg	0.3	0.2	0.2	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Pg	24.2	26.4	19.4	18.5	21.8	18.8	14.3	12.2	17.1	22.2	10.6	12.6	11.5	12.4	8.8
Ce	18.4	20.7	19.8	23.8	20.5	22.9	25.2	21.9	26.4	20.7	25.7	24.0	28.1	23.0	24.7
Ms	57.1	52.7	60.6	57.6	57.7	58.2	60.5	65.9	56.5	57.0	63.7	63.4	60.4	64.6	66.5

Fortsetzung Tab. 14a (St11: Eppendorf, 75: Ansprung/mittleres Erzgebirgskristallin)

	St11-4 Phe R P2	St11-4 Phe R P3	75-2 Phe1 R.Grt1 P1	75-2 Phe1 C P2	75-2 Phe2 C P1	75-2 Phe2 R.Grt3 P2	75-2 Phe2a R.Phe2 P1	75-2 Phe2a C P2	75-3 Phe Inc.Om P1	75-3 Phe Inc.Om P2	75-3 Phe Inc.Om P3	75-4 Phe1 R.Phl1 P1	75-4 Phe2 C P1	75-4 Phe2 R P2	75-4 Phe3 R.Phl2 P1
SiO2	50.12	49.00	47.03	47.92	48.80	47.75	48.30	48.45	49.37	50.28	50.00	48.86	47.52	48.02	49.24
TiO2	1.27	1.30	1.29	1.28	1.51	1.40	1.39	1.40	1.10	1.15	1.02	1.27	1.33	1.35	1.16
Al2O3	28.12	28.64	31.38	29.93	29.98	30.35	29.94	29.65	29.08	28.58	28.43	30.71	30.79	30.64	29.76
Cr2O3	0.02	0.01	0.29	0.12	0.13	0.14	0.16	0.05	0.13	0.03	0.16	0.10	0.04	0.11	0.22
MgO	3.57	3.56	2.75	3.28	3.17	3.26	3.29	3.31	3.99	3.88	3.84	3.05	3.17	3.15	3.37
CaO	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.08	0.10	0.10	0.00	0.00	0.00	0.01
MnO	0.02	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.01	0.03	0.00	0.13	0.00	0.02	0.03	0.00	0.04
FeO	1.12	1.13	0.76	0.80	0.80	0.82	0.88	0.72	0.72	0.80	0.82	0.80	0.75	0.85	0.63
BaO	0.92	0.72	0.19	0.15	0.08	0.05	0.06	0.12	0.05	0.10	0.09	0.09	0.04	0.12	0.12
Na2O	0.48	0.44	0.62	0.52	0.52	0.53	0.60	0.50	0.63	0.62	0.61	0.60	0.63	0.66	0.58
K2O	10.24	10.37	10.15	10.54	10.41	10.26	9.95	10.68	10.19	10.24	10.45	10.32	10.28	10.40	10.44
Summe	95.87	95.17	94.50	94.55	95.43	94.57	94.65	94.90	95.33	95.91	95.53	95.82	94.59	95.31	95.57
Strukturformel bezogen auf 22 O															
Si	6.662	6.566	6.319	6.441	6.483	6.404	6.460	6.484	6.555	6.636	6.634	6.457	6.371	6.399	6.528
Al IV	1.338	1.434	1.681	1.559	1.517	1.596	1.540	1.516	1.445	1.364	1.366	1.543	1.629	1.601	1.472
Tetraeder	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al IV	3.068	3.089	3.287	3.182	3.176	3.200	3.180	3.161	3.104	3.081	3.081	3.242	3.237	3.211	3.178
Ti	0.127	0.131	0.130	0.130	0.151	0.141	0.139	0.141	0.110	0.114	0.102	0.126	0.134	0.135	0.115
Cr	0.002	0.001	0.031	0.012	0.014	0.015	0.017	0.005	0.014	0.004	0.017	0.011	0.004	0.012	0.023
Fe2+	0.124	0.126	0.086	0.090	0.089	0.092	0.099	0.080	0.079	0.089	0.091	0.088	0.084	0.094	0.070
Mg	0.707	0.711	0.550	0.658	0.627	0.652	0.657	0.660	0.789	0.763	0.760	0.600	0.633	0.626	0.665
Mn	0.003	0.000	0.000	0.002	0.005	0.000	0.001	0.004	0.000	0.014	0.000	0.002	0.003	0.000	0.004
Oktaeder	4.030	4.058	4.084	4.074	4.060	4.100	4.093	4.051	4.096	4.065	4.050	4.068	4.095	4.078	4.056
Ca	0.000	0.001	0.007	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.011	0.014	0.014	0.000	0.000	0.001	0.002
Ba	0.048	0.038	0.010	0.008	0.004	0.003	0.003	0.006	0.002	0.005	0.005	0.005	0.002	0.006	0.006
Na	0.123	0.115	0.161	0.135	0.133	0.139	0.156	0.129	0.161	0.159	0.158	0.152	0.165	0.171	0.148
K	1.737	1.772	1.739	1.807	1.763	1.755	1.698	1.823	1.726	1.724	1.769	1.739	1.758	1.768	1.766
Interlayer	1.908	1.926	1.917	1.949	1.901	1.897	1.866	1.958	1.902	1.902	1.946	1.897	1.926	1.946	1.922
Summe	13.938	13.984	14.001	14.023	13.961	13.996	13.959	14.010	13.998	13.967	13.996	13.965	14.021	14.024	13.977
Endglieder															
Mrg	0.0	0.1	0.4	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.6	0.7	0.7	0.0	0.0	0.0	0.1
Pg	6.6	6.1	8.5	7.0	7.0	7.3	8.4	6.6	8.5	8.4	8.1	8.1	8.6	8.8	7.7
Ce	33.1	28.3	15.9	22.0	24.1	20.2	23.0	24.2	27.7	31.8	31.7	22.9	18.6	19.9	26.4
Ms	60.3	65.5	75.2	71.0	68.9	72.5	68.2	69.2	63.2	59.1	59.4	69.1	72.9	71.2	65.8

Fortsetzung Tab. 14a (75: Ansprung, 46 und 47.1: Forchheim/mittleres Erzgebirgskristallin)

	75-4 Phe3 C P2	75-5 Phe1 C P1	75-5 Phe1 R.Phl P2	75-5 Phe1 R.Grt1 P3	75-5 Phe2 P1	75-6 Phe.R Phl1+Grt1 P1	46-3 Phe Inc.Grt P1	46-3 Phe Inc.Grt P2	47.1-8 Phe P1 L.L	47.1-8 Phe R P3 L.L	47.1-8 Phe C P4 L.L	47.1-8 Phe C P5 L.L	47.1-8 Phe C P1 L.L	47.1-7 Phe Ky-Kor P1 L.L	47.1-7 Phe Ky-Kor P2 L.L
SiO2	49.73	49.15	49.59	50.75	49.70	49.07	48.89	49.36	48.71	48.82	48.82	48.49	49.00	47.58	47.07
TiO2	1.28	1.10	0.96	0.90	1.05	0.95	3.61	3.59	1.06	1.07	1.04	0.94	1.02	0.08	0.17
Al2O3	29.88	30.51	30.07	28.45	28.73	30.93	26.62	26.68	30.41	30.41	29.77	29.91	29.56	34.45	33.77
Cr2O3	0.09	0.15	0.18	0.09	0.12	0.02	0.06	0.06	0.07	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
MgO	3.30	3.15	3.29	3.66	3.73	2.94	4.15	4.04	2.66	2.80	2.74	2.69	2.73	1.16	1.51
CaO	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01
MnO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.04	0.06	0.00	0.00	0.10	0.04
FeO	0.73	0.74	0.87	0.74	0.88	0.89	2.25	2.30	2.31	2.19	2.59	2.42	2.10	1.58	1.73
BaO	0.00	0.00	0.05	0.05	0.12	0.12	0.00	0.07	0.16	0.10	0.05	0.09	0.00	0.09	0.15
Na2O	0.62	0.59	0.61	0.54	0.55	0.60	0.48	0.43	0.19	0.23	0.20	0.28	0.27	0.55	0.35
K2O	10.41	10.57	10.11	10.46	10.19	10.28	10.03	10.32	10.62	10.67	10.68	10.63	10.47	10.11	10.52
Summe	96.05	96.01	95.75	95.69	95.11	95.81	96.12	96.99	96.19	96.34	95.96	95.47	95.16	95.72	95.34
Strukturformel bezogen auf 22 O															
Si	6.548	6.485	6.544	6.702	6.613	6.479	6.507	6.524	6.465	6.465	6.502	6.488	6.551	6.292	6.277
Al IV	1.452	1.515	1.456	1.298	1.387	1.521	1.493	1.476	1.535	1.535	1.498	1.512	1.449	1.708	1.723
Tetraeder	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al VI	3.185	3.230	3.221	3.130	3.119	3.294	2.683	2.680	3.220	3.212	3.176	3.206	3.208	3.662	3.585
Ti	0.126	0.109	0.096	0.089	0.105	0.095	0.362	0.356	0.106	0.107	0.104	0.095	0.103	0.008	0.017
Cr	0.010	0.015	0.019	0.010	0.013	0.002	0.007	0.007	0.008	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
Fe2+	0.080	0.081	0.096	0.082	0.098	0.098	0.251	0.255	0.256	0.242	0.288	0.270	0.235	0.175	0.193
Mg	0.648	0.618	0.648	0.721	0.740	0.580	0.822	0.795	0.526	0.553	0.544	0.536	0.545	0.229	0.300
Mn	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.013	0.000	0.005	0.006	0.000	0.000	0.011	0.004
Oktaeder	4.049	4.055	4.081	4.037	4.074	4.068	4.124	4.106	4.117	4.118	4.120	4.107	4.091	4.084	4.101
Ca	0.000	0.006	0.000	0.000	0.006	0.002	0.003	0.003	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.002	0.002
Ba	0.000	0.000	0.002	0.003	0.006	0.006	0.000	0.003	0.008	0.005	0.003	0.005	0.000	0.005	0.008
Na	0.158	0.151	0.156	0.138	0.142	0.153	0.123	0.111	0.048	0.060	0.052	0.072	0.069	0.142	0.091
K	1.749	1.780	1.703	1.762	1.730	1.731	1.703	1.741	1.798	1.803	1.815	1.815	1.786	1.706	1.789
Interlayer	1.907	1.936	1.861	1.903	1.885	1.892	1.829	1.858	1.854	1.868	1.869	1.895	1.855	1.854	1.889
Summe	13.956	13.991	13.941	13.939	13.959	13.960	13.953	13.965	13.971	13.986	13.989	14.002	13.945	13.939	13.991
Endglieder															
Mrg	0.0	0.3	0.0	0.0	0.3	0.1	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.1	0.1
Pg	8.3	7.8	8.4	7.3	7.6	8.1	6.7	6.0	2.6	3.2	2.8	3.8	3.7	7.7	4.8
Ce	27.4	24.2	27.2	35.1	30.7	24.0	25.4	26.2	23.2	23.3	25.1	24.4	27.6	14.6	13.9
Ms	64.3	67.7	64.4	57.6	61.4	67.8	67.8	67.7	74.2	73.5	72.1	71.6	68.7	77.6	81.2

Fortsetzung Tab. 14a (47.1: Forchheim/mittleres Erzgebirgskristallin; 105: Schmalzgrube/westliches Erzgebirgskristallin)

	47.1-6 Phe R.Bt P1 L.L	47.1-6 Phe R P2 L.L	47.1-18 Phe R.Bt P1 L.L	47.1-18 Phe R.Bt P2 L.L	47.1-16 Phe C P1 L.L	47.1-16 Phe R P2 L.L	47.1-16 Phe R.Bt P3 L.L	47.1-12 Phe C P1 L.L	47.1-12 Phe R P2 L.L	105-5 Phe2 R.Grt1 P2	105-5 Phe2 C P3	105-6 Phe1 R.Grt1 P1	105-6 Phe1 C P2	105-3 Phe1 C P1	105-4 Phe1 R.Grt1 P3
SiO2	46.99	48.72	47.87	48.85	48.18	48.31	48.79	48.13	47.95	51.20	52.19	51.84	51.28	52.40	52.08
TiO2	0.37	1.15	2.70	2.55	2.31	2.30	2.13	0.66	0.63	0.38	0.30	0.32	0.36	0.29	0.29
Al2O3	34.64	30.18	28.13	28.18	29.24	28.83	29.25	30.24	29.54	27.09	26.05	27.38	26.39	24.90	27.43
Cr2O3	0.00	0.02	0.05	0.10	0.00	0.03	0.05	0.04	0.08	0.00	0.00	0.04	0.04	0.03	0.00
MgO	0.98	2.14	2.39	2.60	2.49	2.44	2.52	2.55	2.62	4.32	4.65	4.34	4.37	4.87	4.31
CaO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.04	0.03	0.00	0.03	0.03
MnO	0.00	0.01	0.07	0.00	0.10	0.05	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
FeO	1.97	2.95	2.86	2.72	2.70	2.54	2.57	3.01	3.08	0.85	0.69	0.88	0.70	0.76	0.81
BaO	0.05	0.11	0.00	0.03	0.13	0.00	0.00	0.16	0.03	0.11	0.11	0.09	0.11	0.09	0.12
Na2O	0.36	0.28	0.23	0.27	0.25	0.17	0.14	0.28	0.24	0.24	0.37	0.43	0.31	0.22	0.44
K2O	10.30	10.70	10.48	10.26	10.55	10.49	10.52	10.54	10.05	9.51	9.37	9.73	9.70	9.41	9.49
Summe	95.66	96.29	94.79	95.56	95.95	95.15	95.98	95.67	94.25	93.72	93.77	95.09	93.26	93.01	95.03
Strukturformel bezogen auf 22 O															
Si	6.234	6.481	6.481	6.535	6.439	6.491	6.493	6.449	6.499	6.853	6.967	6.849	6.903	7.052	6.870
Al IV	1.766	1.519	1.519	1.465	1.561	1.509	1.507	1.551	1.501	1.147	1.033	1.151	1.097	0.948	1.130
Tetraeder	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al VI	3.650	3.213	2.969	2.978	3.045	3.057	3.081	3.225	3.217	3.126	3.066	3.113	3.089	3.002	3.135
Ti	0.037	0.115	0.275	0.257	0.232	0.232	0.213	0.066	0.064	0.038	0.030	0.032	0.037	0.029	0.029
Cr	0.000	0.002	0.005	0.011	0.000	0.003	0.005	0.004	0.009	0.000	0.000	0.004	0.004	0.003	0.000
Fe2+	0.218	0.329	0.324	0.304	0.302	0.286	0.286	0.337	0.350	0.095	0.076	0.097	0.078	0.086	0.090
Mg	0.193	0.423	0.481	0.519	0.497	0.488	0.500	0.510	0.530	0.862	0.925	0.855	0.877	0.976	0.848
Mn	0.000	0.002	0.008	0.000	0.011	0.005	0.000	0.006	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003
Oktaeder	4.099	4.085	4.062	4.069	4.087	4.071	4.085	4.149	4.170	4.123	4.096	4.100	4.086	4.096	4.104
Ca	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.006	0.004	0.000	0.004	0.004
Ba	0.003	0.006	0.000	0.002	0.007	0.000	0.000	0.008	0.001	0.006	0.006	0.005	0.006	0.005	0.006
Na	0.094	0.073	0.061	0.070	0.064	0.044	0.037	0.072	0.063	0.063	0.096	0.111	0.081	0.059	0.112
K	1.744	1.816	1.810	1.751	1.799	1.798	1.787	1.802	1.738	1.624	1.596	1.640	1.665	1.616	1.596
Interlayer	1.840	1.896	1.872	1.822	1.870	1.843	1.825	1.883	1.805	1.693	1.704	1.760	1.752	1.684	1.718
Summe	13.939	13.981	13.934	13.891	13.957	13.913	13.909	14.032	13.974	13.816	13.800	13.860	13.838	13.780	13.823
Endglieder															
Mrg	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.3	0.2	0.0	0.2	0.2
Pg	5.1	3.9	3.3	3.8	3.4	2.4	2.0	3.8	3.5	3.8	5.7	6.3	4.6	3.5	6.5
Ce	11.7	24.1	24.0	26.8	22.0	24.6	24.6	22.5	24.9	42.7	48.3	42.5	45.2	52.6	43.5
Ms	83.2	72.0	72.7	69.4	74.6	73.0	73.3	73.7	71.4	53.6	45.7	51.0	50.2	43.7	49.7

Fortsetzung Tab. 14a (38: Wolkenstein, E40: Großrückerswalde/westliches Erzgebirgskristallin)

	38-23 Mrg nach Ky P1	38-23 Mrg nach Ky P2	38-16 Phe C P1	38-16 Phe C P2	38-13 Phe C P1	38-13 Phe C P3	38-13 Phe R P4	38-13 Phe R P6	E40-6 Phe1 C P1	E40-6 Phe1 C P2	E40-6 Phe1 C P3	E40-6 Phe1 R P4	E40-6 Phe1 R P5	E40-6 Phe1 C P6	E40-7 Phe R.Grt P2
SiO2	30.28	31.65	51.70	50.51	51.66	52.10	53.51	52.92	49.69	50.02	50.42	51.36	51.08	50.57	48.79
TiO2	0.07	0.01	0.48	0.37	0.47	0.48	0.47	0.54	0.76	0.68	0.68	0.62	0.70	0.78	0.80
Al2O3	50.58	49.76	29.50	28.17	29.40	29.13	27.59	27.67	29.56	29.49	29.27	28.52	28.88	29.58	31.15
Cr2O3	0.10	0.21	0.02	0.00	0.00	0.16	0.05	0.20	0.00	0.03	0.00	0.00	0.08	0.03	0.05
MgO	0.38	0.38	3.78	4.89	3.68	3.89	4.10	4.27	3.13	3.41	3.18	3.55	3.40	3.25	2.54
CaO	12.02	11.11	0.00	0.07	0.11	0.07	0.10	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
MnO	0.01	0.01	0.00	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.07
FeO	0.36	0.30	0.79	1.94	0.70	0.68	0.89	0.73	1.55	1.56	1.50	1.85	2.01	1.69	1.69
BaO	0.07	0.00	0.26	0.15	0.25	0.21	0.24	0.30	0.78	0.66	0.72	0.74	0.79	0.75	1.01
Na2O	1.03	1.77	0.61	0.57	0.34	0.38	0.33	0.37	0.86	0.83	0.86	0.71	0.75	0.83	1.28
K2O	0.00	0.07	9.58	8.65	9.58	9.46	9.23	10.09	9.49	9.57	9.58	9.83	9.65	9.90	8.91
Summe	94.90	95.26	96.73	95.33	96.24	96.57	96.51	97.21	95.83	96.25	96.26	97.17	97.34	97.41	96.31
Strukturformel bezogen auf 22 O															
Si	4.038	4.194	6.714	6.674	6.734	6.761	6.932	6.856	6.587	6.598	6.647	6.719	6.677	6.609	6.446
Al IV	3.962	3.806	1.286	1.326	1.266	1.239	1.068	1.144	1.413	1.402	1.353	1.281	1.323	1.391	1.554
Tetraeder	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al VI	3.987	3.966	3.230	3.061	3.250	3.215	3.144	3.080	3.206	3.182	3.196	3.117	3.126	3.165	3.297
Ti	0.007	0.001	0.047	0.036	0.046	0.047	0.046	0.052	0.076	0.068	0.067	0.061	0.069	0.077	0.080
Cr	0.010	0.022	0.002	0.000	0.000	0.017	0.005	0.020	0.000	0.003	0.000	0.000	0.008	0.004	0.005
Fe2+	0.041	0.033	0.086	0.214	0.076	0.074	0.097	0.079	0.172	0.172	0.165	0.203	0.219	0.185	0.187
Mg	0.075	0.075	0.731	0.963	0.716	0.752	0.791	0.824	0.618	0.671	0.626	0.691	0.662	0.633	0.501
Mn	0.001	0.001	0.000	0.002	0.006	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.005	0.000	0.002	0.000	0.008
Oktaeder	4.120	4.098	4.096	4.277	4.094	4.105	4.083	4.056	4.075	4.096	4.058	4.072	4.086	4.064	4.077
Ca	1.718	1.578	0.000	0.010	0.015	0.009	0.014	0.018	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002
Ba	0.003	0.000	0.013	0.008	0.013	0.011	0.012	0.015	0.040	0.034	0.037	0.038	0.040	0.039	0.052
Na	0.267	0.454	0.153	0.146	0.086	0.096	0.083	0.094	0.221	0.211	0.220	0.180	0.189	0.210	0.328
K	0.001	0.013	1.587	1.458	1.593	1.566	1.525	1.668	1.604	1.609	1.611	1.641	1.609	1.651	1.503
Interlayer	1.989	2.044	1.753	1.621	1.706	1.682	1.634	1.795	1.866	1.855	1.869	1.859	1.839	1.900	1.884
Summe	14.110	14.142	13.850	13.898	13.801	13.788	13.717	13.850	13.940	13.951	13.927	13.931	13.925	13.964	13.961
Endglieder															
Mrg	86.5	77.2	0.0	0.6	0.9	0.5	0.9	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
Pg	13.4	22.2	8.8	9.0	5.1	5.8	5.1	5.3	12.1	11.6	12.0	9.9	10.5	11.3	17.9
Ce	0.0	0.0	35.7	33.7	36.7	38.0	46.6	42.8	29.4	29.9	32.4	36.0	33.8	30.5	22.3
Ms	0.0	0.6	55.5	56.6	57.4	55.7	47.4	50.9	58.5	58.5	55.6	54.1	55.6	58.2	59.7

Fortsetzung Tab. 14a (E40: Großrückerswalde, 65: Boden/westliches Erzgebirgskristallin)

	E40-7 Phe C P3	E40-7 Phe C P4	E40-7 Phe C P5	E40-7 Phe R.Grt3 P6	E40-7 Phe R.Grt2 P7	65-3 Mrg Ky-Kor P1	65-3 Mrg Ky-Kor P2	65-3 Mrg Ky-Kor P3	65-4 Phe1 C P1	65-4 Phe1 C P2	65-4 Phe1 R P4	65-4 Phe1 R P5	65-4 Phe1 C P7	65-9 Phe1 C P1	65-9 Phe1 R P3
SiO2	51.49	51.49	51.68	48.84	48.81	34.25	38.25	40.42	53.05	52.05	52.55	51.52	53.59	53.12	52.74
TiO2	0.58	0.66	0.64	0.88	0.87	0.05	0.04	0.00	0.29	0.38	0.46	0.38	0.35	0.48	0.51
Al2O3	28.39	28.21	28.30	31.29	30.11	39.90	32.91	32.13	24.44	25.92	27.07	27.28	25.83	28.28	28.15
Cr2O3	0.01	0.03	0.05	0.05	0.05	1.16	0.73	0.52	1.19	0.90	0.89	0.27	1.30	0.09	0.06
MgO	3.77	3.71	3.77	2.77	2.73	0.26	0.10	0.11	4.85	4.52	4.33	4.31	4.43	4.26	4.26
CaO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	17.24	23.89	21.88	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00
MnO	0.00	0.01	0.00	0.06	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00
FeO	1.53	1.41	1.65	1.60	2.21	1.68	1.42	1.41	0.57	0.65	0.61	0.65	0.66	0.79	0.67
BaO	0.78	0.81	0.64	1.05	1.12	0.00	0.00	0.00	0.05	0.16	0.04	0.04	0.06	0.00	0.11
Na2O	0.68	0.81	0.64	1.13	0.86	0.53	0.11	0.19	0.14	0.15	0.15	0.15	0.16	0.33	0.31
K2O	9.55	9.71	9.50	9.07	9.06	0.66	0.04	0.90	9.91	10.39	10.27	10.21	10.33	10.16	10.12
Summe	96.78	96.84	96.87	96.75	95.81	95.78	97.49	97.57	94.49	95.15	96.43	94.83	96.77	97.51	96.93
Strukturformel bezogen auf 22 O															
Si	6.742	6.747	6.754	6.426	6.501	4.659	5.173	5.428	7.059	6.910	6.864	6.836	6.981	6.839	6.834
Al IV	1.258	1.253	1.246	1.574	1.499	3.341	2.827	2.572	0.941	1.090	1.136	1.164	1.019	1.161	1.166
Tetraeder	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al VI	3.124	3.104	3.114	3.279	3.227	3.056	2.418	2.514	2.891	2.966	3.030	3.101	2.946	3.130	3.133
Ti	0.057	0.065	0.063	0.087	0.087	0.006	0.004	0.000	0.029	0.038	0.045	0.038	0.034	0.046	0.049
Cr	0.001	0.003	0.005	0.005	0.005	0.124	0.078	0.055	0.125	0.095	0.092	0.028	0.133	0.010	0.006
Fe2+	0.168	0.155	0.180	0.176	0.246	0.191	0.161	0.158	0.064	0.072	0.067	0.072	0.072	0.085	0.072
Mg	0.735	0.724	0.734	0.544	0.542	0.054	0.020	0.022	0.962	0.894	0.844	0.853	0.861	0.818	0.823
Mn	0.000	0.001	0.000	0.006	0.001	0.006	0.000	0.002	0.000	0.004	0.002	0.000	0.005	0.000	0.000
Oktaeder	4.085	4.052	4.096	4.097	4.107	3.436	2.682	2.752	4.072	4.069	4.080	4.092	4.052	4.088	4.083
Ca	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	2.512	3.461	3.148	0.000	0.000	0.005	0.001	0.002	0.000	0.000
Ba	0.040	0.042	0.033	0.054	0.058	0.000	0.000	0.000	0.002	0.008	0.002	0.002	0.003	0.000	0.006
Na	0.174	0.206	0.162	0.288	0.223	0.139	0.028	0.049	0.035	0.038	0.039	0.039	0.040	0.083	0.078
K	1.596	1.623	1.583	1.523	1.539	0.114	0.007	0.154	1.683	1.760	1.711	1.729	1.717	1.669	1.672
Interlayer	1.810	1.871	1.778	1.867	1.821	2.765	3.497	3.351	1.720	1.806	1.757	1.771	1.762	1.752	1.756
Summe	13.895	13.923	13.873	13.963	13.928	14.202	14.178	14.103	13.792	13.875	13.837	13.863	13.814	13.841	13.840
Endglieder															
Mrg	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	90.8	99.0	93.9	0.0	0.0	0.3	0.1	0.1	0.0	0.0
Pg	9.8	11.3	9.3	15.9	12.7	5.0	0.8	1.5	2.0	2.1	2.2	2.2	2.3	4.7	4.5
Ce	37.1	37.4	37.7	21.3	25.0	0.0	0.0	0.0	52.9	45.5	43.2	41.8	49.1	41.9	41.7
Ms	53.1	51.4	53.0	62.7	62.3	4.1	0.2	4.6	45.0	52.4	54.3	55.9	48.6	53.3	53.8

Fortsetzung Tab. 14a (65: Boden, B28: Rittersberg/westliches Erzgebirgskristallin; 27: Crottendorf/randliches Erzgebirgskristallin)

	65-10 Phe1 C P1	65-10 Phe1 P1	B28-3 Phe C P1	B28-3 Phe R.Grt P3	B28-3 Phe R.Grt P4	B28-3 Phe C P6	B28-3 Phe R.Zo P7	B28-5 Phe C P1	B28-5 Phe C P3	B28-5 Phe R P5	B28-6 Phe2 C P1	B28-6 Phe2 R.Grt1 P3	27-1 Phe1 R.Grt1 P1	27-1 Phe1 C P2	27-1 Phe1 R.Grt1 P3
SiO2	52.60	52.28	51.97	47.13	49.64	51.32	49.84	51.34	51.97	51.77	51.33	51.91	50.89	49.94	51.13
TiO2	0.45	0.40	0.60	0.83	0.79	0.64	0.77	0.74	0.61	0.62	0.52	0.57	0.30	0.28	0.26
Al2O3	27.90	27.90	28.97	30.74	29.65	28.97	30.47	29.19	28.45	29.20	29.41	29.37	27.90	28.05	27.89
Cr2O3	0.31	0.12	0.09	0.13	0.15	0.08	0.10	0.08	0.03	0.09	0.04	0.05	0.08	0.06	0.15
MgO	4.41	4.01	3.85	4.93	3.09	3.69	3.26	3.74	4.20	3.90	3.50	3.81	3.68	3.55	3.36
CaO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
MnO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.05
FeO	0.81	0.77	0.78	1.38	1.59	0.75	0.61	0.74	0.83	0.70	0.90	0.98	1.51	1.47	1.54
BaO	0.04	0.10	0.29	0.48	0.29	0.38	0.64	0.37	0.27	0.39	0.39	0.37	0.13	0.14	0.19
Na2O	0.34	0.19	0.34	0.32	0.23	0.28	0.28	0.28	0.27	0.29	0.32	0.23	0.67	0.77	0.74
K2O	10.32	10.47	10.28	10.23	10.23	10.47	10.55	10.49	10.41	10.83	10.43	9.92	9.97	9.95	10.03
Summe	97.16	96.25	97.16	96.21	95.67	96.63	96.55	96.97	97.12	97.83	96.84	97.22	95.14	94.21	95.34
Strukturformel bezogen auf 22 O															
Si	6.818	6.840	6.744	6.262	6.584	6.713	6.547	6.691	6.757	6.700	6.699	6.723	6.766	6.714	6.790
Al IV	1.182	1.160	1.256	1.738	1.416	1.287	1.453	1.309	1.243	1.300	1.301	1.277	1.234	1.286	1.210
Tetraeder	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al VI	3.080	3.142	3.174	3.076	3.219	3.179	3.265	3.176	3.116	3.155	3.223	3.206	3.138	3.159	3.155
Ti	0.044	0.040	0.058	0.083	0.078	0.063	0.076	0.072	0.060	0.060	0.051	0.055	0.030	0.029	0.026
Cr	0.031	0.013	0.009	0.013	0.016	0.008	0.011	0.008	0.004	0.010	0.004	0.005	0.009	0.007	0.015
Fe2+	0.088	0.084	0.084	0.153	0.176	0.082	0.067	0.081	0.090	0.076	0.098	0.106	0.167	0.165	0.171
Mg	0.851	0.782	0.744	0.977	0.610	0.720	0.638	0.726	0.813	0.753	0.681	0.736	0.728	0.712	0.665
Mn	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001	0.001	0.001	0.008	0.004	0.000	0.000	0.003	0.000	0.006
Oktaeder	4.094	4.060	4.070	4.305	4.100	4.053	4.058	4.064	4.090	4.057	4.057	4.109	4.075	4.071	4.038
Ca	0.000	0.000	0.000	0.004	0.002	0.005	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Ba	0.002	0.005	0.015	0.025	0.015	0.019	0.033	0.019	0.014	0.020	0.020	0.019	0.007	0.008	0.010
Na	0.084	0.049	0.085	0.082	0.060	0.071	0.072	0.070	0.069	0.074	0.082	0.059	0.173	0.200	0.191
K	1.706	1.747	1.701	1.734	1.731	1.747	1.768	1.744	1.727	1.788	1.737	1.638	1.691	1.707	1.698
Interlayer	1.792	1.802	1.801	1.845	1.808	1.843	1.875	1.833	1.810	1.881	1.838	1.717	1.871	1.915	1.900
Summe	13.887	13.862	13.871	14.150	13.908	13.896	13.933	13.897	13.900	13.938	13.895	13.826	13.946	13.985	13.938
Endglieder															
Mrg	0.0	0.0	0.0	0.2	0.1	0.3	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0
Pg	4.7	2.7	4.8	4.5	3.3	3.9	3.9	3.9	3.8	4.0	4.5	3.5	9.3	10.5	10.1
Ce	40.9	42.0	37.2	13.1	29.2	35.6	27.4	34.6	37.8	35.0	35.0	36.1	38.3	35.7	39.5
Ms	54.4	55.3	58.0	82.2	67.3	60.2	68.6	61.6	58.3	61.0	60.5	60.3	52.4	53.8	50.4

Fortsetzung Tab. 14a (27: Crottendorf, 63: Katzhahnfelsen/randliches Erzgebirgskristallin)

	27-3 Phe1 C P1	27-3 Phe1 R.Grt1 P2	27-4 Pg Inc5.Grt P1	27-4 Pg Inc5.Grt P2	63-7 Phe R.Grt1 P1	63-7 Phe C P2	63-7 Phe R.Grt1 P3	63-5 Phe R.Grt1 P1	63-5 Phe C P2	63-5 Phe R.Grt2 P3	63-8 Pg Inc2.Grt P1	63-8 Pg Inc2.Grt P2
SiO2	51.16	51.07	47.29	48.00	50.70	50.39	51.13	51.41	52.08	51.24	47.28	47.76
TiO2	0.24	0.23	0.06	0.06	0.27	0.17	0.22	0.20	0.22	0.24	0.07	0.05
Al2O3	27.24	27.63	35.55	39.09	28.06	29.73	28.42	27.78	27.27	27.70	40.96	41.63
Cr2O3	0.03	0.11	0.05	0.05	0.00	0.03	0.05	0.10	0.00	0.07	0.00	0.03
MgO	3.89	3.47	1.62	0.40	3.74	3.17	3.48	3.76	3.95	3.67	0.10	0.12
CaO	0.01	0.04	0.32	0.27	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.61	0.70
MnO	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.05	0.09	0.03	0.00	0.00	0.00	0.09
FeO	1.54	1.83	2.66	0.81	1.24	1.27	1.35	1.31	1.43	1.36	0.84	0.90
BaO	0.26	0.27	0.00	0.02	0.17	0.22	0.20	0.14	0.15	0.15	0.00	0.04
Na2O	0.66	0.68	6.19	7.13	0.74	0.81	0.77	0.73	0.57	0.62	7.18	7.01
K2O	10.27	9.93	0.30	0.36	9.96	9.96	9.93	9.86	10.36	10.26	0.23	0.25
Summe	95.30	95.30	94.03	96.21	94.88	95.81	95.68	95.31	96.03	95.29	97.26	98.59
Strukturformel bezogen auf 22 O												
Si	6.810	6.796	6.165	6.070	6.754	6.651	6.757	6.809	6.860	6.803	5.921	5.904
Al IV	1.190	1.204	1.835	1.930	1.246	1.349	1.243	1.191	1.140	1.197	2.079	2.096
Tetraeder	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al VI	3.084	3.129	3.628	3.895	3.159	3.275	3.183	3.145	3.094	3.138	3.967	3.970
Ti	0.024	0.023	0.006	0.006	0.027	0.017	0.022	0.019	0.022	0.024	0.006	0.004
Cr	0.004	0.012	0.005	0.005	0.000	0.003	0.005	0.010	0.000	0.008	0.000	0.003
Fe2+	0.172	0.204	0.290	0.085	0.138	0.140	0.149	0.145	0.157	0.151	0.088	0.093
Mg	0.772	0.687	0.315	0.075	0.742	0.624	0.685	0.742	0.776	0.726	0.019	0.022
Mn	0.001	0.004	0.000	0.002	0.000	0.006	0.010	0.003	0.000	0.000	0.000	0.009
Oktaeder	4.056	4.059	4.243	4.069	4.066	4.065	4.054	4.064	4.049	4.046	4.079	4.102
Ca	0.001	0.006	0.044	0.036	0.000	0.000	0.005	0.000	0.002	0.000	0.082	0.093
Ba	0.013	0.014	0.000	0.001	0.009	0.011	0.011	0.007	0.008	0.008	0.000	0.002
Na	0.170	0.175	1.564	1.748	0.191	0.207	0.198	0.188	0.144	0.159	1.742	1.681
K	1.744	1.686	0.050	0.059	1.693	1.676	1.674	1.666	1.741	1.738	0.036	0.039
Interlayer	1.928	1.881	1.659	1.844	1.893	1.895	1.888	1.861	1.895	1.905	1.860	1.816
Summe	13.984	13.939	13.902	13.912	13.959	13.960	13.942	13.926	13.943	13.950	13.939	13.918
Endglieder												
Mrg	0.0	0.3	2.7	2.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.1	0.0	4.4	5.1
Pg	8.9	9.4	90.8	94.5	10.2	11.0	10.5	10.1	7.7	8.4	93.7	92.7
Ce	40.5	39.8	6.5	3.5	37.7	32.5	37.8	40.4	43.0	40.2	0.0	0.0
Ms	50.6	50.6	0.0	0.0	52.2	56.5	51.4	49.4	49.2	51.5	1.9	2.2

Tab. 14b: Mikrosondenanalysen von Dunkelglimmern (10.2: Voigtsdorf, St11: Eppendorf, 75: Ansprung, 46: Forchheim/ mittleres Erzgebirgskristallin)

	10.2-3 Bt Phe-Sym P3	St11-4 Bt Phe-Sym P3	St11-4 Bt Phe-Sym P4	St11-4 Bt Phe-Sym P5	75-4 Phl1 R.Phe1 P2	75-4 Phl2 C P1	75-4 Phl2 R.Phe3 P4	75-7 Phl R.Grt1 P1	75-7 Phl R.Grt1 P2	75-7 Phl C P3	75-7 Phl R.Grt1 P4	75-5 Phl R.Phe1 P2	75-6 Phl1.R Grt1+Phe P1	46-9 Bt R.Grt P4	46-9 Bt C P5
SiO2	42.12	38.31	37.50	37.92	37.82	38.95	37.87	40.28	39.64	39.68	39.82	39.56	40.04	37.45	37.70
TiO2	2.29	3.39	3.53	3.60	2.23	2.30	2.04	3.35	3.23	3.15	3.14	2.08	2.05	3.91	4.06
Al2O3	16.54	16.59	17.09	16.50	18.73	17.94	18.17	17.45	17.54	17.46	17.63	18.68	18.65	15.23	14.83
Cr2O3	0.05	0.12	0.10	0.02	0.06	0.14	0.06	0.02	0.15	0.08	0.25	0.15	0.06	0.03	0.08
MgO	16.88	15.83	15.27	15.86	19.48	19.11	20.10	18.50	18.52	18.20	18.01	17.91	17.93	13.93	13.85
CaO	0.50	0.02	0.00	0.03	0.03	0.06	0.06	0.01	0.04	0.03	0.07	0.22	0.02	0.00	0.02
MnO	0.05	0.04	0.04	0.04	0.06	0.01	0.04	0.04	0.01	0.04	0.08	0.00	0.01	0.05	0.07
FeO	7.37	10.28	10.01	10.20	6.58	6.09	6.48	6.20	6.34	6.06	6.31	5.84	6.09	13.81	13.95
BaO	0.42	1.04	1.02	0.92	0.00	0.05	0.00	0.12	0.11	0.00	0.15	0.04	0.04	0.04	0.02
Na2O	1.40	0.12	0.12	0.15	0.18	0.27	0.21	0.22	0.31	0.25	0.27	0.39	0.31	0.25	0.33
K2O	8.68	9.43	9.58	9.72	7.53	9.25	7.83	9.60	9.69	9.57	9.84	8.61	9.56	9.11	9.11
Summe	96.30	95.18	94.25	94.97	92.68	94.18	92.86	95.78	95.58	94.53	95.57	93.48	94.76	93.82	94.02
Strukturformel bezogen auf 22 O															
Si	5.942	5.620	5.559	5.584	5.483	5.598	5.494	5.693	5.633	5.681	5.663	5.683	5.703	5.637	5.668
Al IV	2.058	2.380	2.441	2.416	2.517	2.402	2.506	2.307	2.367	2.319	2.337	2.317	2.297	2.363	2.332
Tetraeder:	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al VI	0.692	0.487	0.544	0.449	0.683	0.637	0.599	0.600	0.571	0.626	0.618	0.845	0.833	0.338	0.294
Ti	0.243	0.374	0.393	0.398	0.243	0.248	0.222	0.356	0.345	0.339	0.336	0.225	0.219	0.442	0.459
Cr	0.006	1.261	1.241	1.256	0.006	0.015	0.007	0.003	0.016	0.010	0.028	0.017	0.007	0.004	0.010
Fe2+	0.870	0.014	0.012	0.003	0.798	0.732	0.786	0.733	0.753	0.726	0.750	0.701	0.725	1.738	1.754
Mg	3.550	3.461	3.373	3.480	4.209	4.094	4.345	3.897	3.923	3.885	3.819	3.834	3.806	3.126	3.103
Mn	0.006	0.005	0.005	0.005	0.007	0.002	0.005	0.004	0.002	0.005	0.010	0.000	0.002	0.006	0.009
Oktaeder:	5.366	5.603	5.568	5.592	5.946	5.729	5.965	5.593	5.611	5.590	5.560	5.623	5.592	5.654	5.629
Ca	0.075	0.004	0.000	0.005	0.004	0.009	0.010	0.001	0.006	0.005	0.011	0.033	0.003	0.000	0.004
Ba	0.023	0.060	0.059	0.053	0.000	0.003	0.000	0.006	0.006	0.000	0.008	0.002	0.002	0.003	0.001
Na	0.383	0.034	0.033	0.043	0.050	0.076	0.058	0.060	0.087	0.068	0.073	0.109	0.086	0.073	0.096
K	1.562	1.764	1.811	1.826	1.392	1.696	1.449	1.731	1.756	1.748	1.786	1.578	1.738	1.750	1.746
Interlayer:	2.044	1.861	1.903	1.927	1.446	1.784	1.517	1.799	1.854	1.821	1.879	1.723	1.829	1.826	1.847
Summe	15.410	15.464	15.472	15.518	15.392	15.512	15.482	15.392	15.466	15.411	15.439	15.346	15.421	15.480	15.476
Endglieder															
Ba-Bt	1.2	3.0	3.0	2.7	0.0	0.1	0.0	0.3	0.3	0.0	0.4	0.1	0.1	0.1	0.1
Ti-Bt	12.1	18.7	19.7	19.9	12.1	12.4	11.1	17.8	17.3	16.9	16.8	11.3	11.0	22.1	23.0
Tc-Min	0.0	3.9	1.9	1.0	27.7	10.7	24.1	9.7	7.0	9.0	5.6	13.7	8.5	8.6	7.6
Ms	18.2	0.2	1.0	0.0	0.0	0.8	0.0	2.4	1.8	3.4	4.6	6.9	9.2	0.0	0.0
Eas-Sid	0.0	24.0	25.1	22.4	34.1	30.2	29.9	25.2	24.9	24.6	21.7	28.4	23.2	16.9	14.7
Won	19.2	1.7	1.7	2.1	2.5	3.8	2.9	3.0	4.3	3.4	3.7	5.4	4.3	3.7	4.8
Phl-Ann	51.2	48.5	47.7	51.9	23.5	41.9	31.9	41.5	44.4	42.7	47.2	34.1	43.8	48.6	49.9

Fortsetzung Tab. 14b (46 und 47.1: Forchheim/mittleres Erzgebirgskristallin)

	46-10 Bt R.Grt P1	46-10 Bt C P3	46-12 Bt R.Grt1 P1	46-1 Bt Sym P2	46-1 Bt Sym P3	46-1 Bt Sym P4	46-1 Bt Sym1 P1	46-1 Bt Sym P4	46-2 Bt P1	46-2 Bt P3	46-7 Bt Sym P4	46-7 Bt Sym P5	47.1-19 Bt1 Sym P1 B.L	47.1-17 Bt1 C P1 L.L	47.1-17 Bt2 R.Grt P1 L.L
SiO2	38.32	37.14	37.13	37.30	36.92	37.76	36.88	37.75	37.72	38.46	37.59	39.56	37.50	37.90	37.51
TiO2	3.94	4.01	3.41	3.65	3.73	3.77	3.46	3.74	3.50	3.71	4.01	4.15	4.09	3.78	4.08
Al2O3	15.42	15.20	16.32	16.74	16.55	16.56	17.29	17.15	15.90	15.54	14.58	15.40	15.87	14.60	14.74
Cr2O3	0.06	0.00	0.07	0.08	0.07	0.02	0.00	0.02	0.07	0.02	0.00	0.14	0.00	0.01	0.08
MgO	14.01	14.19	14.31	14.43	14.16	14.15	14.00	13.84	14.35	14.49	15.09	15.43	13.00	12.93	12.85
CaO	0.00	0.00	0.13	0.02	0.02	0.01	0.07	0.04	0.17	0.05	0.03	0.06	0.01	0.00	0.13
MnO	0.01	0.04	0.09	0.05	0.08	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.04	0.01	0.08	0.02	0.05
FeO	14.48	14.09	13.51	12.56	12.88	12.88	12.58	12.41	13.58	13.30	13.43	13.59	14.74	15.56	15.95
BaO	0.00	0.00	0.10	0.04	0.00	0.07	0.05	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00
Na2O	0.05	0.10	0.29	0.10	0.07	0.04	0.27	0.17	0.15	0.13	0.06	0.07	0.09	0.25	0.06
K2O	9.59	9.73	8.79	9.83	9.64	9.74	9.67	9.51	9.77	9.34	9.62	9.36	9.70	9.35	7.62
Summe	95.88	94.49	94.16	94.79	94.12	94.98	94.30	94.66	95.23	95.05	94.49	97.78	95.11	94.41	93.06
Strukturformel bezogen auf 22 O															
Si	5.656	5.580	5.553	5.536	5.526	5.589	5.502	5.582	5.599	5.684	5.626	5.680	5.602	5.717	5.695
Al IV	2.344	2.420	2.447	2.464	2.474	2.411	2.498	2.418	2.401	2.316	2.374	2.320	2.398	2.283	2.305
Tetraeder:	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al VI	0.338	0.271	0.430	0.464	0.446	0.478	0.542	0.571	0.381	0.391	0.198	0.285	0.396	0.314	0.333
Ti	0.437	0.453	0.383	0.408	0.420	0.419	0.388	0.416	0.390	0.412	0.451	0.448	0.459	0.429	0.466
Cr	0.006	0.000	0.008	0.009	0.009	0.002	0.000	0.003	0.008	0.003	0.000	0.016	0.000	0.001	0.009
Fe2+	1.788	1.770	1.689	1.559	1.612	1.595	1.570	1.534	1.686	1.644	1.682	1.631	1.841	1.963	2.025
Mg	3.083	3.177	3.190	3.192	3.159	3.121	3.113	3.051	3.176	3.192	3.367	3.302	2.895	2.908	2.907
Mn	0.001	0.005	0.011	0.006	0.010	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000	0.006	0.002	0.010	0.002	0.007
Oktaeder:	5.653	5.675	5.713	5.637	5.656	5.615	5.616	5.577	5.641	5.642	5.703	5.684	5.601	5.618	5.747
Ca	0.000	0.000	0.021	0.003	0.003	0.001	0.011	0.006	0.027	0.008	0.005	0.010	0.002	0.000	0.021
Ba	0.000	0.000	0.006	0.002	0.000	0.004	0.003	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000
Na	0.014	0.029	0.084	0.029	0.019	0.012	0.078	0.048	0.044	0.037	0.018	0.019	0.025	0.073	0.018
K	1.805	1.864	1.678	1.862	1.840	1.839	1.841	1.794	1.851	1.761	1.836	1.715	1.849	1.800	1.476
Interlayer:	1.819	1.893	1.789	1.896	1.863	1.856	1.933	1.850	1.922	1.806	1.861	1.744	1.878	1.873	1.515
Summe	15.473	15.568	15.502	15.533	15.519	15.471	15.549	15.427	15.563	15.448	15.564	15.428	15.479	15.491	15.262
Endglieder															
Ba-Bt	0.0	0.0	0.3	0.1	0.0	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0
Ti-Bt	21.9	22.6	19.2	20.4	21.0	21.0	19.4	20.8	19.5	20.6	22.6	22.4	23.0	21.5	23.3
Tc-Min	9.0	5.3	10.2	5.1	6.9	7.0	3.2	7.5	3.9	9.7	6.9	12.8	6.0	6.4	24.2
Ms	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Eas-Sid	16.9	13.6	21.5	23.2	22.3	23.9	27.0	28.1	19.0	19.5	9.9	14.3	19.8	15.7	16.6
Won	0.7	1.5	4.2	1.4	1.0	0.6	3.9	2.4	2.2	1.8	0.9	1.0	1.3	3.6	0.9
Phl-Ann	51.5	57.0	44.6	49.8	48.9	47.3	46.3	40.9	55.4	48.4	59.7	49.6	49.9	52.9	34.9

Fortsetzung Tab. 14b (47.1: Forchheim/mittleres Erzgebirgskristallin; 38: Wolkenstein, 65: Boden/westliches Erzgebirgskristallin)

	47.1-18 Bt R.Grt P1 L.L	47.1-18 Bt R.Grt P2 L.L	47.1-16 Bt R.Phe P1 L.L	38-16 Bt Phe.Sym P1	65-10 Bt Phe.Sym P1	65-10 Bt Phe.Sym P2
SiO2	37.75	37.57	37.82	38.47	43.45	39.95
TiO2	3.84	3.66	3.65	1.35	1.95	1.22
Al2O3	16.02	16.37	16.38	17.77	19.16	20.69
Cr2O3	0.07	0.05	0.02	0.09	0.36	0.12
MgO	11.79	12.25	12.53	16.14	15.57	16.97
CaO	0.05	0.03	0.04	1.02	0.60	1.58
MnO	0.02	0.00	0.14	0.05	0.05	0.03
FeO	15.19	14.95	15.41	10.70	4.37	4.62
BaO	0.00	0.00	0.04	0.13	0.00	0.04
Na2O	0.08	0.07	0.05	0.42	1.49	0.66
K2O	9.30	9.49	9.24	8.98	8.61	8.52
Summe	94.11	94.43	95.31	95.13	95.61	94.39
Strukturformel bezogen auf 22 O						
Si	5.687	5.640	5.630	5.611	6.027	5.655
Al IV	2.313	2.360	2.370	2.389	1.973	2.345
Tetraeder:	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al VI	0.531	0.536	0.504	0.666	1.158	1.107
Ti	0.435	0.413	0.408	0.148	0.204	0.130
Cr	0.008	0.006	0.003	0.011	0.039	0.013
Fe2+	1.914	1.877	1.919	1.306	0.506	0.546
Mg	2.648	2.740	2.780	3.508	3.220	3.581
Mn	0.003	0.000	0.017	0.006	0.006	0.004
Oktaeder:	5.539	5.572	5.631	5.646	5.134	5.382
Ca	0.008	0.004	0.006	0.159	0.089	0.239
Ba	0.000	0.000	0.002	0.007	0.000	0.002
Na	0.024	0.021	0.014	0.120	0.400	0.180
K	1.787	1.818	1.754	1.671	1.524	1.539
Interlayer:	1.819	1.843	1.775	1.957	2.013	1.960
Summe	15.358	15.415	15.407	15.603	15.146	15.342
Endglieder						
Ba-Bt	0.0	0.0	0.1	0.4	0.0	0.1
Ti-Bt	21.7	20.7	20.4	7.4	10.2	6.5
Tc-Min	9.0	7.8	11.1	1.8	0.0	1.9
Ms	1.1	0.6	0.0	8.1	31.5	21.2
Eas-Sid	24.3	25.6	25.2	17.2	-5.2	12.9
Won	1.2	1.0	0.7	6.0	20.0	9.0
Phl-Ann	42.6	44.3	42.5	59.2	43.4	48.4

Tab. 15: Mikrosondenanalysen von Feldspäten (10.1: Voigtsdorf, St11: Eppendorf, 46: Forchheim/mittleres Erzgebirgskristallin)

	10.1-13 Pl Om-Sym P6	10.1-14 Pl Om-Sym P2	10.1-14 Pl/R.Grt Om-Sym P4	10.1-15 Pl Om-Sym P2	10.2-1 Pl Om-Sym P1	10.2-3 Pl Om-Sym P2	St11-4 Pl Phe-Sym P1	St11-4 Pl Phe-Sym P2	St11-4 Pl Phe-Sym P6	St11-5 Pl Om-Sym P1	St11-5 Pl Om-Sym P2	St11-3 Pl Om-Sym P2	St11-3 Pl Om-Sym P3	St11-10 Kfs Inc.Qtz P1	46-9 Pl1 P1
SiO2	64.40	63.19	62.93	63.76	62.30	60.24	62.55	64.00	64.97	63.52	64.07	64.05	64.03	64.79	66.36
Al2O3	22.11	22.41	22.78	22.24	23.25	24.81	22.72	22.93	21.78	22.25	22.62	22.72	22.55	18.09	20.91
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.30	0.00	0.01	0.00	0.35	0.05	0.03	0.00	0.03	0.00
CaO	3.57	3.60	3.92	3.19	4.58	5.21	4.11	3.99	3.05	4.71	4.58	3.96	3.83	0.00	2.23
MnO	0.04	0.01	0.00	0.01	0.06	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00
FeO	0.10	0.23	0.32	0.20	0.28	0.25	0.07	0.07	0.00	0.14	0.14	0.14	0.05	0.01	0.08
BaO	0.00	0.06	0.04	0.01	0.05	0.14	0.12	0.14	0.18	0.08	0.00	0.00	0.07	0.20	0.14
Na2O	9.84	9.22	9.53	9.58	9.03	7.36	9.24	9.37	9.34	8.84	9.06	9.56	9.31	0.07	10.29
K2O	0.03	0.02	0.00	0.03	0.14	1.03	0.32	0.31	0.79	0.31	0.28	0.21	0.22	15.73	0.30
Summe	100.09	98.75	99.52	99.01	99.82	99.33	99.12	100.83	100.11	100.21	100.82	100.72	100.06	98.92	100.32
Strukturformel bezogen auf 8 O															
Si	2.840	2.824	2.799	2.838	2.770	2.701	2.797	2.810	2.866	2.810	2.813	2.814	2.826	3.017	2.911
Al	1.149	1.180	1.194	1.167	1.218	1.311	1.197	1.186	1.132	1.160	1.171	1.176	1.173	0.993	1.081
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.020	0.000	0.000	0.000	0.023	0.003	0.002	0.000	0.002	0.000
Ca	0.169	0.172	0.187	0.152	0.218	0.250	0.197	0.188	0.144	0.223	0.215	0.186	0.181	0.000	0.105
Mn	0.002	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000
Fe	0.004	0.009	0.012	0.007	0.010	0.009	0.003	0.003	0.000	0.005	0.005	0.005	0.002	0.001	0.003
Ba	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.002	0.002	0.003	0.001	0.000	0.000	0.001	0.004	0.002
Na	0.842	0.799	0.822	0.826	0.779	0.640	0.801	0.798	0.799	0.758	0.771	0.814	0.797	0.006	0.875
K	0.002	0.001	0.000	0.002	0.008	0.059	0.018	0.017	0.044	0.018	0.016	0.012	0.013	0.935	0.017
Summe	5.007	4.987	5.015	4.993	5.015	4.993	5.014	5.004	4.989	4.998	4.995	5.011	4.992	4.957	4.994
Si+Al	3.989	4.004	3.993	4.005	3.988	4.012	3.994	3.996	3.999	3.969	3.984	3.990	3.999	4.010	3.992
Na+Ca+K	1.012	0.974	1.010	0.980	1.006	0.951	1.018	1.005	0.991	1.001	1.002	1.012	0.992	0.944	0.999
Endglieder															
An	16.7	17.7	18.5	15.5	21.7	26.3	19.3	18.7	14.6	22.3	21.5	18.4	18.3	0.0	10.5
Ab	83.2	82.0	81.4	84.3	77.4	67.2	78.6	79.4	80.7	75.8	76.9	80.4	80.3	0.6	87.6
Or	0.2	0.1	0.0	0.2	0.8	6.2	1.8	1.7	4.5	1.8	1.6	1.2	1.3	99.0	1.7
Cn	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.2	0.2	0.2	0.3	0.1	0.0	0.0	0.1	0.4	0.2

Fortsetzung Tab. 15 (46: Forchheim/mittleres Erzgebirgskristallin)

	46-11 Pl P1	46-14 Pl Om1-Sym P1	46-14 Pl Om1-Sym P2	46-14 Pl Sym2 P1	46-15 Pl/R.Grt2 Sym1 P2	46-1 Pl Phe-Sym P1	46-1 Pl Phe-Sym P2	46-1 Pl Phe-Sym P6	46-6 Pl Om-Sym P2	46-6 Pl Om-Sym P6	46-7 Pl Sym P2	46-7 Pl Sym P6	46-7 Pl Sym P7	46-8 Pl Sym P1	46-8 Pl Sym P2
SiO2	65.06	64.07	64.54	64.31	64.53	62.44	61.24	62.39	64.87	64.57	64.47	64.20	64.12	65.09	64.68
Al2O3	21.25	22.56	21.81	22.33	21.81	23.47	23.49	24.13	22.01	21.73	22.28	22.39	22.23	22.45	22.36
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.43	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00
CaO	2.30	3.43	3.39	3.57	3.20	4.88	5.03	5.56	3.45	3.30	3.44	3.37	3.34	3.34	3.28
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00
FeO	0.07	0.21	0.13	0.05	0.32	0.20	0.49	0.17	0.28	0.22	0.22	0.12	0.20	0.16	0.13
BaO	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.06
Na2O	10.04	9.38	9.68	9.40	9.73	8.73	8.24	8.42	9.53	9.78	9.58	9.62	9.51	9.62	9.71
K2O	0.35	0.28	0.32	0.27	0.21	0.28	0.69	0.24	0.27	0.19	0.29	0.22	0.32	0.20	0.23
Summe	99.06	99.95	99.95	99.94	99.81	100.05	99.63	100.95	100.40	99.79	100.29	99.96	99.72	100.91	100.46
Strukturformel bezogen auf 8 O															
Si	2.889	2.829	2.853	2.838	2.854	2.768	2.739	2.744	2.852	2.856	2.839	2.834	2.839	2.844	2.842
Al	1.112	1.174	1.136	1.162	1.137	1.226	1.238	1.251	1.140	1.133	1.156	1.165	1.160	1.156	1.158
Mg	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.029	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Ca	0.109	0.162	0.161	0.169	0.152	0.232	0.241	0.262	0.162	0.156	0.162	0.160	0.158	0.156	0.154
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Fe	0.002	0.008	0.005	0.002	0.012	0.007	0.018	0.006	0.010	0.008	0.008	0.005	0.007	0.006	0.005
Ba	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Na	0.865	0.803	0.829	0.805	0.834	0.751	0.715	0.718	0.812	0.839	0.818	0.824	0.816	0.815	0.827
K	0.020	0.016	0.018	0.015	0.012	0.016	0.039	0.013	0.015	0.011	0.016	0.012	0.018	0.011	0.013
Summe	4.997	4.993	5.003	4.991	5.001	5.002	5.019	4.996	4.992	5.003	5.000	5.001	4.999	4.991	5.000
Si+Al	4.001	4.003	3.989	4.000	3.991	3.995	3.977	3.995	3.992	3.989	3.995	4.000	3.998	4.000	3.999
Na+Ca+K	0.994	0.981	1.009	0.989	0.998	0.998	0.995	0.994	0.990	1.006	0.997	0.996	0.993	0.983	0.996
Endglieder															
An	11.0	16.5	15.9	17.1	15.2	23.2	24.2	26.4	16.4	15.5	16.3	16.0	15.9	15.9	15.5
Ab	87.0	81.9	82.2	81.4	83.6	75.2	71.8	72.3	82.1	83.4	82.1	82.7	82.2	82.9	83.1
Or	2.0	1.6	1.8	1.6	1.2	1.6	3.9	1.4	1.5	1.1	1.6	1.2	1.8	1.1	1.3
Cn	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1

Fortsetzung Tab. 15 (47.1: Forchheim/mittleres Erzgebirgskristallin; 105: Schmalzgrube, 38: Wolkenstein/westliches Erzgebirgskristallin)

	47.1-19 Pl Sym P2 B.L	47.1-19 Pl Sym P3 B.L	47.1-19 Pl1 P1 B.L	47.1-8 Pl R.Phe P1 L.L	47.1-5 Pl P1 L.L	47.1-5 Na-K-Fsp P1 L.L	47.1-2 Na-K-Fsp P1 L.L	47.1-17 Pl R.Grt P1 L.L	47.1-15 Pl Om-Sym P4 L.L	47.1-14 Pl Om-Sym P3 L.L	47.1-14 Pl Om-Sym P6 L.L	47.1-14 Pl Om-Sym P7 L.L	105-2 Korona Grt1 P3	38-22 Pl P1	38-21 Pl rekr C P1
SiO2	65.64	64.63	65.71	65.23	64.89	65.14	64.69	68.92	66.14	65.90	63.82	64.13	50.96	63.72	63.11
Al2O3	21.58	21.70	21.27	21.79	21.19	18.44	18.54	20.57	21.53	22.05	22.08	21.74	27.96	23.10	23.14
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.17	0.02	0.00	2.13	0.00	0.00
CaO	2.75	3.09	2.73	3.16	2.44	0.05	0.06	0.78	2.36	1.85	3.60	3.39	9.96	4.22	4.49
MnO	0.07	0.00	0.06	0.00	0.00	0.07	0.00	0.02	0.02	0.03	0.02	0.00	0.02	0.09	0.01
FeO	0.14	0.02	0.05	0.00	0.03	0.16	0.04	0.26	0.41	0.41	0.17	0.15	2.21	0.11	0.11
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.27	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	9.86	9.67	9.75	9.66	10.08	1.38	1.41	10.93	9.80	9.16	9.29	9.62	4.23	9.22	9.10
K2O	0.42	0.41	0.26	0.20	0.22	14.63	14.52	0.12	0.18	1.24	0.14	0.20	1.24	0.09	0.16
Summe	100.46	99.51	99.83	100.04	98.85	100.04	99.54	101.66	100.44	100.82	99.14	99.23	98.72	100.54	100.12
Strukturformel bezogen auf 8 O															
Si	2.879	2.863	2.894	2.869	2.887	2.997	2.991	2.965	2.894	2.880	2.839	2.852	2.371	2.801	2.790
Al	1.116	1.133	1.104	1.130	1.111	1.000	1.011	1.043	1.110	1.136	1.158	1.139	1.533	1.197	1.206
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.011	0.002	0.000	0.148	0.000	0.000
Ca	0.129	0.147	0.129	0.149	0.116	0.002	0.003	0.036	0.111	0.087	0.171	0.161	0.497	0.199	0.212
Mn	0.003	0.000	0.002	0.000	0.000	0.003	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.003	0.000
Fe	0.005	0.001	0.002	0.000	0.001	0.006	0.002	0.009	0.015	0.015	0.006	0.005	0.086	0.004	0.004
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.005	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.839	0.830	0.832	0.824	0.870	0.123	0.126	0.911	0.831	0.776	0.801	0.829	0.382	0.786	0.780
K	0.024	0.023	0.015	0.011	0.013	0.859	0.857	0.007	0.010	0.069	0.008	0.011	0.074	0.005	0.009
Summe	4.994	4.997	4.978	4.983	4.998	4.994	4.995	4.973	4.972	4.975	4.986	4.999	5.091	4.996	5.002
Si+Al	3.995	3.996	3.998	3.999	3.998	3.997	4.002	4.007	4.004	4.015	3.997	3.991	3.904	3.999	3.996
Na+Ca+K	0.991	1.000	0.976	0.984	0.999	0.987	0.991	0.955	0.952	0.932	0.981	1.002	0.952	0.990	1.001
Endglieder															
An	13,0	14,7	13,2	15,1	11,7	0,2	0,3	3,8	11,6	9,3	17,5	16,1	52.1	20.1	21.2
Ab	84,6	83,0	85,3	83,7	87,1	12,5	12,7	95,4	87,3	83,3	81,7	82,8	40.1	79.4	77.9
Or	2,4	2,3	1,5	1,1	1,3	87,0	86,5	0,7	1,1	7,4	0,8	1,1	7.8	0.5	0.9
Cn	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,5	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0.0	0.0	0.0

Fortsetzung Tab. 15 (38: Wolkenstein, E40: Großrückerswalde, 65: Boden/westliches Erzgebirgskristallin)

	38-18 Pl rekr P1	38-18 Pl Verz P2	38-16 Pl Phe-Sym P2	38-16 Pl Phe-Sym P3	38-16 Pl Om-Sym P3	38-16 Pl Om-Sym P5	38-16 Pl Om-Sym P6	38-16 Korona Grt P1	38-16 Korona Grt P2	38-16 Korona Grt P3	E40-6 Ba-K-Fsp Phe-Sym P4	E40-6 Ba-K-Fsp Phe-Sym P4'	E40-6 Ba-K-Fsp Phe-Sym P5	65-10 Pl Phe-Sym P1	65-10 Pl Phe-Sym P2
SiO2	62.97	64.56	53.79	54.81	59.46	59.14	60.64	53.47	53.74	52.97	51.08	50.09	51.02	54.76	66.87
Al2O3	23.07	22.69	28.08	28.57	25.44	23.43	25.09	28.53	29.68	30.16	25.86	27.96	22.57	27.88	20.59
MgO	0.00	0.00	1.54	0.00	0.00	2.25	0.00	0.49	0.00	0.00	1.34	1.24	0.56	0.12	0.12
CaO	4.50	3.84	8.09	10.84	7.07	4.80	6.79	11.32	12.03	12.48	0.03	0.03	0.36	10.10	1.13
MnO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.07	0.00	0.02	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00
FeO	0.03	0.24	0.89	0.06	0.16	1.60	0.14	0.88	0.30	0.60	1.52	1.13	0.57	0.16	0.10
BaO	0.06	0.08	0.15	0.05	0.04	0.17	0.01	0.00	0.10	0.13	8.44	8.48	15.24	0.10	0.00
Na2O	9.11	9.58	4.23	5.37	7.69	7.58	7.75	4.85	4.64	4.35	0.48	0.45	0.51	5.65	10.77
K2O	0.10	0.07	2.81	0.12	0.07	1.52	0.10	0.06	0.08	0.08	8.97	8.84	8.21	0.14	0.33
Summe	99.84	101.06	99.59	99.81	99.93	100.53	100.51	99.66	100.57	100.78	97.72	98.25	99.08	98.90	99.91
Strukturformel bezogen auf 8 O															
Si	2.791	2.824	2.460	2.476	2.656	2.659	2.686	2.434	2.420	2.388	2.543	2.476	2.627	2.496	2.935
Al	1.205	1.170	1.514	1.521	1.339	1.241	1.310	1.531	1.575	1.602	1.518	1.629	1.370	1.497	1.065
Mg	0.000	0.000	0.105	0.000	0.000	0.151	0.000	0.033	0.000	0.000	0.099	0.091	0.043	0.008	0.008
Ca	0.214	0.180	0.396	0.524	0.338	0.231	0.322	0.552	0.580	0.603	0.002	0.002	0.020	0.493	0.053
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000
Fe	0.001	0.009	0.034	0.002	0.006	0.060	0.005	0.033	0.011	0.022	0.063	0.047	0.025	0.006	0.004
Ba	0.001	0.001	0.003	0.001	0.001	0.003	0.000	0.000	0.002	0.002	0.165	0.164	0.307	0.002	0.000
Na	0.783	0.813	0.375	0.470	0.666	0.661	0.666	0.428	0.405	0.380	0.046	0.043	0.051	0.499	0.917
K	0.006	0.004	0.164	0.007	0.004	0.087	0.005	0.003	0.004	0.005	0.570	0.557	0.539	0.008	0.019
Summe	5.001	5.000	5.052	5.002	5.010	5.094	4.995	5.016	4.997	5.003	5.006	5.010	4.983	5.009	5.000
Si+Al	3.996	3.993	3.974	3.997	3.995	3.900	3.996	3.964	3.995	3.990	4.061	4.104	3.997	3.993	4.000
Na+Ca+K	1.004	0.998	0.938	1.002	1.009	0.982	0.993	0.983	0.991	0.990	0.782	0.766	0.918	1.002	0.989
Endglieder															
An	21.3	18.0	42.2	52.3	33.5	23.5	32.4	56.2	58.6	60.9	0.2	0.2	2.2	49.2	5.4
Ab	78.0	81.4	40.0	46.9	66.0	67.3	67.0	43.5	40.8	38.4	5.9	5.6	5.5	49.8	92.7
Or	0.6	0.4	17.5	0.7	0.4	8.9	0.5	0.3	0.4	0.5	72.9	72.8	58.8	0.8	1.9
Cn	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1	0.3	0.0	0.0	0.2	0.2	21.1	21.4	33.5	0.2	0.0

Fortsetzung Tab. 15 (B28: Rittersberg, 52: Stolzenhain/westliches Erzgebirgskristallin; 27: Crottendorf/randliches Erzgebirgskristallin)

	B28-6 Pl Phe-Sym P2	B28-6 Pl Phe-Sym P6	52-8 Pl P1	27-4 Pl Inc2.Grt P1	27-4 Pl Inc2.Grt P2	27-5 Kfs Inc1.Grt P1	27-5 Kfs Inc1.Grt P5
SiO2	57.22	55.16	66.92	62.68	64.40	64.88	64.99
Al2O3	27.03	28.61	20.19	21.71	21.95	18.14	18.30
MgO	0.40	0.00	0.00	0.43	0.00	0.03	0.00
CaO	9.16	11.07	0.80	3.48	3.29	0.06	0.11
MnO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04
FeO	0.35	0.04	0.08	0.87	0.44	0.47	0.29
BaO	0.00	0.10	0.02	0.00	0.04	0.00	0.14
Na2O	6.29	5.31	10.87	9.25	9.76	0.03	0.05
K2O	0.13	0.29	0.15	0.11	0.06	16.71	16.82
Summe	100.59	100.60	99.04	98.53	99.94	100.33	100.75
Strukturformel bezogen auf 8 O							
Si	2.556	2.477	2.956	2.819	2.846	3.000	2.996
Al	1.423	1.514	1.051	1.151	1.143	0.989	0.994
Mg	0.026	0.000	0.000	0.029	0.000	0.002	0.000
Ca	0.439	0.532	0.038	0.168	0.156	0.003	0.005
Mn	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002
Fe	0.013	0.002	0.003	0.033	0.016	0.018	0.011
Ba	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003
Na	0.545	0.463	0.931	0.807	0.836	0.003	0.005
K	0.008	0.016	0.009	0.006	0.003	0.985	0.989
Summe	5.009	5.006	4.988	5.012	5.002	5.000	5.004
Si+Al	3.979	3.991	4.007	3.970	3.989	3.988	3.990
Na+Ca+K	0.991	1.013	0.978	0.981	0.996	0.991	1.002
Endglieder							
An	44.3	52.5	3.9	17.1	15.6	0.3	0.5
Ab	55.0	45.7	95.2	82.3	84.0	0.3	0.5
Or	0.8	1.6	0.9	0.6	0.3	99.4	98.7
Cn	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.0	0.3

Tab. 16: Mikrosondenanalysen von Zoisit und Klinozoisit/Epidot (10.1: Voigtsdorf, 47.1: Forchheim/mittleres Erzgebirgskristallin; 105: Schmalzgrube, 38: Wolkenstein, E40: Großrückerswalde/westliches Erzgebirgskristallin; 27: Crottendorf, 63: Katzhahnfelsen/randliches Erzgebirgskristallin)

	10.1-1 Zo Inc.Grt P1	47.1-8 Orthit P3	47.1-8 Orthit P4	105-6 Zo R.Grt1 P1	105-7 Zo Inc.Grt1 P1	105-9 Zo1 C P1	105-9 Zo1 R P2	105-11 Zo1 C P1	105-11 Zo1 R P2	38-15 Korona Grt P3	E40-3 Zo1 C P1	E40-3 Zo1 R P2	27-5 Ep Inc1.Grt P1	27-5 Ep Inc1.Grt P3	63-2 Ep Inc1.Grt P1
SiO2	38.26	33.76	33.76	37.25	38.26	37.44	38.46	38.75	37.86	38.46	38.38	38.19	38.74	38.25	39.01
TiO2	0.24	0.00	0.09	0.06	0.06	0.10	0.08	0.05	0.10	0.25	0.05	0.09	0.00	0.12	0.20
Al2O3	31.78	22.86	23.63	33.19	32.76	33.40	32.92	33.05	32.95	28.40	33.01	32.27	29.18	29.57	28.59
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	0.08	0.02	0.00	0.02	0.00
Fe2O3	2.18	6.69	6.76	0.43	0.83	0.36	0.73	0.49	0.40	6.86	0.93	1.98	5.32	6.14	5.81
MgO	0.00	0.79	0.83	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
CaO	23.83	16.84	17.02	24.05	24.42	24.03	24.35	24.49	24.25	23.57	24.56	24.59	24.49	23.97	24.10
MnO	0.02	0.04	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.24	0.05	0.02	0.05	0.13	0.03
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.08	0.19	0.17	0.07	0.03	0.02	0.01	0.05	0.07	0.04	0.02	0.04	0.02	0.03	0.02
K2O	0.03	0.03	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.04	0.06	0.03
Summe	96.41	81.19	82.31	95.10	96.37	95.43	96.67	96.90	95.65	97.98	97.12	97.21	97.83	98.28	97.81
Strukturformel bezogen auf 25 O															
Si	5.935	6.254	6.172	5.833	5.917	5.840	5.925	5.948	5.892	5.974	5.897	5.885	6.001	5.912	6.046
Ti	0.028	0.000	0.013	0.008	0.007	0.012	0.009	0.006	0.011	0.029	0.005	0.010	0.000	0.013	0.024
Al	5.810	4.991	5.092	6.126	5.970	6.140	5.978	5.979	6.045	5.200	5.976	5.861	5.328	5.386	5.222
Cr	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.006	0.009	0.003	0.000	0.002	0.000
Fe3	0.254	0.933	0.931	0.051	0.097	0.042	0.085	0.057	0.047	0.802	0.107	0.229	0.620	0.714	0.677
Mg	0.000	0.218	0.227	0.000	0.000	0.000	0.008	0.003	0.000	0.019	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
Ca	3.961	3.342	3.335	4.034	4.046	4.016	4.019	4.028	4.043	3.922	4.043	4.061	4.064	3.969	4.001
Mn	0.003	0.007	0.000	0.002	0.001	0.000	0.003	0.000	0.003	0.031	0.007	0.002	0.006	0.017	0.004
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.023	0.068	0.059	0.021	0.008	0.006	0.002	0.014	0.020	0.013	0.006	0.013	0.005	0.009	0.006
K	0.006	0.007	0.012	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.007	0.006	0.000	0.007	0.012	0.006
Summe	16.020	15.821	15.840	16.080	16.046	16.062	16.034	16.035	16.061	16.003	16.057	16.065	16.031	16.034	15.987
Fe3/(Fe3+Al)	0.042	0.157	0.155	0.008	0.016	0.007	0.014	0.009	0.008	0.134	0.018	0.038	0.104	0.117	0.115

Tab. 17: Mikrosondenanalysen von Disthen (75: Ansprung/mittleres Erzgebirgskristallin; 15: Mildenau, 105: Schmalzgrube, 38: Wolkenstein, 65: Boden, B28: Rittersberg/westliches Erzgebirgskristallin)

	75-10 Ky Inc.Om P1	75-9 Ky Inc1.Phl P1	15-1 Ky Inc.Grt1 P1	105-5 Ky Inc.Phe P1	105-11 Ky P1	105-11 Ky Inc3.Am1 P1	38-17 Ky P1	65-1 Ky II P1	65-3 Ky II P1	65-10 Ky I Inc.Phe1 P1	B28-1 Ky C P1	B28-3 Ky Inc1.Grt P1
SiO2	38.49	36.77	37.69	35.99	35.69	36.51	37.50	37.17	36.57	36.53	37.10	37.76
TiO2	0.01	0.01	0.00	0.01	0.05	0.00	0.09	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00
Al2O3	60.14	62.38	63.06	62.74	62.82	62.92	62.65	62.05	61.64	62.75	62.63	63.21
Cr2O3	0.11	0.30	0.05	0.00	0.00	0.04	0.40	0.98	1.41	0.37	0.02	0.00
MgO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.05	0.04	0.03	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00
CaO	0.78	0.02	0.07	0.01	0.05	0.06	0.03	0.01	0.04	0.01	0.02	0.02
MnO	1.05	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02
FeO	0.03	0.39	0.75	0.07	0.19	0.13	0.11	0.00	0.06	0.04	0.08	0.33
BaO	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.35	0.03	0.00	0.06	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02
K2O	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Summe	101.26	99.92	101.66	98.87	98.89	99.71	100.83	100.27	99.79	99.72	99.90	101.37
Si	1.037	0.996	1.004	0.983	0.976	0.989	1.005	1.003	0.994	0.990	1.002	1.006
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Al	1.909	1.992	1.980	2.020	2.025	2.009	1.979	1.974	1.974	2.004	1.994	1.985
Cr	0.002	0.006	0.001	0.000	0.000	0.001	0.008	0.021	0.030	0.008	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Ca	0.023	0.001	0.002	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Mn	0.024	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Fe	0.001	0.009	0.017	0.002	0.004	0.003	0.002	0.000	0.001	0.001	0.002	0.007
Ba	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.018	0.001	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001
K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	3.017	3.006	3.005	3.008	3.011	3.006	3.000	3.001	3.003	3.004	3.001	3.001

ISBN 3-342-00593-9