

Jens Paquin

**Spurenelementverteilungen in orogenen
Granat-Peridotiten und Granat-Olivin-
Websteriten als Indikator ihrer geochemischen
und metamorphen Entwicklung**

Dissertation 2001

**SPURENELEMENTVERTEILUNGEN IN OROGENEN
GRANAT-PERIDOTITEN UND GRANAT-OLIVIN-
WEBSTERITEN ALS INDIKATOR IHRER
GEOCHEMISCHEN UND METAMORPHEN
ENTWICKLUNG**

INAUGURAL - DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Naturwissenschaftlich - Mathematischen Gesamtfakultät

der

Ruprecht - Karls - Universität

Heidelberg

vorgelegt

von

Dipl.-Geol. Jens Paquin

aus Göttingen

Heidelberg, April 2001

Tag der mündlichen Prüfung: 18.06.2001

Gutachter:

Prof. Dr. Rainer Altherr

Prof. Dr. Angelika Kalt

INHALTSVERZEICHNIS

ABSTRACT/KURZFASSUNG	1
EINFÜHRUNG	3
1. TEIL: GRANAT-PERIDOTITE AUS DEN ZENTRALALPEN, SCHWEIZ	7
I. Die metamorphe Entwicklung des Alpe Arami-Granat-Peridotitkörpers	7
1. Geologie der Alpen.....	7
1.1. Geodynamische Entwicklung der Zentralalpen.....	10
1.2. Cima-Lunga-Einheit und der Alpe Arami-Peridotitkörper.....	13
2. Petrographie.....	16
3. Chemische Zusammensetzung der Minerale	24
4. Metamorphe Entwicklung und Geothermobarometrie	38
4.1. Allgemeines über Mineralzonierungen und deren Prozesse	38
4.2. Interpretation der Zonierungsprofile	40
4.3. Berechnung der maximalen P-T-Bedingungen.....	44
4.4. Die Verteilung von Übergangsmetallen zwischen Orthopyroxen- und Klinopyroxen-Porphyrklasten	53
4.5. Retrograde Entwicklung.....	54
5. Diskussion.....	55
II. Vergleich des Alpe Arami-Peridotites mit dem Cima di Gagnone-Peridotit	60
1. Der Cima di Gagnone-Peridotitkörper.....	60
2. Petrographie des Cima di Gagnone-Peridotites	62
3. Chemische Zusammensetzung der Cima di Gagnone-Mineralen.....	64
4. Berechnung der maximalen P-T-Bedingungen des Cima di Gagnone-Peridotites.....	71
4.1. Die Verteilung von Übergangsmetallen zwischen Orthopyroxen- und Klinopyroxen-Porphyrklasten	76
5. Sauerstoffisotopie der Mineralphasen im Alpe Arami und Cima di Gagnone-Peridotit.....	78
5.1. Allgemeines zur Sauerstoffisotopie.....	78
5.2. Zielsetzung der Sauerstoffisotopie-Untersuchung.....	80
5.3. Ergebnisse und Implikationen.....	81
6. Zusammenfassender Vergleich der petrologischen Entwicklung beider Peridotitvorkommen (Alpe Arami und Cima di Gagnone).....	83
III. Metasomatische Überprägung des Alpe Arami-Peridotites während seiner Exhumierung	86
1. Einführung	86
2. Li als Indikator für metasomatische Prozesse.....	87
3. Chemische Zusammensetzung der Mineralphasen in Cpx III-Gängen des Alpe Arami-Peridotites	88
3.1. Probe AA-3P3.....	91
3.2. Probe AA-3P4.....	92
4. Li-Konzentrationen in den Phasen des Alpe Arami-Peridotites	97
5. Li-Verteilung im Alpe Arami-Peridotit.....	103
6. Geochemische und geodynamische Implikationen für den Alpe Arami-Peridotit....	107

2. TEIL: DER KALSKARET-GRANAT-OLIVIN-WEBSTERIT AUS DER WESTERN GNEISS REGION, SW-NORWEGEN.....	113
I. Die metamorphe Entwicklung des Kalskaret-Granat-Olivin-Websterits.....	113
1. Die geologische Entwicklung der skandinavischen Kaledoniden.....	113
1.1. Großräumiger Zusammenhang.....	113
1.2. Tektonostratigraphie.....	114
1.3. Geologie der <i>Western Gneiss Region</i>	118
1.4. Petrologie der Mg-Cr-Granat-Peridotite in der <i>Western Gneiss Region</i>	121
1.5. Der Granat-Peridotit von Kalskaret, Tafjord.....	123
2. Petrographie.....	127
3. Chemische Zusammensetzung der Minerale.....	133
4. Metamorphe Entwicklung und Geothermobarometrie.....	144
4.1. Interpretation der Zonierungsprofile.....	144
4.2. Berechnung der maximalen P-T-Bedingungen.....	148
4.3. Die Verteilung von Übergangsmetallen zwischen Orthopyroxen- und Klinopyroxen-Porphyroklasten.....	153
4.4. Retrograde Entwicklung.....	154
5. Diskussion.....	155
II. Metasomatische Überprägung des Kalskaret-Websteritkörpers.....	158
1. Li-Konzentrationen in den Phasen des Kalskaret-Websterits.....	158
2. Li-Verteilung im Kalskaret-Websterit und metasomatische Implikationen.....	162
RESÜMEE.....	167
LITERATURVERZEICHNIS.....	171
ANHANG	

ABSTRACT

Trace element budgets of orogenic garnet peridotites and the partitioning of these elements between the rock-forming minerals provide important information on metasomatic processes and the pressure-temperature-time paths of these rocks. In this study the inter- and intragrain partitioning of major and trace elements in the garnet peridotites from Alpe Arami (AA) and Cima di Gagnone (CdG), Central Alps (Switzerland), and a garnet olivine websterite from Kalskaret, Western Gneiss Region (SW Norway), were characterized using electron and ion microprobe techniques. Peak metamorphic conditions of about 1180 °C / 5.9 GPa for the AA peridotite were estimated based on several major and trace element thermobarometers. The AA peridotite was continuously affected by a metasomatic overprint during exhumation as documented by the inward diffusion of Li into garnet and clinopyroxene. Compared to the CdG peridotite, the AA peridotite is characterized by significantly different trace element concentrations. $\delta^{18}\text{O}$ values in the porphyroclasts point to different origins and evolutions of the two peridotite bodies. The Kalskaret garnet olivine websterite is characterized by well equilibrated minerals (in local subsystems) with respect to both major and trace elements. Peak metamorphic conditions were estimated at around 850 °C / 3.5 GPa. The Kalskaret garnet olivine websterite is also enriched in Li, but compared to the AA peridotite Li diffuses out of the enriched minerals.

KURZFASSUNG

Der Spurenelementhaushalt orogener Granat-Peridotite und die Verteilung dieser Elemente zwischen den gesteinsbildenden Mineralen liefern wertvolle Informationen über metasomatische Prozesse und Druck-Temperatur-Zeit-Pfade dieser Gesteine. In dieser Studie wurde die Inter- und Intraphasen-Verteilung von Haupt- und Spurenelementen in Granat-Peridotiten von der Alpe Arami (AA) und von Cima di Gagnone (CdG), Zentralalpen (Schweiz), sowie vom Granat-Olivin-Websterit aus Kalskaret, *Western Gneiss Region* (SW-Norwegen), mittels Elektronenstrahlmikrosonde und Sekundärionenmassenspektrometer detailliert untersucht. Basierend auf unterschiedlichen Haupt- und Spurenelement-Thermobarometern wurden für den AA-Peridotit die metamorphen Peakbedingungen mit 1180 °C / 5.9 GPa abgeschätzt. Der AA-Peridotit wurde während der Exhumierung kontinuierlich metasomatisch überprägt. Dies zeigt sich anhand einer nach innen gerichteten Diffusion von Li in Granat und Klinopyroxen. Verglichen mit dem CdG-Peridotit, ist der AA-Peridotit durch signifikant unterschiedliche Spurenelement-Konzentrationen charakterisiert. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Porphyroklasten beider Peridotite deuten auf eine unterschiedliche Herkunft und Entwicklung der beiden Körper hin. Der Kalskaret-Granat-Olivin-Websterit zeichnet sich hinsichtlich der Haupt- und Spurenelemente durch sehr gut äquilibrierte Minerale (bezogen auf lokale Subsysteme) aus. Metamorphe Peakbedingungen wurden mit 850 °C / 3.5 GPa abgeschätzt. Der Kalskaret-Granat-Olivin-Websterit ist ebenso an Li angereichert, aber verglichen mit dem AA-Peridotit diffundiert Li aus den angereicherten Mineralen heraus.

EINFÜHRUNG

Orogene Peridotite sind neben Eklogiten ein charakteristischer Bestandteil der tiefer exhumierten Internzonen der meisten Kollisionsorogene (z.B. Zhang et al., 1994; Wang et al., 1995; Altherr & Kalt, 1996; Van Roermund & Drury, 1998). Obwohl sie mengenmäßig eher unbedeutend sind, eignen sich orogene Peridotite vor allen anderen Gesteinen dazu, die Dynamik von Kruste-Mantel-Interaktionen während der Kontinentalkollision zu studieren. Dies liegt daran, daß die sogenannten Mg-Cr-Peridotite, die durch hohe Mg- und Cr-Gehalte charakterisiert sind, ohne Zweifel Fragmente des oberen Erdmantels darstellen (Carswell et al., 1983) und während der Orogenese offensichtlich in die kontinentale Kruste eingearbeitet worden sind (Brueckner & Medaris, 2000). Die in den Internzonen der Kollisionsorogene mengenmäßig dominierenden metamorphen Gesteine wie Phyllite, Gneise und Migmatite enthalten in der Regel nicht mehr die vollständigen Informationen über die Kontinentalkollision, da sich quarz- und feldspatreiche Gesteine wesentlich schneller als ultramafische Gesteine auf die retrograden P-T-Bedingungen einstellen (Rubie, 1990). Gerade spätere Deformationsstadien innerhalb der Gebirgsgürtel führen dazu, daß die vorhandenen Informationen in den typischen Krustengesteinen nahezu vollständig ausgelöscht werden. Demgegenüber reagieren die Peridotitkörper rheologisch sehr träge auf diese späten Deformationsprozesse und dokumentieren ihre Vergangenheit noch sehr gut in Form chemischer Signaturen (Mineralzonierungen, Spurenelementverteilungen). Aus diesem Grund bieten vorwiegend orogene Peridotite das Potential, die geodynamische Entwicklung von Gebirgsgürteln zu entschlüsseln.

Um orogene Prozesse quantifizieren zu können, ist die Erstellung präziser Druck(P)-Temperatur(T)-Zeit(t)-Pfade orogener Peridotite unabdingbar. Zur Rekonstruktion von P-T-Pfaden werden thermodynamische Berechnungen verwendet, die üblicherweise auf den Hauptelementverteilungen zwischen verschiedenen Mineralen beruhen. Da jedoch die Verteilung von Spurenelementen zwischen koexistierenden Phasen in Granat-Peridotiten gute Geothermometer und Geobarometer liefert (Bodinier et al., 1987; Canil, 1999; Seitz et al., 1999), kann die Intra- und Interphasen-Spurenelementverteilung an orogenen Granat-Peridotiten die Rekonstruktion von P-T-Pfaden präzisieren. Gleichzeitig kann hiermit die Annahme, daß es sich bei den jeweils berechneten P-T-Bedingungen um eingefrorene Gleichgewichtszustände handelt, überprüft werden.

Die Verteilung von Spurenelementen in orogenen, nicht äquilibrierten Granat-Peridotiten ist sehr komplex. Aus Experimenten und theoretischen Überlegungen ist bekannt, daß neben den zeitlichen Änderungen von Druck, Temperatur und der effektiven Pauschal-Zusammensetzung auch kinetische Parameter wie die Wertigkeit des Ions, Ionenradius, unterschiedliche

Diffusionskoeffizienten sowie die Größe der Strukturplätze in den Mineralphasen die Verteilung entscheidend steuern. Auch ein Wechsel der metamorphen Reaktionen und die verfügbaren Zeiträume solcher metamorpher Reaktionen können die Spurenelementverteilungen gravierend verändern. Orogene Granat-Peridotite, die eine fortwährende Änderung in Druck und Temperatur sowohl prograd als auch retrograd miterlebt haben, sind in ihrer Spurenelementverteilung von den oben genannten chemischen und physikalischen Parametern stark beeinflusst worden. Kennt man nicht nur die qualitativen, sondern auch die quantitativen Zusammenhänge zwischen Spurenelementverteilungen und den beeinflussenden Parametern, kann man detailliertere Aussagen über die verschiedenen Stadien von tektonometamorphen Ereignissen treffen, als dies mit den Hauptelementen allein möglich wäre. Äußerst hilfreich ist es, daß die Beziehung zwischen der Hauptelementzusammensetzung der Minerale in Granat-Peridotiten und den Zustandsvariablen Druck und Temperatur bereits verhältnismäßig gut bekannt ist. Insbesondere kann die Spurenelement-Zonierung in metamorphen Granaten im Vergleich zur Hauptelement-Zonierung ausgeprägter sein und kann damit Informationen nicht nur zu metamorphen, sondern auch zu metasomatischen Prozessen liefern, die anhand der Hauptelemente nicht erkannt werden können (Hickmott et al., 1987). Generell werden die Spurenelemente im Vergleich zu den Hauptelementen als sensiblere Indikatoren bei geologischen Prozessen angesehen (Hickmott & Shimizu, 1990).

Weiterhin eignen sich Spurenelementanalysen hervorragend dazu, um die Mechanismen von chemischen Prozessen wie Metasomatose und Schmelzinfiltration besser verstehen und qualitativ und quantitativ modellieren zu können. Insbesondere durch die Pionierarbeit von Seitz & Woodland (2000) wurde Li als ein solches Tracer-Element für magmatische und metasomatische Prozesse in Erdmantelgesteinen entdeckt. Li-Gehalte dienen als zusätzliches Kriterium für das Erkennen von kryptischen metasomatischen Überprägungen. Dies ist von besonderer Bedeutung, da diese Art metasomatischer Überprägungen zuvor nicht unbedingt erkannt worden ist, sie aber zu Ungleichgewichten zwischen verschiedenen Mineralphasen geführt hat. Dies hat natürlich zur Konsequenz, daß vorherige Gleichgewichtsannahmen zwischen Mineralphasen revidiert und Interpretationen gerade im Hinblick auf geodynamische und geochemische Implikationen neu formuliert werden müssen.

Bislang existieren nur wenige Daten zur Spurenelementverteilung in orogenen Granat-Peridotiten. Die vorliegende Dissertation zeigt, daß Spurenelemente sich besonders gut eignen, um die petrologische und geochemische Geschichte von Ultra-Hochdruck (UHP)-Gesteinen zu entziffern. Damit können wesentliche neue Erkenntnisse in der geodynamischen Entwicklung von Kollisionsorogenen erarbeitet werden.

Diese Arbeit gliedert sich in zwei Hauptteile. Teil 1 beschäftigt sich mit Granat-Peridotiten aus den Zentralalpen der Schweiz (Alpe Arami, Cima di Gagnone) und Teil 2 befaßt sich mit dem

Kalskaret-Granat-Olivin-Websteritkörper aus der *Western Gneiss Region* (WGR) in den skandinavischen Kaledoniden, Norwegen. Der Schwerpunkt dieser Studie liegt dabei auf der Untersuchung des Alpe Arami- (AA) und des Cima di Gagnone-Peridotitkörpers (CdG), da diese in den letzten Jahren zunehmend im Mittelpunkt vieler petrologischer Untersuchungen standen. Dabei wurden die chemische Zusammensetzung aller Phasen, die mittels Elektronenstrahlmikrosonde (EMS) und Sekundärionenmassenspektrometer (SIMS) gemessen wurden, die P-T-Entwicklung und die Sauerstoffisotopen-Signaturen des AA-Granat-Peridotites mit Signaturen amphibolführender Proben des Peridotitkörpers aus der Cima di Gagnone (CdG) verglichen, die aus der gleichen tektonischen Cima-Lunga-Einheit stammen. Angeregt wurde dieser Vergleich durch die Behauptung, daß der AA-Peridotitkörper den gleichen Ursprung wie der CdG-Peridotitkörper hat und beide Körper den gleichen P-T-Pfad durchlaufen haben, was allerdings in der Literatur äußerst kontrovers diskutiert wird (z.B. Dobrzhinetskaya et al., 1996; Brenker & Brey, 1997; Green et al., 1997a,b; Risold et al., 1996, 1997, 2001; Pfiffner & Trommsdorff, 1998; Bozhilov et al., 1999; Nimis et al., 1999; Nimis & Trommsdorff, 2001; Paquin et al., 1999a,b; Paquin & Altherr, 2000a,b,c,d; Paquin & Altherr, 2001). Ein weiterer Peridotitkörper (Kalskaret) aus der *Western Gneiss Region* wurde als Vergleichsobjekt deshalb ausgewählt, weil Granat-Peridotitkörper aus verschiedenen Gebirgsgürteln eine unterschiedliche Entwicklung in Raum und Zeit durchlaufen haben, die anhand der Spurenelementverteilungen entschlüsselt werden kann und somit das Potential der Spurenelementverteilungen in orogenen Granat-Peridotitkörpern aufgezeigt werden kann.

1. TEIL: GRANAT-PERIDOTITE AUS DEN ZENTRALALPEN, SCHWEIZ

I. Die metamorphe Entwicklung des Alpe Arami-Granat-Peridotitkörpers

1. Geologie der Alpen

Die Alpen sind das Resultat einer noch immer andauernden Konvergenz zwischen der eurasischen und adriatischen Platte und markieren somit die Kollisionszone zwischen diesen beiden Platten (z.B. Coward & Dietrich, 1989; Schmid et al., 1996; Channell & Kozur, 1997). Im Prinzip wurde die alpidische Orogenese eingeleitet, als in der Trias auf dem Superkontinent Pangäa Riftprozesse einsetzten und unter anderem zur Krustenverdünnung zwischen Afrika und Europa führten. Rezente geodynamische Modelle postulieren die Bildung und Subduktion von drei verschiedenen ozeanischen Bereichen (Schmid et al., 1996; Channel & Kozur, 1997; Gebauer, 1999), die von Norden nach Süden wie folgt genannt werden: Valais-Becken (Nord-Penninischer Ozean), Piemont-Ligurischer Ozean (Süd-Penninischer Ozean) und Meliata-Hallstatt-Ozean. Alle drei ozeanischen Bereiche sind infolge der Ostbewegung Afrikas entstanden, als Scherspannungen im afrikanisch-europäischen Grenzbereich zu Extensionsbewegungen im westlichen Teil der Tethys geführt haben (Trümpy, 1984). Die Alpen bestehen heute aus einem Stapel von Decken sedimentären und kristallinen Materials, die um Beträge von 10 bis 200 km über die darunterliegenden (para)autochthonen Externmassive verfrachtet wurden, nachdem die Decken von beiden Kontinentalrändern abgeschert worden waren. Dabei wurden in diesen Deckenbau Relikte ehemals ozeanischer Lithosphäre eingeschuppt. Aufgrund der mesozoischen Paläogeographie und der damit verbundenen Sedimentausbildung werden die Alpen in vier tektonische Haupteinheiten eingeteilt, die wie nachstehend bezeichnet werden (Abb. 1): Helvetikum, Penninikum, Austroalpin (oder Ostalpin) und Südalpin.

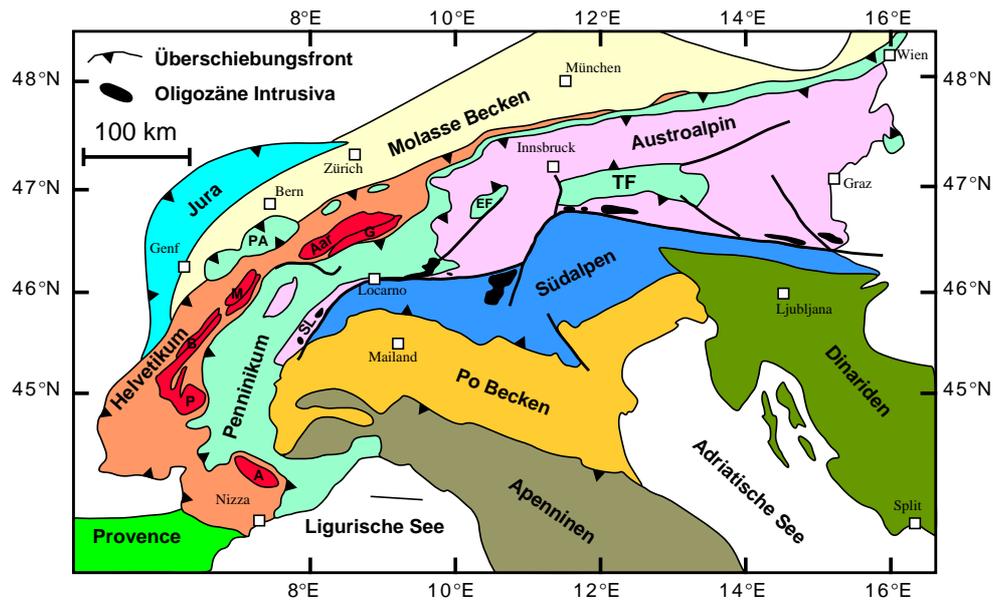


Abb. 1. Strukturelle Einheiten der Alpen modifiziert nach Müntener et al. (1999). A = Argentera-Massiv, P = Pelvoux-Massiv, B = Belledonne-Massiv, M = Mont-Blanc-Massiv, PA = Préalpes, Aar = Aar-Massiv, G = Gotthard, SL = Sesia-Lanzo Zone, EF = Engadin-Fenster, TF = Tauern-Fenster.

Helvetikum

Die helvetischen Decken (Abb. 1) treten vorwiegend im nördlichen und westlichen Teil der Alpen zu Tage. Paläogeographisch gesehen, entsprach das Helvetikum im Mesozoikum dem südlichen europäischen Kontinentalrand. Die dazugehörigen Sedimente wurden hauptsächlich im flachen Wasser des Schelfbereichs abgelagert, bevor sie im Zuge der alpinen Orogenese über die Externmassive geschoben wurden. Zum Helvetikum gehören auch die (para)autochthone Externmassive wie Aar, Aiguilles Rouges, Argentera, Belledonne, Gastern, Mont Blanc und Pelvoux. Die ultrahelvetischen Decken enthalten Sedimente, die vom weiter distal gelegenen Kontinentalhang stammen.

Penninikum

Die penninischen Gesteinseinheiten (Abb. 1) liegen heutzutage in Form unterschiedlicher Decken aus variszischem Altkristallin und mesozoischen Sedimentserien in der Kernzone der Alpen (Zentralalpen) vor. Zusätzlich sind sie noch als Klippen in den Préalpes und im Tauern-Fenster und im Engadin-Fenster aufgeschlossen (Abb. 1). Nach der paläogeographischen Situation im Mesozoikum umfaßt das Penninikum den Bereich des Valais-Beckens, die Briançonnais-Schwelle und den Piemont-Ligurischen Ozean. Charakteristisch für das Penninikum sind die Bündnerschiefer, die aus monotonen Folgen von Tonen, Mergeln und feinsandig-tonigen Kalken hervorgegangen sind und als Folge der tertiären Metamorphose als

glimmerführende Schiefer vorliegen. Ferner sind Fragmente metamorpher Ophiolite in der Zone von Zermatt-Saas Fee aufgeschlossen. In Verbindung mit der etappenhaft fortschreitenden Deckenentwicklung wurden die Gesteinseinheiten der Briançonnais-Schwelle auf die Einheiten des Valais-Beckens geschoben, gefolgt von einer weiteren Überschiebung der Piemont-Ligurischen Einheiten. Der resultierende penninische Deckenstapel bewegte sich während des frühen Tertiärs auf die helvetischen Einheiten zu und wurde mit diesen während neoalpiner Deformationsphasen zusammengefügt (Trümpy, 1980). Die Bildung des Lepontin-Doms, einer Domstruktur definiert durch Isograden einer tertiären Metamorphose um 32 Ma (Schmid et al., 1996), wird auf einen sogenannten *Slab Breakoff* der subduzierten Lithosphärenplatte, zugehörig zum Piemont-Ligurischen Ozean, zurückgeführt (von Blanckenburg & Davies, 1995). Dadurch konnte heißes Mantelmaterial aufsteigen und die darüberliegenden Einheiten aufheizen.

Austroalpin (Ostalpin)

Die austroalpinen Decken (Abb. 1) sind vorwiegend im Ostteil der Schweiz und in Österreich aufgeschlossen. Paläogeographisch entstammen die Gesteine des Austroalpins dem nördlichen Rand der adriatischen Mikroplatte. Dieser Bereich war durch Schwellen und Becken gekennzeichnet und nahm stellenweise auch Tiefsee-Charakter an. Die austroalpinen Decken wurden über das Penninikum nach Norden und Westen geschoben. Im Gegensatz zum europäischen Kontinentalrand kommen am nördlichen Rand der adriatischen Mikroplatte deutlich weniger klastische Sedimente vor.

Südalpin

Gesteinseinheiten, die zum sogenannten Südalpin zählen, sind überwiegend in den Dolomiten, den Karawanken und den Karnischen Alpen aufgeschlossen (Abb. 1). Der Bereich des Südalpins war im Mesozoikum dem des Austroalpins benachbart. Das Südalpin wird maßgeblich aus nichtmetamorphen ozeanischen Sedimenten aufgebaut. Gegenüber den helvetischen Decken unterscheiden sich die Südalpen deutlich durch ihren tektonischen Bau. Im Gegensatz zu großen Überschiebungen im Helvetikum zeichnet sich das Südalpin durch eine südvergente Falten- und Schuppen-Tektonik aus. Die Südalpen werden durch die Insubrische Linie von den eigentlichen Alpen getrennt. Dieses Störungssystem der Insubrischen Linie entstand in seiner heutigen Ausprägung nach der Kollisionsphase durch dextrale Transpression zwischen der adriatischen Mikroplatte und dem europäischen Vorland (Schmidt et al., 1996).

1.1. Geodynamische Entwicklung der Zentralalpen

Im Oberen Perm war der Superkontinent Pangäa gänzlich von einem großen Ozean umgeben. Unter anderem breitete sich ein Meeresarm gegen Westen zwischen Eurasien und Gondwana (Afrika, Arabien, Vorderindien, Australien) aus. Einige Autoren bezeichnen das sich in dieser Epoche keilförmig gegen Westen verschmälernde Meer auch als Paläotethys. Im Verlauf der Trias dehnte sich die Tethys hauptsächlich weiter gegen Westen und Norden aus. Am Nordrand der Tethys kam es in der unteren Trias über klastische Ablagerungen zur Bildung von Karbonatplattformen gefolgt von zahlreichen Riffsystemen in der mittleren Trias. Diese Riffe sind heute imposant in den tektonischen Deckenkomplexen der Bayerischen Alpen aufgeschlossen. Riftprozesse im Tethysbereich waren über groß angelegte Blattverschiebungen mit der Öffnung des Atlantiks verbunden, die zu einer sinistralen Scherbewegung zwischen Afrika und Eurasia führten (Coward & Dietrich, 1989). Der Meliata-Hallstatt-Ozean öffnete sich bereits schon in der mittleren Trias südöstlich vom Austroalpin (Ostalpin) (Schmid et al., 1996). Riftprozesse dauerten auch noch im Jura an und führten zur Bildung des Piemont-Ligurischen Ozeans am westlichen Rand der adriatischen Mikroplatte. U-Pb-Datierungen an Zirkon belegen für die Bildungsphase ein Alter von ca. 166 bis 160 Ma (Gebauer, 1999). Die Riftprozesse im Jura und die damit einhergehende Produktion ozeanischer Kruste (Gebauer, 1999) zeigen sich heute z.B. in den konservierten Scherbahnen des Erro-Tobbio-Lherzolites in Nordwestitalien, der mit der Entstehung des Piemont-Ligurischen Ozeans in Verbindung gebracht wird (Vissers et al., 1991). Die horstartige Briançonnais-Schwelle trennte das Valais Becken im Norden vom Piemont-Ligurischen Ozean im Süden (Abb. 2). Nachdem sich der

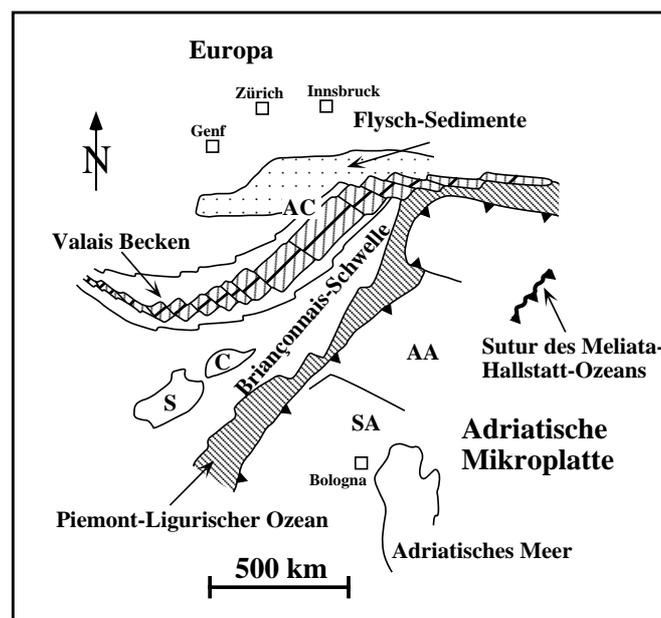


Abb. 2. Paläogeographische Rekonstruktion des Alpenbereichs vor ca. 110 Ma, modifiziert nach Schmid et al. (1996). AA = Austroalpin; AC = Adula-Cima-Lunga-Einheit; C = Korsika; S = Sardinien; SA = Südalpin.

Meliata-Hallstatt-Ozean geschlossen hatte (Channel & Kozur, 1997), wurde kontinentale Kruste des Austroalpins unter das Südalpin subduziert (Gebauer, 1999) (Abb. 3). Diese Subduktion wurde mit 100 Ma datiert basierend auf U-Pb-Datierungen an Zirkon (Paquette & Gebauer, 1991) und Sm-Nd-Grt-Cpx-Gesamtgesteinsisochronen in Eklogiten (Thöni & Jagoutz, 1992; Thöni & Miller, 1996). SE-gerichtete Subduktion des Sesia-Lanzo-Terranes begann vor 76 Ma (SHRIMP-Alter an Zirkonen) und erreichte ihre maximalen Hochdruck-Bedingungen vor 65 Ma (Rubatto et al., 1997) (Abb. 3). Die Canavese-Zone trennte die kontinentale Kruste des Sesia-Lanzo-Terranes vom Nordrand der adriatischen Mikroplatte. Während der oberen Kreide erfolgte entlang von großen Blattverschiebungen die Abkoppelung der adriatischen Mikroplatte von Afrika. Sinistrale Lateralbewegungen zwischen Afrika und Eurasien führten innerhalb der unteren Kreide zu einer Drehung Adrias um 35 ° gegen den Uhrzeigersinn (Stanley, 1994). Das Valais-Becken öffnete sich in der frühen Kreide (Florineth

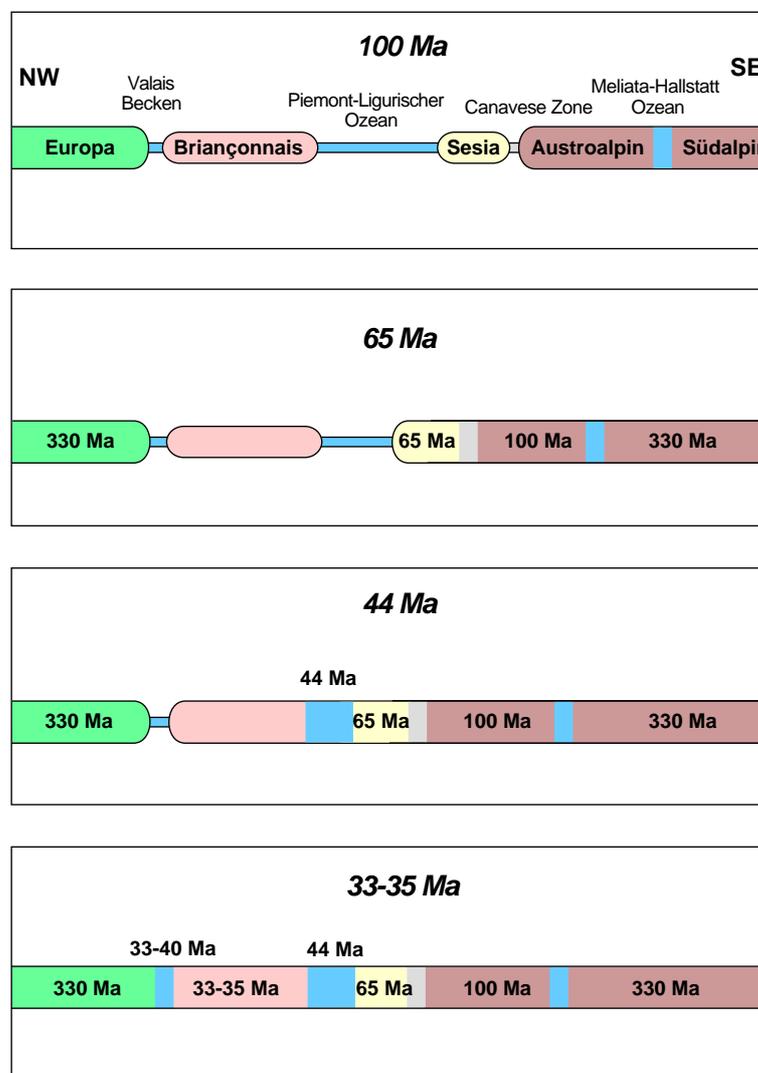


Abb. 3. Schematisches Profil der geodynamischen Entwicklung der Zentralalpen für die Zeitabschnitte 100 Ma, 65 Ma, 44 Ma und 33-35 Ma vor heute, modifiziert nach Gebauer (1999). Die Meliata-Hallstatt-Sutur wurde nach W in das Profil projiziert. Die Alter beziehen sich auf subduktionsbezogene Metamorphose-Ereignisse.

& Froitzheim, 1994) (Abb. 2 und 3). Nachdem das Sesia-Lanzo-Terrane mit der adriatischen Mikroplatte kollidierte und beide miteinander verschweißt wurden, führte das weitere nordwärts gerichtete Driften der adriatischen Mikroplatte zusammen mit dem Sesia-Lanzo-Terrane zur Subduktion des Piemont-Ligurischen Ozeans unter die adriatische Mikroplatte (Abb. 3). Die Subduktion des Piemont-Ligurischen Ozeans resultiert in einer druckbetonten Metamorphose mit P-T-Bedingungen von 580 bis 630 °C / 2.8 bis 3.0 GPa (Reinecke, 1991, 1995). U-Pb-Datierungen an Zirkonen von Eklogiten und Metasedimenten der UHP-Lokalität von Lago di Cignana (Zermatt-Saas Fee-Zone) ergaben für die Peakbedingungen der Metamorphose ein Alter von 44.1 ± 0.7 Ma (Gebauer, 1999). Nach der Schließung des Piemont-Ligurischen Ozeans wurde die kontinentale Kruste der Briançonnais-Schwelle subduziert (Abb. 3). Rb-Sr- und K-Ar-Datierungen an Glimmern und Amphibolen geben für diese Phase ein Alter von 35 bis 40 Ma an (Hurford et al., 1989; Steinitz & Jäger, 1981). Als letzter ozeanischer Bereich wurde das Valais-Becken geschlossen (Abb. 3) und seine in tiefem Wasser abgelagerten Flysche wurden vom Deckenstapel von Süden her überfahren. Die Einengung in den Alpen hielt bis gegen Ende des Tertiärs an. Dadurch wurden die Deckenstapel immer weiter nach Norden geschoben und der helvetische Raum unaufhörlich fortschreitend in die Faltungen- und Überschiebungstektonik einbezogen. Magmatische Aktivität in den Alpen begann vor ca. 32 Ma (Bergell-Intrusion) (von Blanckenburg, 1992; Hansmann, 1996), erreichte ihren Höhepunkt vor etwa 30 Ma (Gebauer, 1996; Romer et al., 1996) und endete vor 24 Ma (Liati et al., 2000) mit der Intrusion des Novate Granites und weiterer Pegmatite und Aplite im südlichen Bereich der Alpen. Abbildung 4 zeigt einen geologischen Schnitt der heutigen komplexen Situation durch die Zentralalpen mit Angaben zur Paläooberfläche (modifiziert nach Pfiffner & Hitz, 1997).

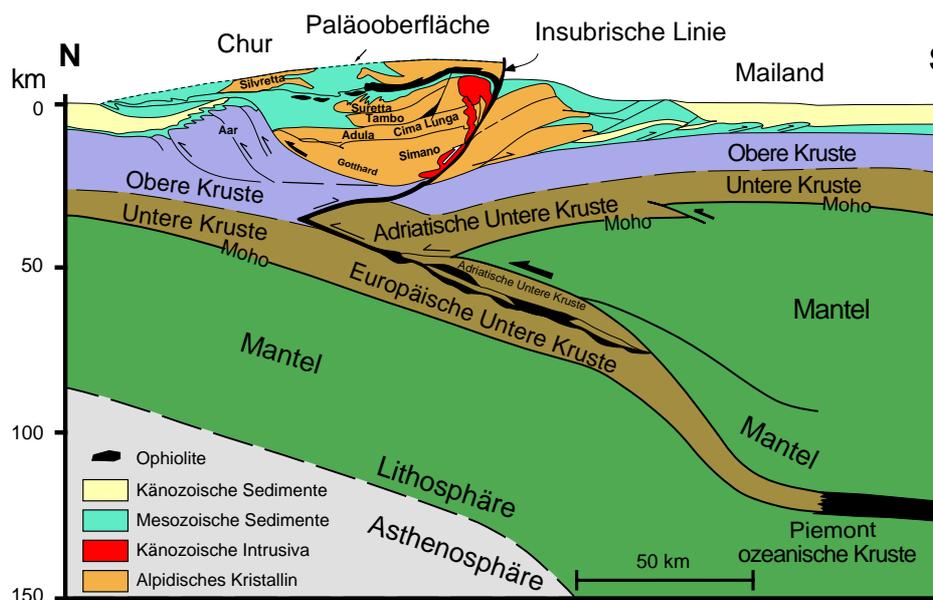


Abb. 4. Spekulativer schematischer Schnitt durch den komplexen Deckenbau der Zentralalpen mit Angaben zur Paläooberfläche, modifiziert nach Pfiffner & Hitz (1997).

1.2. Cima-Lunga-Einheit und der Alpe Arami-Peridotitkörper

Die Cima-Lunga-Einheit ist westlich von der Leventina-Einheit aufgeschlossen. Sie liegt auf der Simano-Decke und entspricht tektonisch der weiter östlich gelegenen Adula-Decke, ist aber räumlich von dieser getrennt. Paläogeographisch entsprechen die Adula-Decke und die Cima-Lunga-Einheit dem ehemaligen europäischen Kontinentalrand (Trümpy, 1980; Schmid et al., 1996) (Abb. 2). Die Cima-Lunga-Einheit wird selbst aus pelitischen und semipelitischen Gneisen aufgebaut, welche zahlreiche ultrabasische und basische Linsen enthalten (Meyre & Puschig, 1993; Grond et al., 1995). Untergeordnet treten ferner Kalksilikate und Marmore auf (Grond et al., 1995). Die mehrphasige alpine Deformation und Metamorphose in der Cima-Lunga-Einheit wird belegt durch vier unterschiedliche Deformationsphasen (Grond et al., 1995). Anhand der Lithologie, Geochemie, Metamorphose und Struktur wird die bunte Gesteinsassoziation der Cima-Lunga-Einheit als eine lithosphärische *Mélange* interpretiert (Trommsdorff, 1990). Darunter wird eine Gesteinsabfolge verstanden, die während der Subduktion durch Verschuppung von kontinentalem, ozeanischem und oberem Mantel-Material entstanden ist. Heinrich (1983, 1986) kartierte innerhalb der Adula-Decke in mafischen und pelitischen Gesteinen Mineralparagenesen und legte Isograden einer regionalen Hochdruck-Metamorphose fest. Die metamorphen Peakbedingungen dieser regionalen Hochdruck-Metamorphose nehmen von Norden nach Süden von 500 °C und 1 GPa auf 800 °C und 2.5 GPa zu. Diese P-T-Abschätzungen basieren auf thermobarometrischen Berechnungen an Eklogiten, Metapeliten und Metaophikarbonaten (Heinrich, 1983, 1986; Partzsch, 1996; Meyre et al., 1997; Pfiffner, 1999) und werden als Resultat einer nach Süden gerichteten Subduktion interpretiert (Trommsdorff, 1990). Im Norden der Cima-Lunga-Einheit gibt es bei der Cima di Gagnone (CdG) zahlreiche ultramafische Linsen und auch im Süden existieren neben dem bekannten Alpe Arami (AA)-Körper noch weitere Linsen, z. B. Gorduno und Stuello. Während Metarodingite und Metaophikarbonate mit dem CdG-Granat-Peridotitkörper assoziiert vorkommen, fehlen diese Gesteine in der Nähe des AA-Peridotitkörpers völlig.

Die ersten Untersuchungen an dem Peridotitvorkommen der Alpe Arami wurden von Grubenmann (1908) durchgeführt. Dal Vesco (1953) leistete mit seiner Arbeit zur petrographischen Beschreibung und chemischen Zusammensetzung für die damalige Zeit einen nicht unbedeutenden Beitrag. Die ersten verwertbaren Analysen zur chemischen Zusammensetzung der Phasen und des Gesamtgesteins wurden von O'Hara & Mercy (1963, 1966) und Mercy & O'Hara (1965) publiziert. Weitere Arbeiten wurden von Rost et al. (1974) durchgeführt. Der Peridotitkörper selbst besitzt eine Längserstreckung von ca. 1 km. Nur im Zentrum der Linse sind noch reliktsche Granat-Peridotite erhalten, die nach außen in sekundäre Chlorit-, Spinell-Amphibol- und Amphibol-Chlorit-Peridotite umgewandelt wurden (Möckel, 1969; Pfiffner & Trommsdorff, 1998). Teilweise wird der AA-Peridotit von

disthenführenden Eklogiten umgeben (Abb. 5). An sehr wenigen Stellen sind des Weiteren auch im Randbereich des Peridotitkörpers Hornblendite und Klinopyroxenite aufgeschlossen (Abb. 5).

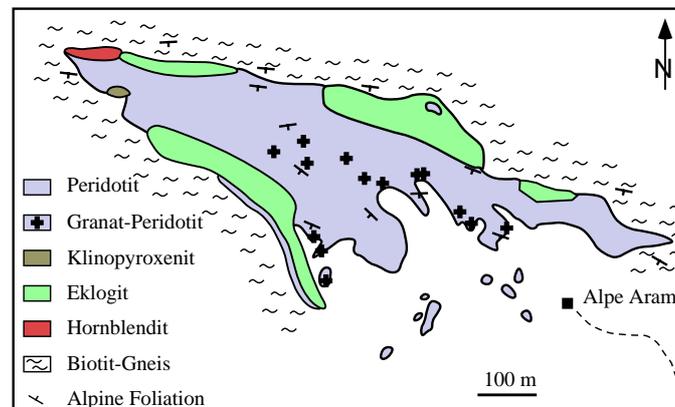


Abb. 5. Aufbau des Alpe Arami-Peridotitkörpers, modifiziert nach Möckel (1969).

Während das Alter der UHP-Metamorphose des AA-Granat-Peridotitkörpers sehr gut mit 43 bis 35 Ma Jahren (Sm-Nd an Granat-Klinopyroxen-Gesamtgestein: Becker, 1993; U-Pb an Zirkon: Gebauer, 1996, 1999) belegt ist, ist dagegen die metamorphe Entwicklung weiterhin unklar, was sich in einer kontroversen Diskussion widerspiegelt (z.B. Evans & Trommsdorff, 1978; Ernst, 1981; Becker, 1993; Dobrzhinetskaya et al., 1996; Brenker & Brey, 1997; Risold et al., 1996, 1997, 2001; Bozhilov et al., 1999; Nimis et al., 1999; Nimis & Trommsdorff, 2001; Paquin et al. 1999a,b, Paquin & Altherr, 2000a,b,c,d; Paquin & Altherr, 2001). Ältere P-T Abschätzungen ergaben für die Peakbedingungen der Metamorphose Werte von 830 bis 950 °C und 2.5 bis 4.2 GPa (Ernst, 1978, 1981; Evans & Trommsdorff, 1978; Becker, 1993). Brenker und Brey (1997) erkannten als Erste, daß ein Ungleichgewicht zwischen den Mineralphasen des AA-Peridotitkörpers existiert. Unter Berücksichtigung der unterschiedlichen Diffusivitäten und der Fe-Mg-Pufferung des Systems durch Olivin als dominierende Phase errechneten sie für den Höhepunkt der Metamorphose Bedingungen von 1120 ± 50 °C und 5.0 ± 0.2 GPa, basierend auf der Kombination des Fe-Mg-Austauschthermometers zwischen Granat und Olivin (O'Neill & Wood, 1979; O'Neill 1980) mit dem Al-in-Orthopyroxen-Barometer (Brey & Köhler, 1990). Diese P-T-Bedingungen werden auch durch die Ca-Cr-Systematik der Granate gestützt (Brenker & Brey, 1997). Allerdings ergaben verschiedene 2-Pyroxen-Thermometer (Brey & Köhler, 1990; Bertrand & Mercier, 1985; Berchova, 1996), beruhend auf dem Enstatit-Diopsid-Solvus, um bis zu 300 °C niedrigere Temperaturen. Kombinationen dieser 2-Pyroxen-Thermometer (Brey & Köhler, 1990; Bertrand & Mercier, 1985; Berchova, 1996) mit dem Al-in-Orthopyroxen-Barometer (Brey & Köhler, 1990) resultieren in merklich niedrigeren P-T-Werten von 800 bis 900 °C und 3.0 bis 3.5 GPa (Brenker & Brey, 1997). Die niedrigen 2-Pyroxen-Temperaturen wurden von Brenker & Brey (1997) als Schließungstemperaturen während einer Abkühlung interpretiert. Unter Vernachlässigung der Ungleichgewichte zwischen den einzelnen Mineralphasen nahmen

Nimis et al. (1999) 833 ± 34 °C und 3.2 ± 0.3 GPa für die Peakbedingungen der Metamorphose des AA-Granat-Peridotites an. Neuere Berechnungen ergaben leicht modifizierte P-T-Bedingungen von 844 ± 23 °C und 3.3 ± 0.2 GPa (Nimis & Trommsdorff, 2001). Für ihre geothermobarometrischen Berechnungen benutzten sie den Fe-Mg-Austausch zwischen Granat und Klinopyroxen (Ai, 1994; Krogh, 1988) und den Ca-Mg-Austausch zwischen Klino- und Orthopyroxen (Taylor, 1998) als Thermometer und den Al-Austausch zwischen Granat und Orthopyroxen (Taylor, 1998) sowie den Cr-Austausch zwischen Granat und Klinopyroxen (Taylor & Nimis, 1998; Nimis & Taylor, 2000) als Barometer. Untersuchungen mit dem Transmissions-Elektronen-Mikroskop (TEM) an den entmischten Ilmenit-Palisaden im Olivin brachten Dobrzhinetskaya et al. (1996) und Green et al. (1997a,b) zu der Annahme, daß diese Ilmenitentmischungen die ehemalige Hochdruckmodifikation Perowskit repräsentieren. Als weiteres Argument für eine Herkunft des AA-Peridotitkörpers aus dem tieferen Erdmantel wurden die extrem hohen TiO_2 -Gehalte (0.7-2.0 Gew.%) im Olivin angeführt, die vor der Ilmenitentmischung vorhanden gewesen sein mußten. Diese hohen TiO_2 -Gehalte in einer $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ -Phase können nach Ansicht von Dobrzhinetskaya et al. (1996) und Green et al. (1997a,b) nur von der Hochdruckphase Wadsleyit (β -Olivin) eingebaut werden. Dies impliziert natürlich eine Exhumierung aus einer Tiefe von > 300 km für den AA-Peridotit. Jedoch zeigten Risold et al. (1996, 1997, 2001), daß solche Ilmenitentmischungen im Olivin nicht nur im AA-Peridotit, sondern in allen drei wichtigsten Peridotitvorkommen der Zentralalpen(AA, CdG, Monte Duria) vorhanden sind.

Der prograde Charakter der Granate im CdG-Peridotit wird dadurch zweifelsfrei belegt, daß die Granate existierende Falten, die aus Amphibol und Spinell bestehen, überwachsen. Die Stabilität von primärem Amphibol impliziert eine obere Druckgrenze von ca. 3 GPa (Niida & Green, 1999). Zusätzlich bestätigen Experimente über die Löslichkeit von Ti in Olivin, daß die Ilmenitentmischungen aus einem Ti-gesättigten Olivin während der Dekompression und Abkühlung im Zuge der Exhumierung entstanden sind (Ulmer & Trommsdorff, 1997). Weitere detaillierte TEM-Untersuchungen an diesen Ilmenitentmischungen haben gezeigt, daß die Bildung dieser Ilmenitpalisaden auf die vorherige Existenz von Ti-Humit-Zwischenlagen im Olivin zurückgeführt werden kann. Dabei haben diese Ti-Humit-Zwischenlagen als Nukleation für das Wachstum von Ilmenit gedient (Risold et al., 1997, 2001). Dennoch behaupten Dobrzhinetskaya et al. (1999) aufgrund einer durchgeführten Experimentserie, daß die Ti-Löslichkeit in Olivin, koexistierend mit Rutil bei 1400 K und 5 GPa, generell sehr niedrig sei und damit unter 0.2 Gew.% liegen würde. Diese aus dem Experiment gewonnenen Daten über die Ti-Löslichkeit in Olivin bei hohen Drucken und Temperaturen wurden abermals als Indikator herangezogen, um eine Exhumierung aus großen Tiefen entsprechend einem Druck von mehr als 10 GPa zu postulieren. Bozhilov et al. (1999) berichteten über entmischte Klinoenstatit-Lamellen in Diopsidkörnern des AA-Peridotites, die schon zum ersten Mal von Yamaguchi et al. (1978) beschrieben worden sind. Anhand der kristallographischen

Eigenschaften und Orientierung dieser Lamellen in Verbindung mit Phasenbeziehungen im $Mg_{0.9}Fe_{0.1}SiO_3$ -System postulieren Bozhilov et al. (1999), daß eben diese Lamellen als die Hochdruckform von C2/c Klinoenstatit (HP C2/c) entmischte wurden. Neben den Ilmenitentmischungen ist dies für Bozhilov et al. (1999) ein weiterer Hinweis darauf, daß der AA-Peridotitkörper aus einer Tiefe von mindestens 250 km exhumiert wurde. Hingegen zeigten Arlt et al. (2000), daß relativ zu den Phasengrenzen im $Mg_{0.9}Fe_{0.1}SiO_3$ -System die HP C2/c-Pbca-Phasengrenze um 1 GPa zu niedrigeren Drucken und die HT C2/c-P2₁/c-Phasengrenze um 700 °C zu niedrigeren Temperaturen hin verschoben wird, wenn die phasenchemische Zusammensetzung der Klinoenstatit-Lamellen berücksichtigt wird, die nach der Klassifikation von Morimoto et al. (1988) als Pigeonite bezeichnet werden müßten (Arlt et al., 2000). Es bleibt daher weiterhin äußerst fragwürdig, ob die Lamellen wirklich einen Hinweis darauf darstellen, daß der AA-Peridotit aus einer Tiefe von mehr als 250 km exhumiert worden ist.

2. Petrographie

Detaillierte petrographische Beschreibungen des AA-Peridotites können aus der Studie von Möckel (1969) entnommen werden. In diesem Abschnitt werden daher nur die wesentlichen petrographischen Merkmale zusammengefaßt. Dabei wird vor allem auf die unterschiedlichen Generationen der Phasen eingegangen, die von den vorherigen Bearbeitern (Evans & Trommsdorff, 1978; Ernst, 1981; Becker, 1993; Dobrzhinetskaya et al., 1996; Brenker & Brey, 1997; Risold et al., 1996, 1997, 2001; Bozhilov et al., 1999; Nimis et al., 1999; Nimis & Trommsdorff, 2001) nicht erkannt wurden. Eine Übersichtsaufnahme eines Dickschliffs zur Gefügecharakterisierung ist in Abbildung 6 gegeben.

Reliktische Proben aus dem Kernbereich des AA-Peridotitkörpers weisen ein porphyroklastisches Gefüge mit Porphyroklasten aus hypidiomorphem Granat (Grt I), Orthopyroxen (Opx Ib) (Abb. 7), Olivin (Ol Ib) und äußerst seltenem Klinopyroxen (Cpx Ib) auf (Abb. 8). Diese Porphyroklasten sind meist schon mit bloßem Auge im Handstück erkennbar. Äußerst markant sind die tiefrote Farbe des Granats und die apfelgrüne Erscheinung des Klinopyroxens. Allerdings führt nur Probe AA-3P1 einige wenige Porphyroklasten von Cpx Ib. Die Matrix besteht hauptsächlich aus feinkörnigem Olivin (Ol II) und weniger aus Orthopyroxen (Opx II) und Klinopyroxen (Cpx II). Obwohl über 35 Dünnschliffe untersucht wurden, ist niemals Cpx Ib mit Opx Ib im Kontakt gefunden worden. Dagegen ist Granat sowohl mit Opx Ib (Abb. 9) als auch mit Cpx Ib im Kontakt. Die teilweise bis zu 1 cm großen Grt I-Körner werden von einem dünnen (< 170 µm) Kelyphitsaum

umgeben (Abb. 10), der aus Amphibol + Spinell \pm Orthopyroxen/Chlorit besteht. An der

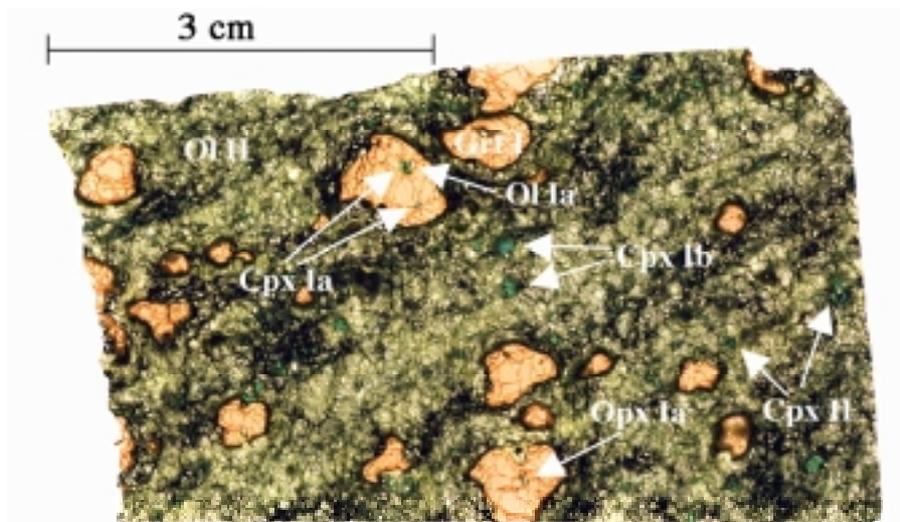


Abb. 6. Übersichtsaufnahme eines Dickschliffes vom Alpe Arami-Granat-Peridotit. Deutlich ist das porphyroklastische Gefüge mit Porphyroklasten aus Grt I (rot) zu erkennen, die von einem dünnen Kelyphitsaum umgeben werden. Die Grt I-Körner enthalten Einschlüsse von Cpx Ia (Mitte oben), Ol Ia (Mitte oben) sowie von Opx Ia (Mitte unten). In der Mitte des Bildes treten zwei kleinere Cpx Ib-Porphyroklaste (grün) auf. Die feinkörnige Matrix besteht hauptsächlich aus Ol II. Teilweise sind auch kleine unregelmäßig geformte Cpx II-Körner zu beobachten.

Außenseite des Kelyphits hat sich teilweise noch eine weitere Zone gebildet, die besonders gegen Olivin auffällig ausgeprägt ist und hauptsächlich aus sehr feinkörnigem Orthopyroxen ($< 80 \mu\text{m}$) besteht, wobei Spinell völlig fehlt. Einige Grt I-Körner enthalten Einschlüsse von Olivin (Ol Ia), Orthopyroxen (Opx Ia) und Klinopyroxen (Cpx Ia) (Abb. 11). Texturell existiert ein gleitender Übergang zwischen Opx Ib-Porphyroklasten und Opx II-Körnern der Matrix. Wie schon von anderen Bearbeitern des AA-Peridotites festgestellt (Yamaguchi et al., 1978; Green et al., 1997a,b), zeigen textuelle Beziehungen unterschiedliche Klinopyroxen-Generationen auf. Cpx Ib bildet bis zu 4 mm große Porphyroklaste (Abb. 8), während Cpx II wesentlich kleiner ist ($< 0.8 \text{ mm}$) und zusätzlich durch unregelmäßige Korngrenzen charakterisiert wird (Abb. 12), die für Ungleichgewicht sprechen. Sowohl Cpx Ia als auch Cpx Ib enthalten orientierte Entmischungslamellen von Klinoamphibol (Cam) (Abb. 13), die bereits von Yamaguchi et al. (1978) detailliert beschrieben wurden. An einigen Stellen kommen diese sekundären Klinoamphibole auch an den Rändern größerer Cpx Ia-Einschlüsse im Grt I vor (Abb. 11). Des Weiteren treten in Cpx Ia und Cpx Ib noch Entmischungslamellen von Klinoenstatit in der Raumgruppe $P2_1/c$ auf, die wie vorher schon erwähnt, von Bozhilov et al. (1999) ursprünglich als Hochdruck-Klinoenstatit-Entmischung (Raumgruppe $C2/c$) interpretiert wurden. Daneben enthalten Cpx Ia und Cpx Ib auch noch kleinste ($\leq 5 \mu\text{m}$) Einschlüsse von Ilmenit und Entmischungslamellen von Chromit (Bozhilov et al., 1999). Solche Einschlüsse und Entmischungslamellen sind niemals im Cpx II gefunden worden. Große Porphyroklaste von Ol Ib sind durch Entmischung von FeTiO_3 -Palisaden parallel zu

[010] vom Olivin und durch kleinste Ausfällungen von Chromit (Dobrzhinetskaya et al., 1996; Green et al., 1997a) charakterisiert. Neben den rekristallisierten Matrix-Mineralen scheinen weitere retrograde Überprägungen bei den reliktschen Proben in erster Linie auf die Kelyphitbildung um Granat, die Nukleation von kleinen Amphibolkörnern an vorwiegend in die Matrix hineinragenden Cpx Ib-Korngrenzen und auf die beginnende Serpentinbildung entlang von Olivin-Olivin-Korngrenzen beschränkt zu sein.

Zwei Proben (AA-3P3, AA-3P4) enthalten auch < 2 cm mächtige Cr-Diopsid-Gänge (Abb. 14). Diese beiden Gänge unterscheiden sich jedoch in ihrer Mineralogie. Der Cr-Diopsid-Gang in der Probe AA-3P3 setzt sich neben Cpx III auch noch aus Spinell III (Abb. 15) und akzessorischem Fe-Sulfid zusammen und ist gegen die Umgebung scharf abgegrenzt. In der Probe AA-3P4 dagegen besteht der Gang aus Cpx III und Grt III, wobei Cpx III mengenmässig dominiert. Die Grenzen des AA-3P4-Ganges gegen den Peridotit sind unscharf. Alle Cpx III-Körner sowohl in Probe AA-3P3 als in Probe AA-3P4 enthalten kleinste Körner (< 10 µm) von Amphibol III, was zu einer „emulsionsartigen“ Textur führt (Abb. 16). Diese Amphibol III-Körner sind unregelmäßig geformt und zeigen eine einheitliche Auslöschung an. Ferner existiert ein Beispiel eines Amphibol-Spinell-Orthopyroxen/Chlorit-Symplektits nach Granat in der Probe AA-3P3. Dabei wurde in der Regel der Orthopyroxen schon vollständig in Chlorit umgewandelt. Eine schematische Dünnschliffskizze mit Angaben zu den verschiedenen Phasengenerationen ist in Abbildung 17 dargestellt.

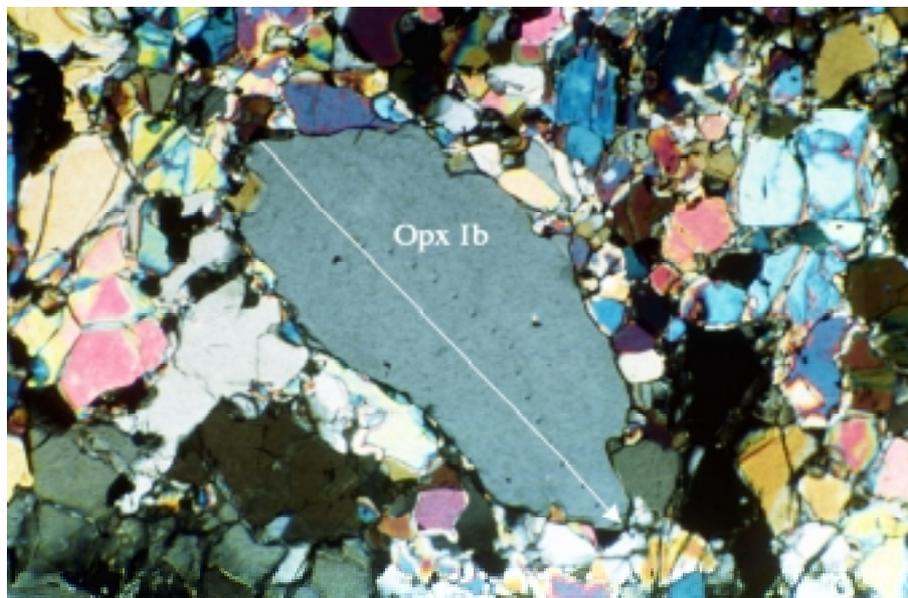


Abb. 7. Lichtmikroskopische Aufnahme bei gekreuzten Polarisatoren eines Opx Ib-Porphyrklasten in einer feinkörnigen Matrix aus Ol II. Der weiße Pfeil markiert die gemessene Profilrichtung sowohl für EMS als auch für SIMS. Die durch die SIMS-Messungen produzierten Löcher sind teilweise noch zu erkennen. Die zugehörigen Elementkonzentrationsprofile sind in Abb. 19 dargestellt. Bildbreite 1.7 mm. Probe AA-7a.

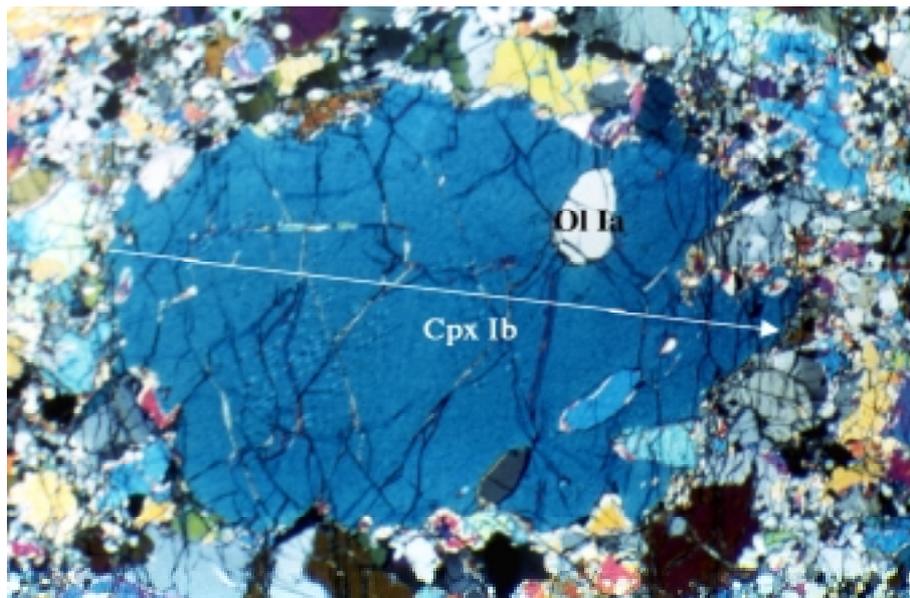


Abb. 8. Lichtmikroskopische Aufnahme bei gekreuzten Polarisatoren eines Cpx Ib-Porphyrklasten in einer feinkörnigen Matrix aus vorwiegend Ol II. Im linken Bereich des Cpx Ib sind feinste Klin amphibol-Entmischungen (helle Flecken) zu erkennen. Der weiße Pfeil markiert die gemessene Profilrichtung sowohl für EMS als auch für SIMS. Die zugehörigen Elementkonzentrationsprofile sind in Abb. 38 und 45 dargestellt. Bildbreite 2.5 mm. Probe AA-3P1/6.

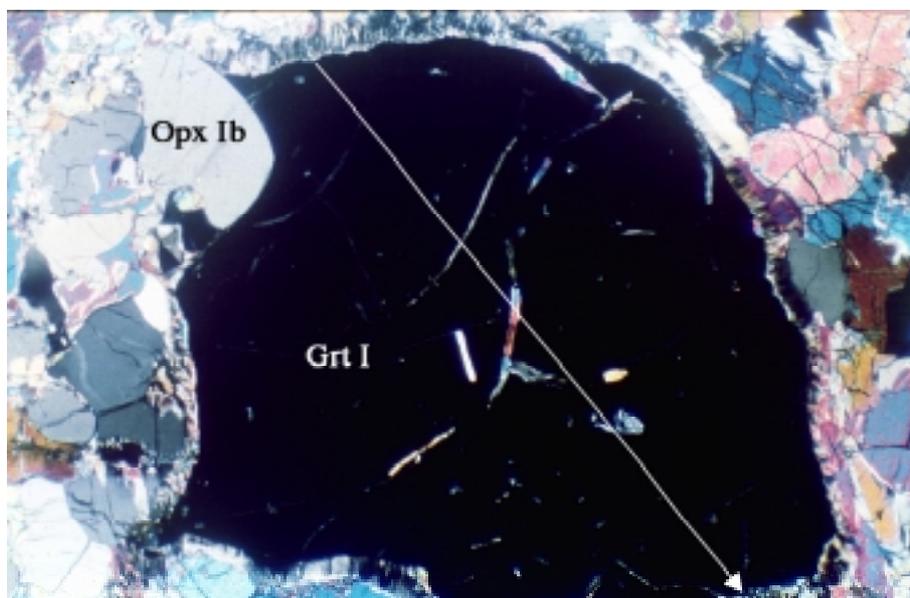


Abb. 9. Lichtmikroskopische Aufnahme eines Grt I-Porphyrklasten im Kontakt mit einem Opx Ib-Porphyrklast bei gekreuzten Polarisatoren. Der weiße Pfeil markiert die gemessene Profilrichtung sowohl für EMS als auch für SIMS. Die zugehörigen Elementkonzentrationsprofile sind in Abb. 18 [Grt I (1)] und 41 dargestellt. Bildbreite 4.0 mm. Probe AA-3P1.

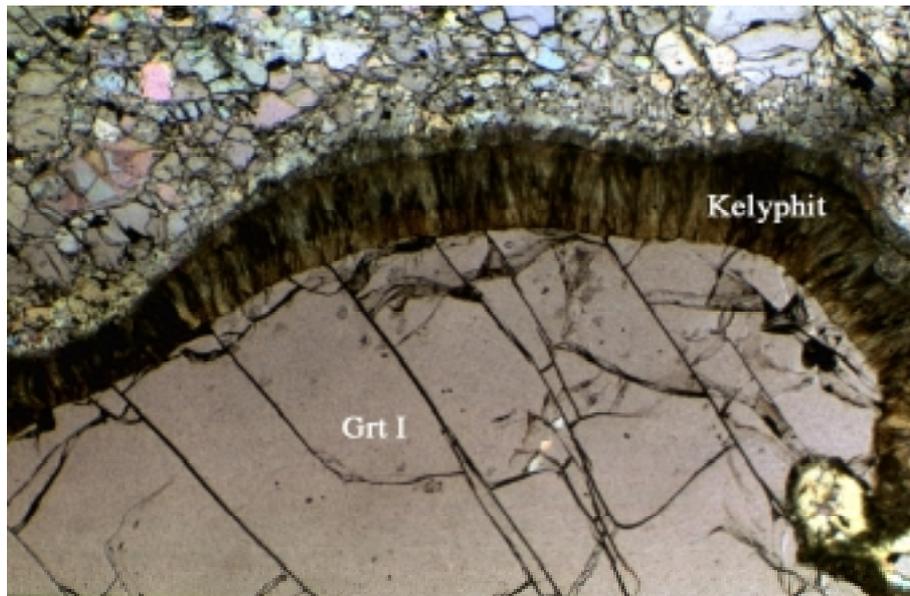


Abb. 10. Lichtmikroskopische Aufnahme eines Grt I-Porphyroklasten mit Kelyphitsaum (Am + Sp \pm Chl/OpX) bei parallelen Polarisatoren. Am Kelyphit schließt sich des Weiteren eine dünne Zone aus OpX an, die besonders gegen Ol gut ausgebildet ist. Bildbreite 1.7 mm. Probe AA-7a.

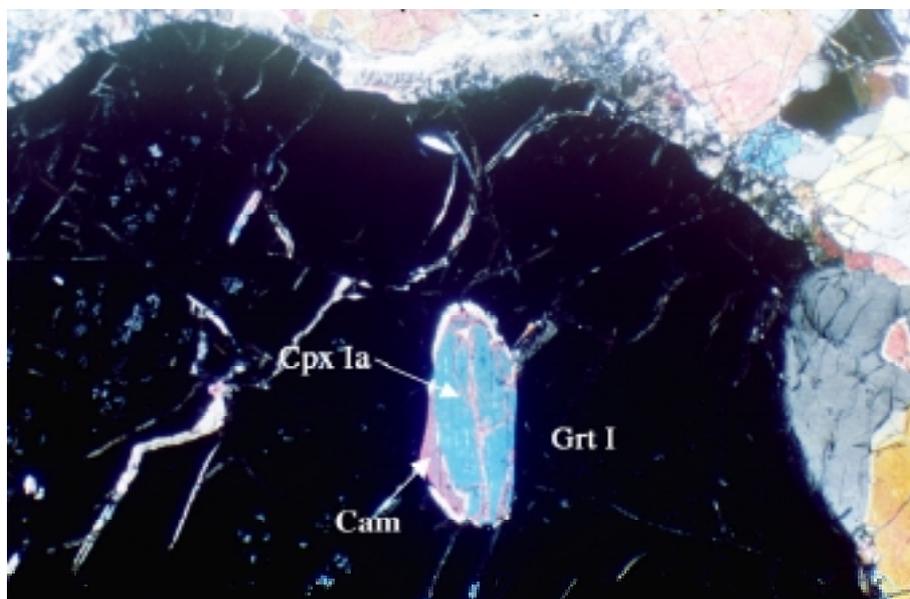


Abb. 11. Lichtmikroskopische Aufnahme bei gekreuzten Polarisatoren eines Grt I-Porphyroklasten mit einem Cpx Ia-Einschluß und sekundär gebildetem Klinoamphibol (Cam). Bildbreite 1.7 mm. Probe AA-3P1/3.

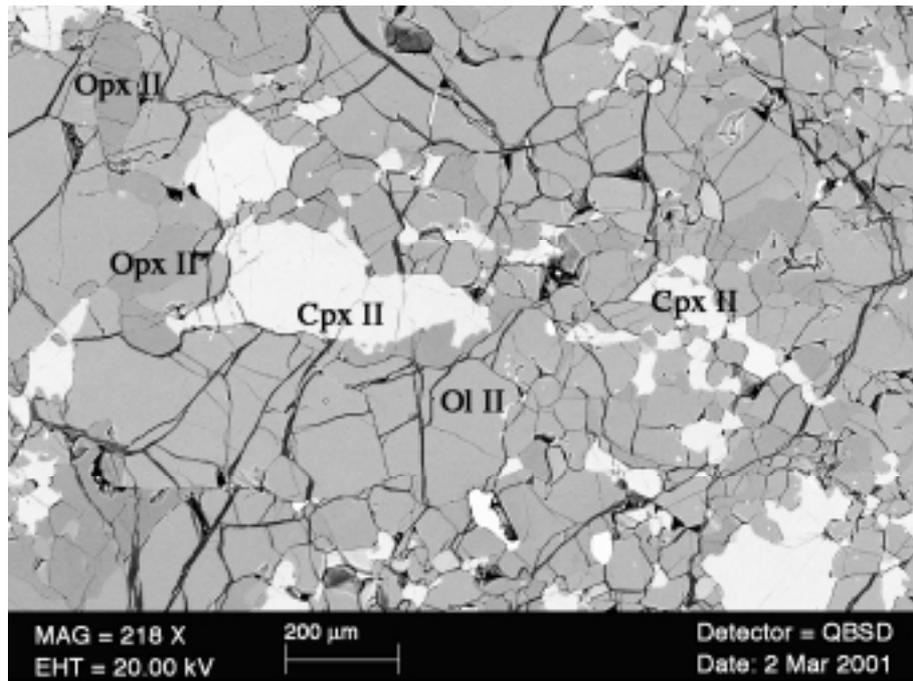


Abb. 12. Rückstreuungsbild der Matrix bestehend aus Ol II (hellgrau), Cpx II (weiß) und Opx II (dunkelgrau). Die buchtigen bis zerlappten Korngrenzen der Cpx II-Körner zeigen Ungleichgewicht mit den anderen Phasen an. Probe AA-7a.

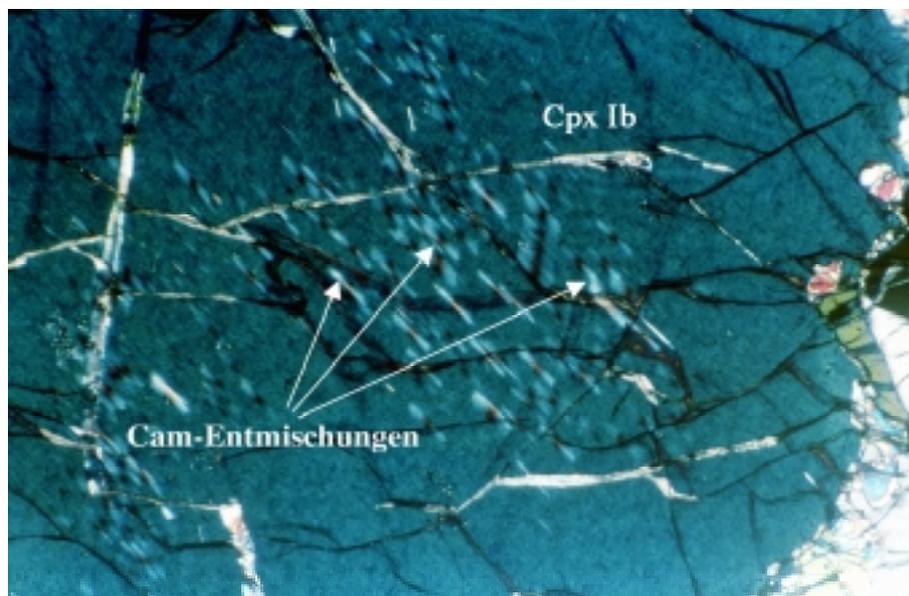


Abb. 13. Lichtmikroskopische Aufnahme bei gekreuzten Polarisatoren eines Cpx Ib-Porphyrklasten mit orientierten Klinoamphibol-Entmischungen (Cam). Bildbreite 0.8 mm. Probe AA-3P1/3.



Abb. 14. Übersichtsaufnahme der Probe AA-3P3. In der Mitte des Bildes verläuft ein Cpx III-reicher Gang von unten nach oben. Die Orientierung des Cpx III-reichen Ganges liegt subparallel zum primären Gefüge (Foliation) des Granat-Peridotites.

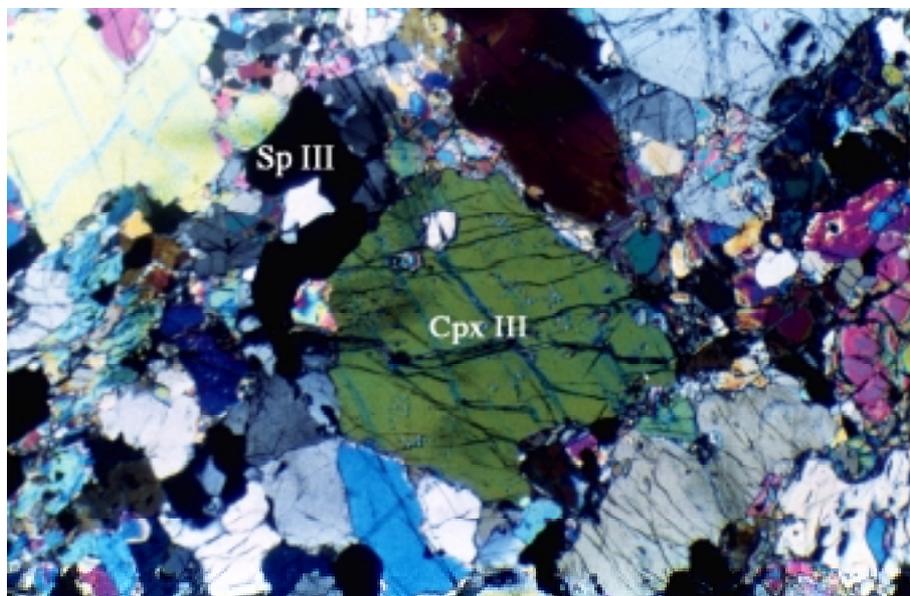


Abb. 15. Lichtmikroskopische Aufnahme bei gekreuzten Polarisatoren. Zu sehen ist der typische Mineralbestand der Cpx III-reichen Gänge hauptsächlich bestehend aus Cpx III und Sp III. Bildbreite 1.7 mm. Probe AA-3P3/1.

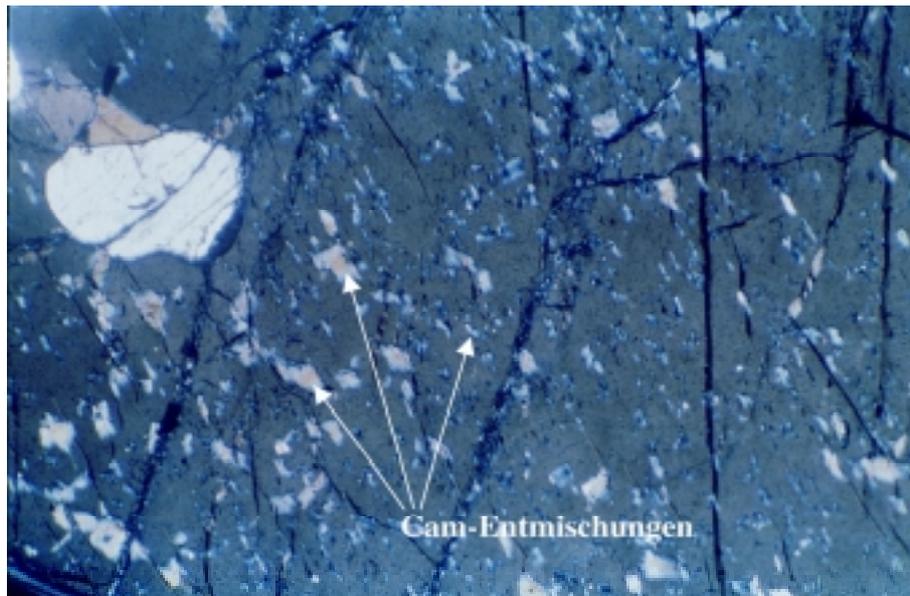


Abb. 16. Lichtmikroskopische Aufnahme bei gekreuzten Polarisatoren. Zu erkennen sind die zahlreichen Klinoamphibol-Entmischungen (Cam) innerhalb der Cpx III-Körner. Probe AA3P4. Bildbreite 0.8 mm.

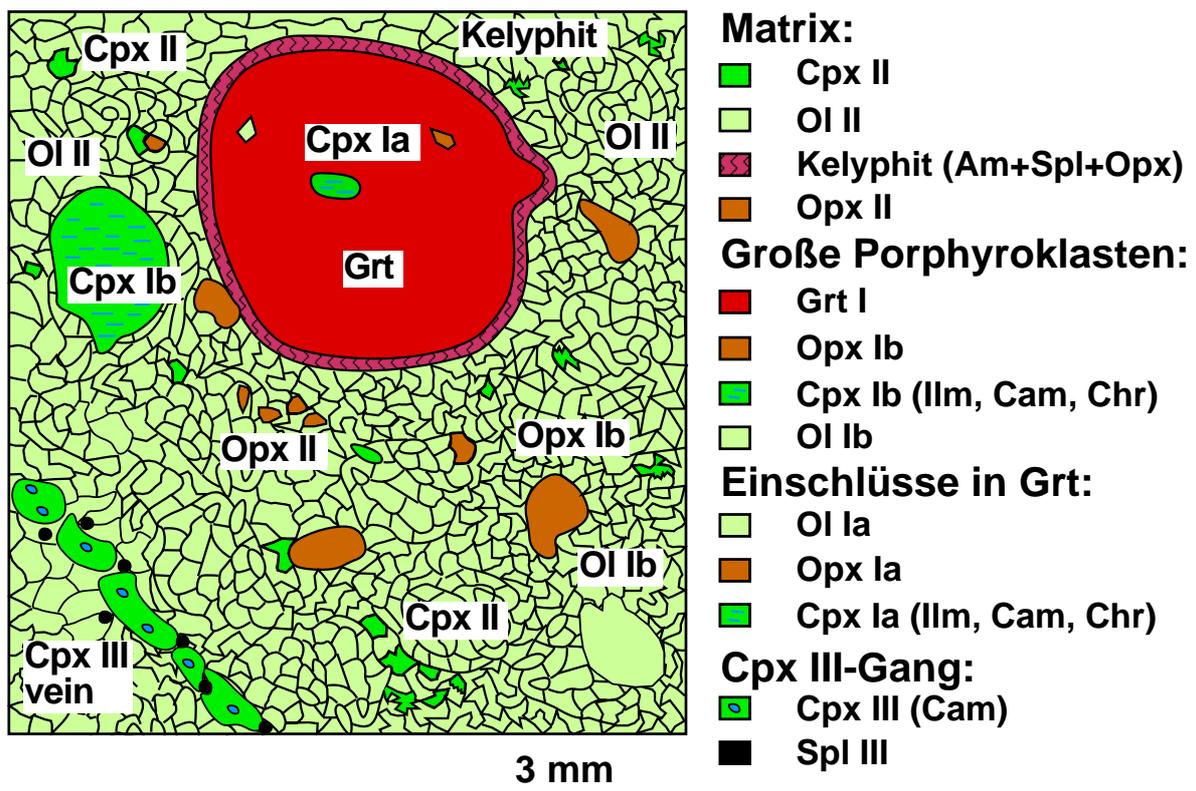


Abb. 17. Schematische Dünnschliffskizze des Alpe Arami-Granat-Peridotites. Porphyroklasten aus Grt I, Cpx Ib, Opx Ib sowie Ol Ib treten in einer feinkörnigen Matrix aus Ol II, Cpx II und Opx II auf. Grt I enthält Einschlüsse von Cpx Ia, Ol Ia und Opx Ia. Cpx Ia und Cpx Ib enthalten Entmischungslamellen von Klinoamphibol (Cam) und Chromit (Chr) sowie feinste Einschlüsse von Ilmenit (Ilm). Links unten im Bild ist ein Cpx III-reicher Gang aus Cpx III und Spinell III angedeutet.

3. Chemische Zusammensetzung der Minerale

Details zur Analytik und Mineralformelberechnung finden sich im Anhang. Eine ausführliche Untersuchung zum chemischen Internbau der einzelnen Mineralkörner ist vor dieser Studie nicht durchgeführt worden. Die vorhandenen Literaturdaten über Mineralanalysen basieren zum Teil nur auf einzelnen Punktanalysen, wobei die Punktabstände in den einzelnen Mineralkörnern viel zu groß gewählt wurden, um auch nur annähernd einen Zonarbau erkennen zu lassen. Zusätzlich wurden die Abbildungen in den Journalen leider so ungeschickt gewählt, daß die Konzentrationsskalen für die Elemente einen weiten Bereich abdeckten und somit eventuell existierende Zonierungen für den Leser nicht ohne weiteres erkannt werden können.

Insgesamt wurden an drei Proben (AA-3P1, AA-7a, AA-R9) aus dem Kernbereich des AA-Granat-Peridotites ausführliche mikrosondenanalytische und ionensondenanalytische Untersuchungen durchgeführt, um erstmals die chemische Zusammensetzung der Minerale genau zu erfassen. In diesem Abschnitt wird allerdings nicht näher auf die chemische Zusammensetzung der Minerale in den Cr-Diopsid-Gängen eingegangen. Dies erfolgt in einem späteren Abschnitt, der die Li-Verteilung im AA-Peridotit behandelt. Repräsentative Mineralanalysen sind in Tabelle 1 aufgeführt. Die chemische Variabilität der einzelnen Mineralphasen ist in Tabelle 2 aufgelistet. Mit der Ausnahme, daß nur Grt I leicht unterschiedliche Zusammensetzungen aufweist, unterscheiden sich alle drei Proben bezüglich ihrer Phasenzusammensetzung nicht. Bei der Beschreibung der chemischen Zusammensetzung der Phasen wird weitestgehend darauf verzichtet, die Konzentrationen sämtlicher Haupt- und Spurenelemente im Text anzugeben. Nur die wichtigsten Charakteristika werden zusammengefaßt. Die Elementkonzentrationen können direkt den Zonierungsdiagrammen und den Tabellen entnommen werden. Diesbezüglich wird der Leser auf die Abbildungen 18 bis 21 und die Tabellen 1 und 2 verwiesen. Die Interpretation der Zonierungsprofile wird in einem gesonderten Abschnitt behandelt.

Granat

Der pyropreiche Grt I besitzt einen Cr_2O_3 -Gehalt im Bereich von 1.36 bis 2.42 Gew.%. Bis auf die Elemente Cr und V besitzen die Körner recht homogene Kernzusammensetzungen (Abb. 18, Tab. 1, 2). Untereinander zeigen die Körner nur eine geringfügige chemische Variabilität auf. Die Variabilität zeigt sich besonders in den Elementen Ca, Cr, V, Ti und Sc. Bemerkenswert ist der nachweisbare Einbau von Na mit einem durchschnittlichen Na_2O -Gehalt von 0.04 Gew.%. Chemische Zonierungen sind mehr auf die Ränder beschränkt. Die Konzentrationen von Fe und Mn nehmen vom Kern zum Rand zu, während die Konzentrationen von Mg, Ca, Ti, Sc und Ni zum Rand hin abnehmen (Abb. 18). Fallendes

Mg# [= 100 * molar MgO/(MgO+FeO_{tot})] vom Kern mit Werten von 79.8 bis 82.4 zum Rand mit Werten von 76.9 bis 80.0 deuten auf einen retrograden Charakter des Zonarbaus hin (Ghent, 1988; Spear, 1993; Brey et al., 1990). Die Zonierungen von Cr und V sind wesentlich komplexer (Abb. 18). So fallen die Gehalte vom Kern zum Rand hin ab, um an den äußersten Rändern abrupt anzusteigen. Diese W-Form des Profiles tritt bei den meisten Grt I-Körnern [Grt I (1), Grt I (2)] auf, jedoch existieren auch andere Grt I-Körner, [Grt I (3)], die durch eine einfache Abnahme von Cr und V gekennzeichnet sind. Unmittelbar in der Nähe von Brüchen entspricht die Zusammensetzung der Grt I-Körner in etwa der Randzusammensetzung.

Orthopyroxen

Zonierungsprofile durch Opx Ib-Porphyroklasten belegen eine konstante Kernzusammensetzung, während sich die Ränder durch Heterogenität auszeichnen (Abb. 19, Tab. 1, 2). Die relative Ausdehnung der Kern- und Randzusammensetzung, gemessen an der Profillänge, hängt sowohl von der Korngröße als auch von Schnitteffekten ab. Die Randbereiche (< 150 µm) zeigen vom homogenen Kern weg zunächst einen Anstieg von Al, Cr, Ti, V und manchmal auch von Ca (Abb. 19) und danach in den äußersten Bereichen der Körner (< 50 µm) wiederum eine abrupte und signifikante Abreicherung in diesen Elementen (Abb. 19). Vom Kern zum Rand nimmt Mg# allmählich von ca. 91.3 auf ca. 90.3 ab; Ni und Co nehmen ebenfalls ab, Sc hingegen verzeichnet einen leichten Anstieg. Die chemische Zusammensetzung entlang von Brüchen in den Mineralkörnern ist den Randzusammensetzungen sehr ähnlich. Des Weiteren sind die generell geringen (< 0.25 Gew.%) CaO-Gehalte leicht variabel (Tab. 2).

Typische Matrix-Opx II-Körner mit einem Durchmesser kleiner als 700 µm zeigen etwas unterschiedliche Zonierungsmuster (Abb. 19). Teilweise sind die Zonierungsmuster identisch mit denen der Opx Ib-Porphyroklasten. Demgegenüber kommen auch Opx II-Körner vor, die in ihrem Zonierungsmuster einfacher erscheinen, so daß nur ein Anstieg in den Gehalten von Al, Fe und Sc und eine Abnahme von Ca, Mg, Cr, Ti, Ni, Co und V vom Kern zum Rand hin zu verzeichnen ist (Abb. 19). Gleichermaßen nimmt auch der Mg#-Wert leicht von 91.5 im Kern auf 90.2 zum Rand ab. Die Gehalte von Elementen mit geringen Diffusivitäten (Al, V, Cr, Ti, Sc) liegen zwischen denen der Kern- und Randbereiche der Opx Ib-Körner (Tab. 1, 2). Die schneller diffundierenden Elemente zeigen sowohl im Opx II als auch im Opx Ib annähernd gleiche Konzentrationen. Die chemische Zusammensetzung der Kerne der Opx Ia-Einschlüsse in Grt I gleicht denen der Opx Ib-Kerne (Tab. 1). So sind die Opx Ia-Einschlüsse nur durch leicht erhöhte Al₂O₃-Gehalte und durch deutlich erhöhte Mg#-Werte von 92.9 im Kern- und 91.6 im Randbereich verglichen mit den Opx Ib-Porphyroklasten charakterisiert (Abb. 20).

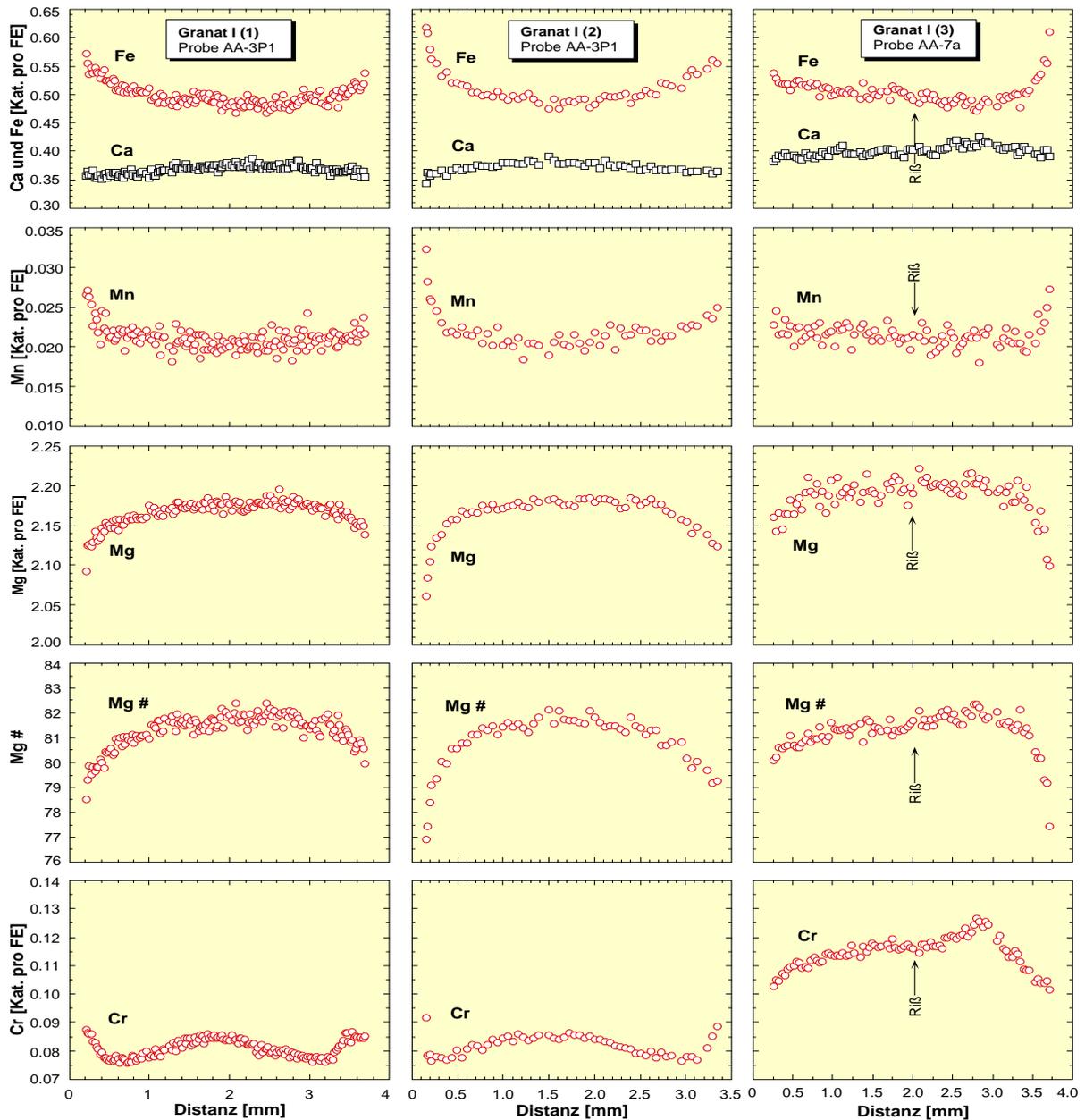


Abb. 18. Elementkonzentrationsprofile von Rand zu Rand über verschiedene Grt I-Körner des Alpe Arami-Granat-Peridotites (Fortsetzung auf der nächsten Seite). Fehlerbalken für die mit dem SIMS gemessenen Elemente V, Sc, Co und Ni entsprechen 1σ . Zu beachten sind die unterschiedlichen Konzentrationen von Cr, Ca, V, Sc und Ti zwischen den unterschiedlichen Granaten.

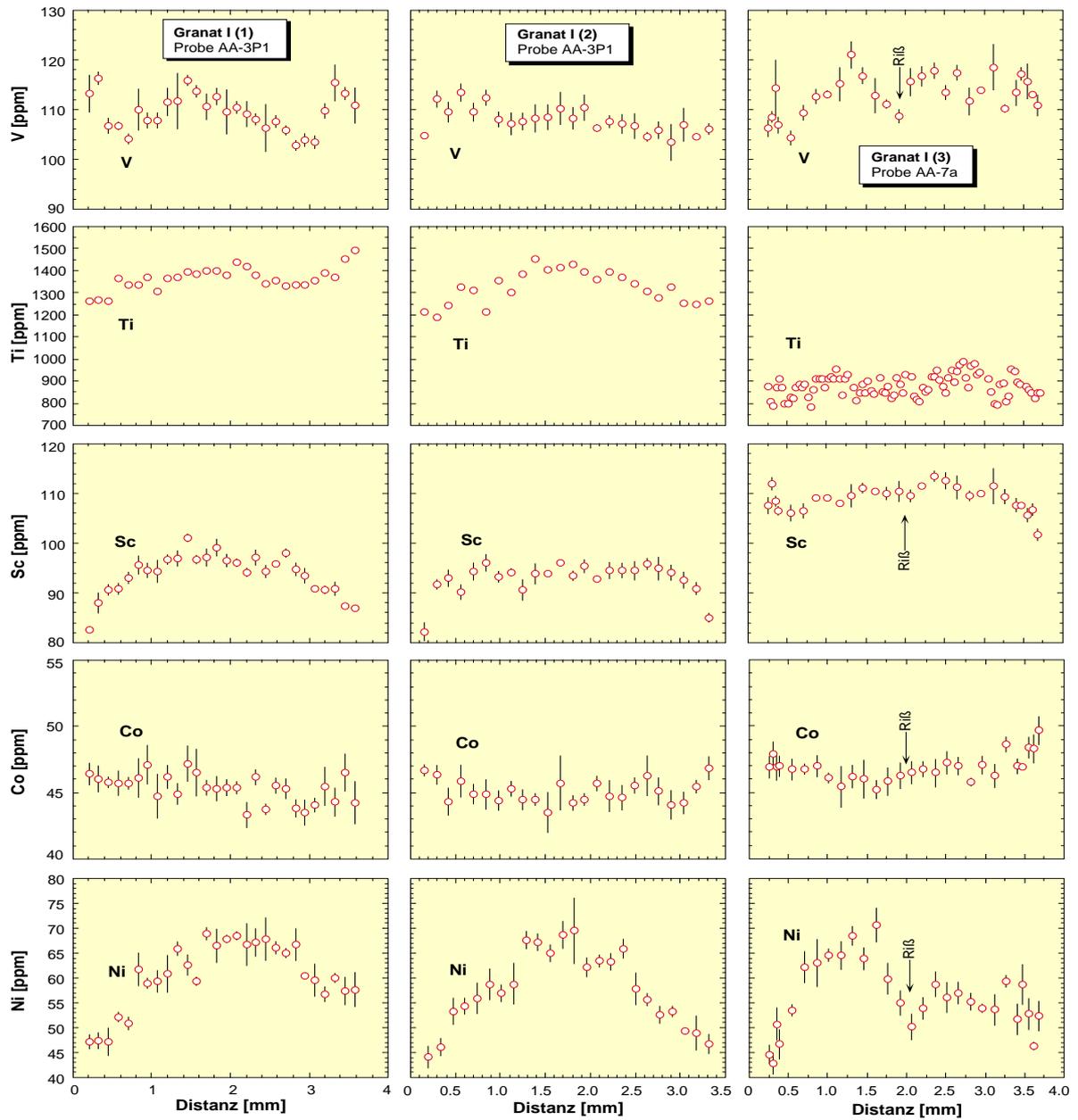


Abb. 18. Fortsetzung.

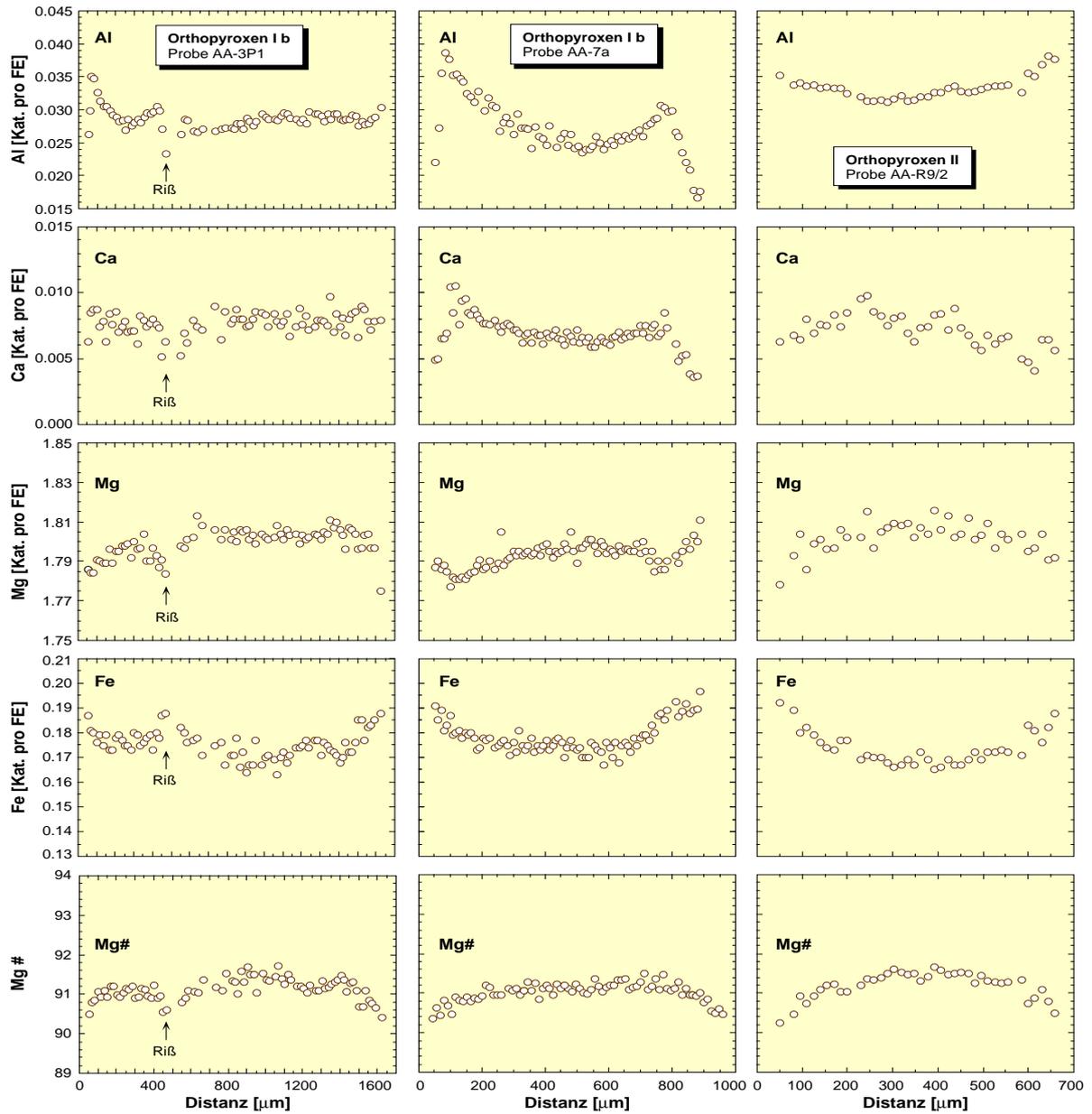


Abb. 19. Repräsentative Elementkonzentrationsprofile von Rand zu Rand durch Opx Ib-Porphyrklasten und Opx II-Körner (Fortsetzung auf der nächsten Seite). Der sichtbare Unterschied zwischen den beiden Opx Ib-Profilen ist durch Schnitteffekte begründet. Für das Opx Ib-Profil in Probe AA-7a wird der Kern nur marginal geschnitten. Für die SIMS-Analysen (V, Sc, Co, Ni) entsprechen die Fehlerbalken 1σ .

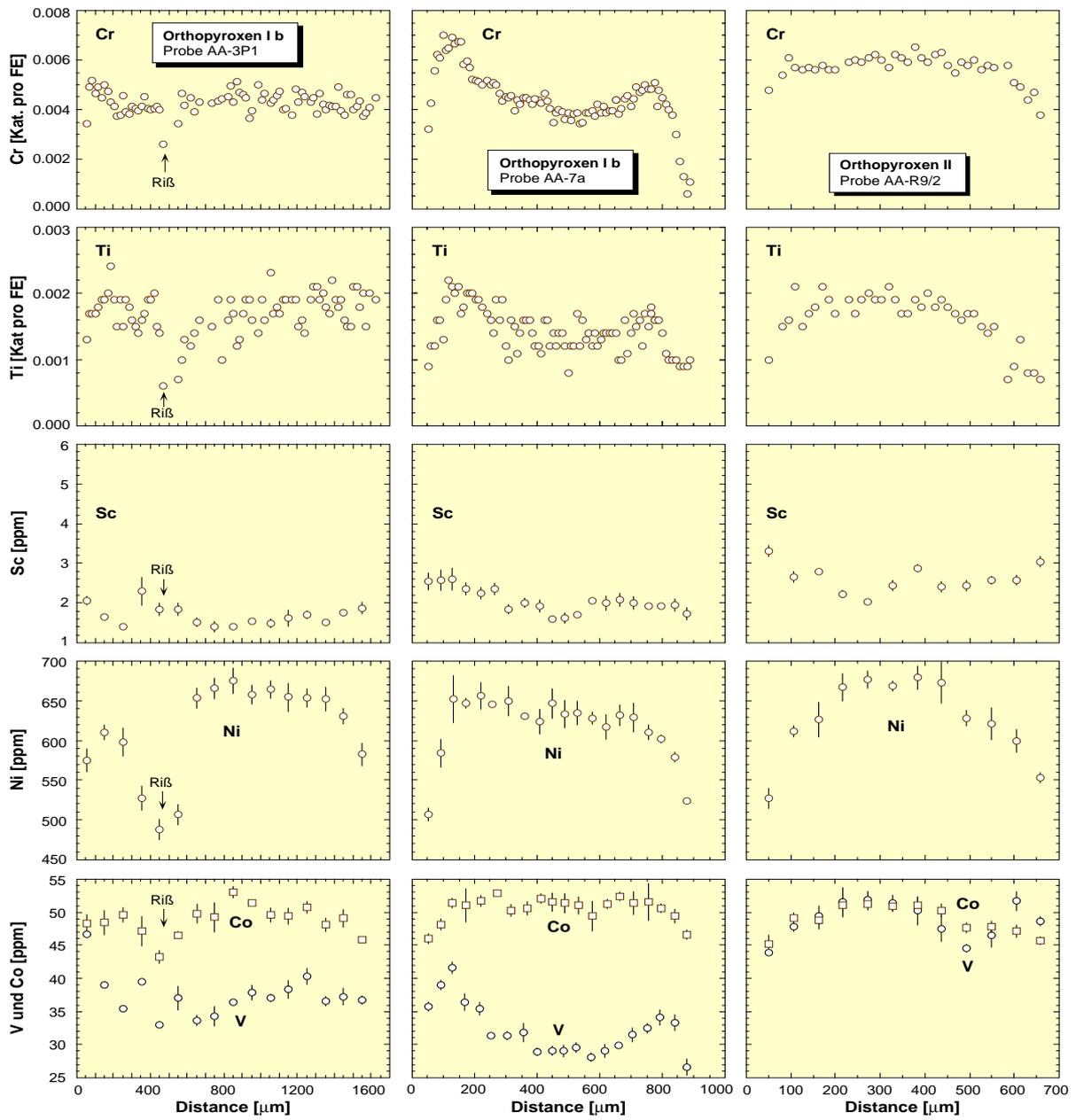


Abb. 19. Fortsetzung.

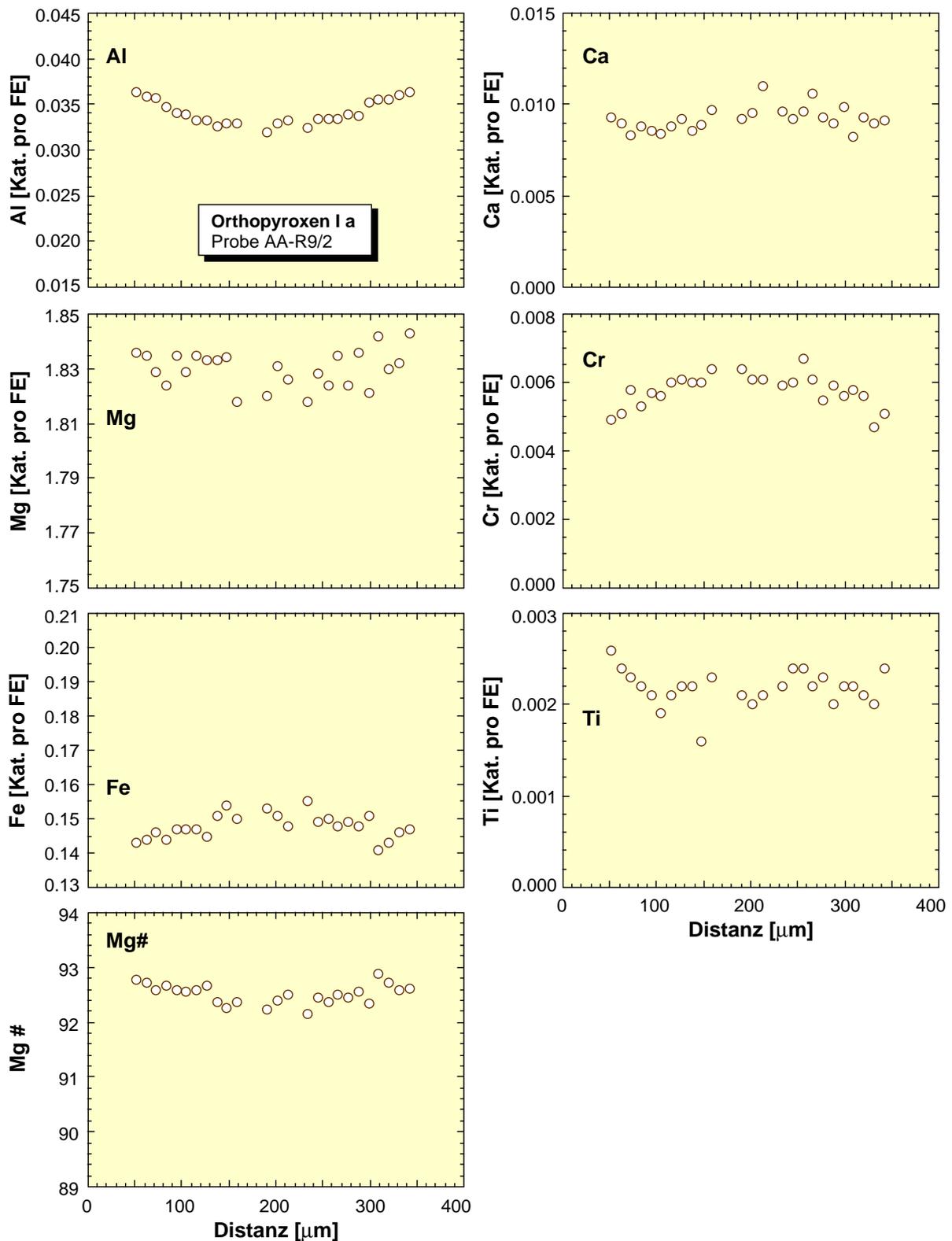


Abb. 20. Repräsentative Elementkonzentrationsprofile durch einen Opx Ia-Einschluß in Grt I. Um zwischen den Opx Ib- und Opx II-Körnern vergleichen zu können, sind die gleichen Konzentrationskalen wie in Abb. 19 gewählt worden. Opx Ia ist durch deutlich höhere Mg#-Werte verglichen mit Opx Ib und Opx II gekennzeichnet.

Klinopyroxen

Bereits die apfelgrüne Farbe aller Klinopyroxen-Generationen läßt auf einen hohen Cr_2O_3 -Gehalt (0.96-1.45 Gew.%) schließen (Tab. 2). Die Cpx Ib-Porphyrroklasten zeigen markante Zonierungen mit einem Anstieg von Sc und einer Abnahme von Al, Ti und Na in Richtung der Mineralränder (Abb. 21). Die CaO-Konzentrationen im Kernbereich (20.4-21.1 Gew.%) sind variabel (Tab. 2). Die Mg#-Werte liegen im Kernbereich zwischen 90.9 und 92.1 und steigen zum Rand hin leicht an auf Werte zwischen 92.4 und 94.0.

Die Zusammensetzungen der Cpx Ia-Einschlüsse in Grt I sind sehr variabel (Abb. 21, Tab. 2) und werden von der Korngröße gesteuert. Große (> 1mm) Cpx Ia-Körner sind in ihrer chemischen Zusammensetzung den Cpx Ib-Porphyrroklasten ähnlich, kleinere Cpx Ia-Körner besitzen signifikant höhere Mg#-Werte zwischen 90.9 und 93.5 und gleichen in ihrer chemischen Zusammensetzung mehr dem Matrix-Cpx II. In den Randbereichen sind die Mg#-Werte ebenfalls leicht erhöht.

Verglichen mit den Cpx Ib-Körnern sind die Cpx II-Körner durch geringe Gehalte an Al, Fe, Na, Ti und V und durch höhere Gehalte an Ca, Mg und Sc charakterisiert (Tab. 1). Zonierungen zeigen sich in einer Abnahme von Al, Na, Ti, Fe und V und in einer Zunahme von Ca, Mg und Sc vom Kern in Richtung der Ränder (Abb. 21).

Olivin

Unabhängig von ihrer textuellen Position und Korngröße sind alle Olivinkörner homogen zusammengesetzt (Tab. 1, 2). Jedoch unterscheiden sich die einzelnen Olivinkörner im wesentlichen in ihren FeO- und MgO-Gehalten. Während Ol Ib-Porphyrroklasten und Ol II-Matrix-Körner die gleichen Gehalte an FeO und MgO mit einem durchschnittlichen Mg#-Wert von 90.3 ± 0.7 (1σ) führen, zeichnen sich die Ol Ia-Einschlüsse in Grt I durch wesentlich höhere MgO-Gehalte aus (Tab. 2). Der daraus resultierende Mg#-Wert liegt zwischen 92.0 und 92.6 und ist deutlich erhöht gegenüber den Mg#-Werten Ol Ib und Ol II. Alle drei unterschiedlichen Olivin-Typen haben ungefähr gleiche Ni-Konzentrationen, die bei 2901 ± 251 ppm (1σ) liegen. Brenker & Brey (1997) haben niedrige Ca-Konzentrationen von 30 bis 40 ppm in den Kernbereichen von großen Ol Ib Körnern festgestellt, während an den Rändern ein deutlicher Anstieg in der Ca-Konzentration auf bis zu 120 ppm zu vermerken ist. Dieser Ca-Anstieg wurde interpretiert als Folge einer späteren Aufheizung und/oder einer Druckentlastung.

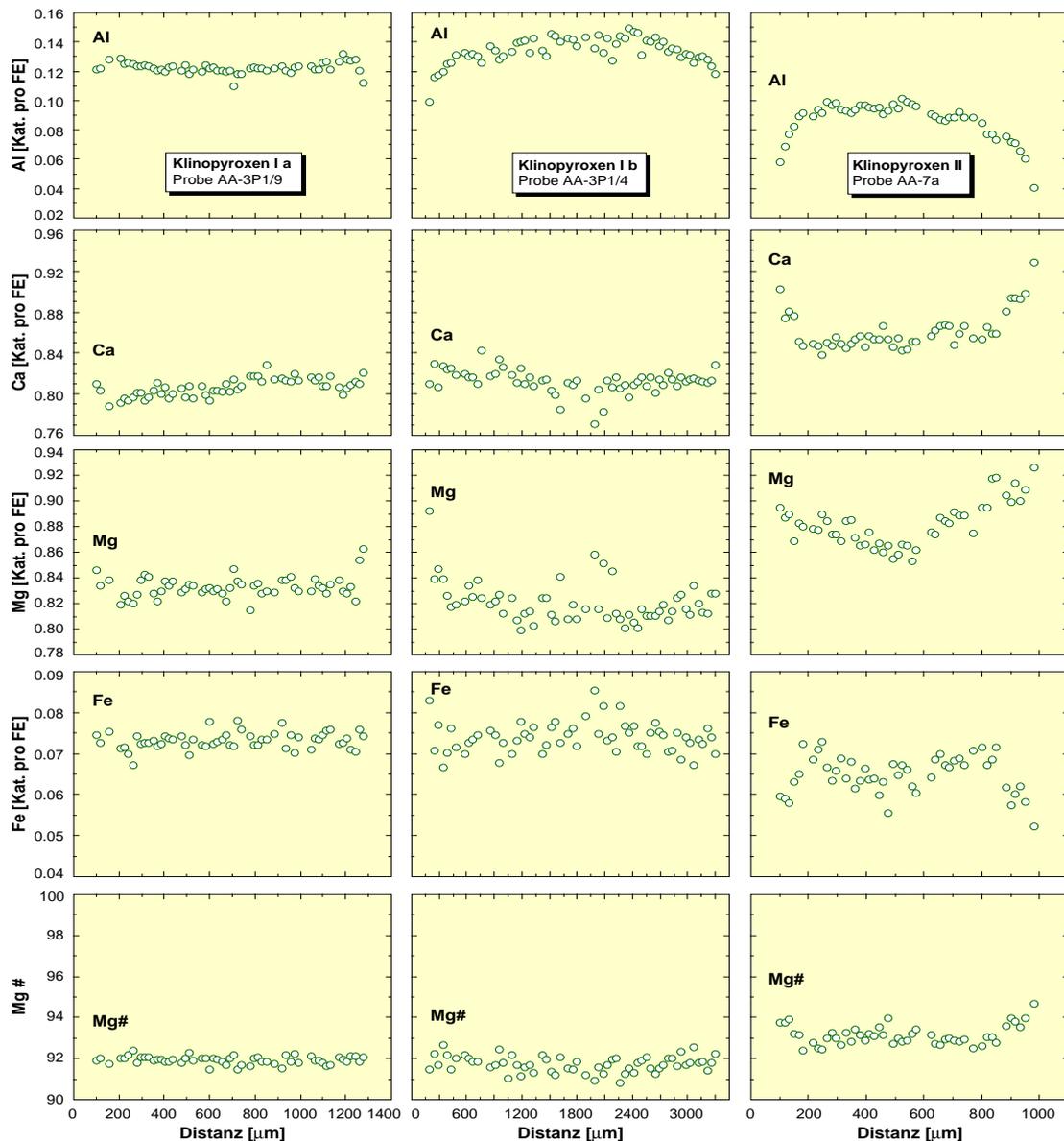
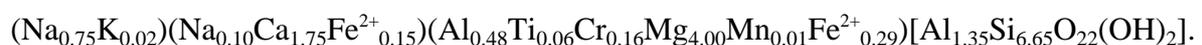


Abb. 21. Elementkonzentrationsprofile entlang von unterschiedlichen Cpx-Körnern (Fortsetzung auf der nächsten Seite). Cpx Ia ist ein großer Einschluss in Grt I und Cpx Ib stellt einen Porphyroklasten dar. Cpx II tritt dagegen als ein kleines Matrix-Korn auf. Für die Elemente V, Sc, Co, Ni entsprechen die Fehlerbalken 1σ . Lokal signifikant höhere Konzentrationen an Ni und Co in den Cpx Ia- und Cpx Ib-Körnern (durch Pfeile markiert) sind durch kleinste Chromit-Entmischungen verursacht (Bozhilov et al., 1999).

Klinoamphibol

Klinoamphibol (Cam), der sowohl in Form von Entmischungslamellen in Cpx Ia und Cpx Ib als auch in Form diskreter Körner an den Rändern von Cpx Ia vorkommt (Abb. 11), zeigt nur eine geringe kompositionelle Variabilität (Tab. 2). Seine durchschnittliche Zusammensetzung entspricht der Formel:



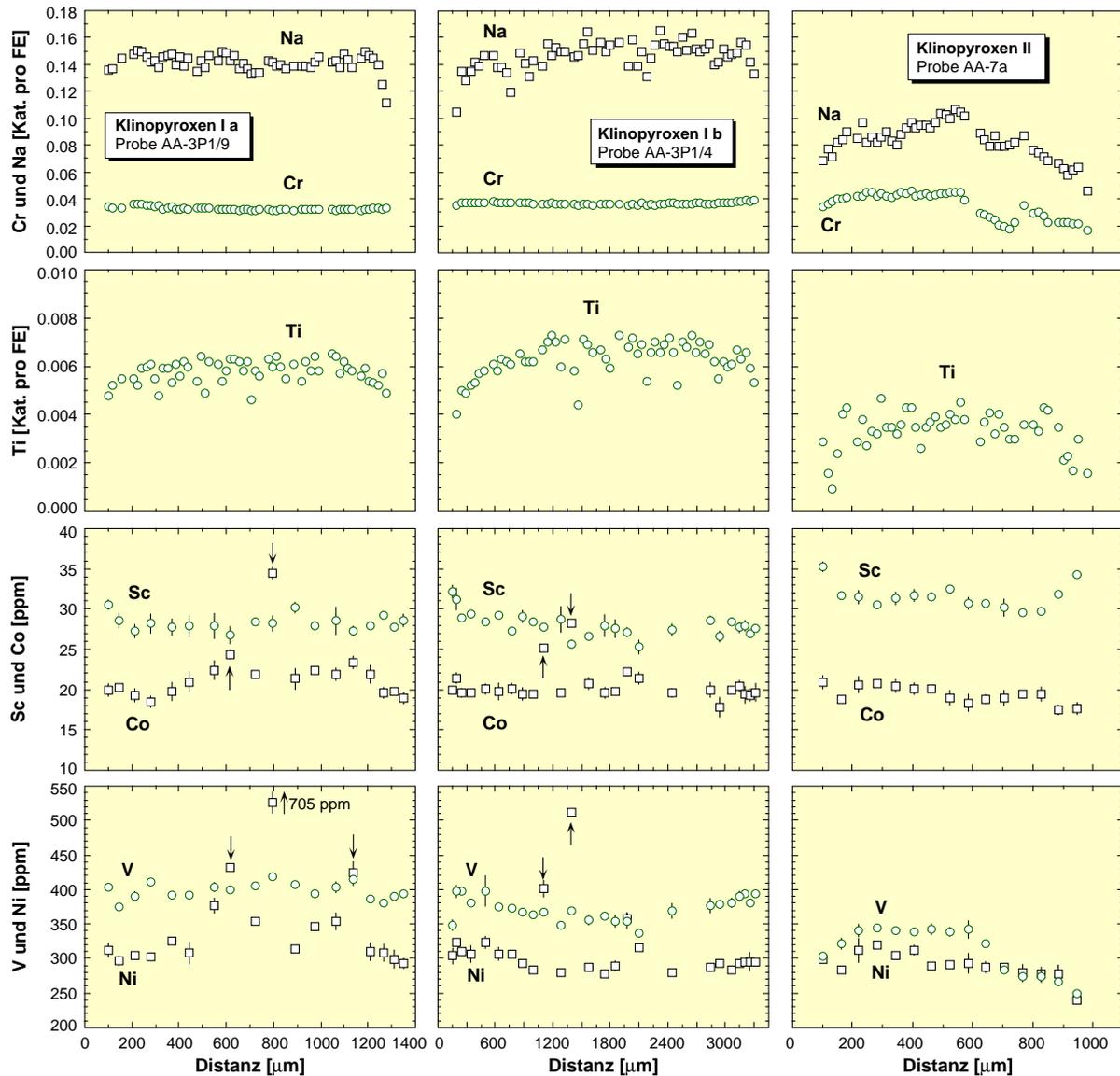
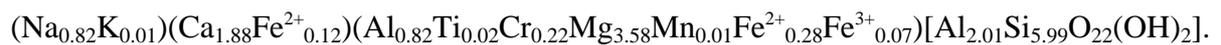


Abb. 21. Fortsetzung

Dies entspricht in etwa der festgestellten Zusammensetzung von Yamaguchi et al. (1978) und läßt sich nach der Nomenklatur von Leake et al. (1997) als Edenit klassifizieren.

Der Klinoamphibol der Kelyphite um Grt I ist etwas Al-reicher und entspricht nach der Klassifikation von Leake et al. (1997) einer pargasitischen Zusammensetzung:



Spinell

Die Spinelle aus den Kelyphiten haben eine durchschnittliche Zusammensetzung von



Tab. 1. Repräsentative Auswahl an Analysen vom Alpe Arami Granat-Peridotit. Haupt- und Nebenelemente [Gew.%] wurden mit einer Elektronenstrahlmikrosonde ermittelt. Spurenelemente [ppm] wurden mit einem Sekundärionenmassenspektrometer gemessen.

Phase	Grt I	Grt I	Cpx Ia	Cpx Ia	Cpx Ib	Cpx Ib	Cpx II	Cpx II	Opx Ia	Opx Ia
Bereich	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand
SiO ₂	42.37	41.94	55.06	54.95	55.01	54.73	54.46	55.05	58.12	57.99
TiO ₂	0.21	0.19	0.21	0.18	0.25	0.16	0.14	0.11	0.09	0.09
Al ₂ O ₃	22.31	22.04	2.79	2.63	3.32	2.33	2.12	1.38	0.82	0.89
Cr ₂ O ₃	1.53	1.52	1.11	1.18	1.25	1.34	1.45	1.19	0.24	0.22
Fe ₂ O ₃	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
FeO	7.96	8.94	2.59	2.36	2.42	2.19	2.07	1.98	5.28	4.97
MnO	0.33	0.43	0.06	0.07	0.07	0.07	0.06	0.05	0.10	0.09
NiO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
MgO	20.58	19.92	15.56	16.00	15.73	15.53	15.88	16.67	35.86	36.38
CaO	4.90	4.67	20.82	21.29	20.41	22.27	22.28	23.38	0.27	0.23
Na ₂ O	0.03	0.04	1.92	1.70	2.17	1.49	1.32	0.98	0.04	0.04
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Total	100.22	99.69	100.12	100.36	100.63	100.11	99.78	100.79	100.82	100.90
Si	3.005	3.004	1.987	1.980	1.974	1.981	1.978	1.982	1.977	1.969
Ti	0.011	0.010	0.006	0.005	0.007	0.004	0.004	0.003	0.002	0.002
Al	1.865	1.861	0.118	0.112	0.140	0.099	0.091	0.058	0.033	0.035
Cr	0.086	0.086	0.032	0.033	0.036	0.038	0.042	0.034	0.006	0.006
Fe ³⁺	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Fe ²⁺	0.472	0.536	0.078	0.071	0.072	0.066	0.063	0.059	0.150	0.141
Mn	0.020	0.026	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003
Ni	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Mg	2.176	2.127	0.837	0.859	0.841	0.838	0.860	0.895	1.818	1.842
Ca	0.372	0.359	0.805	0.822	0.785	0.864	0.867	0.902	0.010	0.008
Na	0.004	0.006	0.134	0.118	0.151	0.105	0.093	0.068	0.002	0.003
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	8.011	8.015	3.999	4.002	4.008	3.997	4.000	4.003	4.001	4.009
Mg #	82.2	79.9	91.5	92.4	92.1	92.7	93.2	93.8	92.4	92.9
Cr #	4.4	4.4	21.3	22.6	20.5	27.7	31.6	38.6	15.4	14.6
Sc	96.6	82.6	20.3	30.5	28.2	28.2	31.5	34.3	n.a.	n.a.
V	110	113	407	404	378	439	342	249	n.a.	n.a.
Co	45.4	46.5	21.4	19.9	20.9	19.6	20.2	17.7	n.a.	n.a.
Ni	67.9	47.2	314	313	305	301	289	240	n.a.	n.a.

Fortsetzung auf der nächsten Seite.

Tab. 1. Fortsetzung.

Phase	Opx Ib	Opx Ib	Opx II	Opx II	Ol Ia	Ol Ib	Ol Ib	Ol II	Ol II	Cam
Bereich	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Kern	Rand	Kern	Rand	
SiO ₂	57.59	57.77	57.64	57.68	40.71	40.63	40.83	40.98	40.78	46.00
TiO ₂	0.09	0.04	0.03	0.06	0.03	0.02	0.01	0.02	0.00	0.53
Al ₂ O ₃	0.59	0.44	0.60	0.49	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	11.02
Cr ₂ O ₃	0.13	0.03	0.16	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	1.68
Fe ₂ O ₃	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
FeO	6.09	6.59	6.56	6.49	7.59	9.40	9.50	9.46	9.79	3.62
MnO	0.15	0.12	0.17	0.12	0.07	0.06	0.09	0.10	0.14	0.07
NiO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.39	0.40	0.39	0.36	0.43	0.00
MgO	35.06	35.18	34.89	34.82	50.90	49.13	49.62	48.97	49.28	19.18
CaO	0.16	0.10	0.16	0.15	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	11.56
Na ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	3.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10
H ₂ O	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	2.10
Total	99.88	100.27	100.21	99.89	99.70	99.67	100.47	99.94	100.42	98.86
Si	1.984	1.985	1.983	1.989	0.995	0.998	0.996	1.004	0.997	6.560
Ti	0.002	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.057
Al	0.024	0.018	0.024	0.020	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	1.851
Cr	0.004	0.001	0.004	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.189
Fe ³⁺	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Fe ²⁺	0.176	0.189	0.189	0.187	0.154	0.193	0.194	0.194	0.200	0.431
Mn	0.004	0.004	0.005	0.004	0.001	0.001	0.002	0.002	0.003	0.009
Ni	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.008	0.008	0.008	0.007	0.009	n.a.
Mg	1.800	1.803	1.789	1.790	1.850	1.800	1.804	1.788	1.795	4.077
Ca	0.006	0.004	0.006	0.005	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	1.767
Na	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.829
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.018
Total	4.001	4.005	4.001	4.000	3.008	3.000	3.004	2.998	3.004	15.788
Mg #	91.1	90.5	90.5	90.5	92.3	90.3	90.3	90.2	90.0	90.4
Cr #	14.3	5.3	14.3	4.8	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	9.3
Sc	1.60	1.73	1.64	3.22	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
V	29.1	25.1	41.7	48.7	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Co	51.6	46.6	48.1	46.8	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ni	647	523	625	538	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.72

Formelberechnung basiert auf 12 Sauerstoffatomen für Grt, 6 Sauerstoffatomen für Cpx und Opx, 4 Sauerstoffatomen für Ol und 23 Sauerstoffatomen und 15 Kationen ohne Na + K für Cam. Mg# = $[100 * \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})]$; Cr# = $[100 * \text{Cr}/(\text{Al} + \text{Cr})]$; n.a. = nicht analysiert; n.b. = nicht berechnet; FeO entspricht FeO_{tot}. Für H₂O in Cam wurde 2 OH per Formeleinheit angenommen. Für Mineralabkürzungen siehe Kapitel „Petrographie“.

Tab. 2. Chemische Variabilität der Phasen im Alpe Arami Granat-Peridotit.

Phase	Parameter	Kern	Rand
Granat I	Cr ₂ O ₃ [Gew.%]	1.36 - 2.42	1.52 - 2.10
	CaO [Gew.%]	4.65 - 5.43	4.67 - 5.12
	TiO ₂ [Gew.%]	0.09 - 0.22	0.09 - 0.20
	Mg#	79.8 - 82.4	76.9 - 80.0
	Sc [ppm]	92 - 133	71 - 112
	Ni [ppm]	60.3 - 70.6	31.7 - 57.7
	Co [ppm]	43.4 - 47.2	32.6 - 49.7
Klinopyroxen Ia	Al ₂ O ₃ [Gew.%]	2.62 - 3.18	2.44 - 3.05
	Cr ₂ O ₃ [Gew.%]	1.11 - 1.44	1.08 - 1.37
	CaO [Gew.%]	20.5 - 21.6	20.5 - 21.7
	TiO ₂ [Gew.%]	0.20 - 0.25	0.17 - 0.28
	Na ₂ O [Gew.%]	1.83 - 2.20	1.79 - 2.13
	Mg#	90.9 - 93.5	92.4 - 94.0
	Sc [ppm]	26.8 - 33.6	28.4 - 34.6
	V [ppm]	347 - 423	360 - 414
	Ni [ppm]	312 - 427	295 - 433
	Co [ppm]	14.0 - 24.9	14.6 - 20.1
Klinopyroxen Ib	Al ₂ O ₃ [Gew.%]	3.08 - 3.37	2.33 - 2.95
	Cr ₂ O ₃ [Gew.%]	1.24 - 1.31	1.24 - 1.50
	CaO [Gew.%]	20.4 - 21.1	20.9 - 22.3
	TiO ₂ [Gew.%]	0.19 - 0.27	0.16 - 0.26
	Na ₂ O [Gew.%]	1.74 - 2.36	1.05 - 2.09
	Mg#	90.9 - 92.1	91.5 - 94.0
	Sc [ppm]	25.6 - 28.7	27.6 - 32.2
	V [ppm]	336 - 403	303 - 439
	Ni [ppm]	283 - 357	260 - 325
	Co [ppm]	18.4 - 22.1	17.8 - 21.4
Klinopyroxen II	Al ₂ O ₃ [Gew.%]	1.65 - 2.31	0.66 - 2.04
	Cr ₂ O ₃ [Gew.%]	0.96 - 1.45	0.20 - 1.32
	CaO [Gew.%]	20.7 - 22.8	21.4 - 24.5
	TiO ₂ [Gew.%]	0.07 - 0.16	0.04 - 0.16
	Na ₂ O [Gew.%]	0.91 - 1.72	0.52 - 1.26
	Mg#	91.6 - 93.4	91.9 - 95.4
	Sc [ppm]	22.6 - 32.6	27.1 - 35.3
	V [ppm]	338 - 452	249 - 431
	Ni [ppm]	282 - 354	240 - 326
Co [ppm]	18.8 - 22.7	17.0 - 21.0	

Fortsetzung auf der nächsten Seite.

Tab. 2. Fortsetzung.

Phase	Parameter	Kern	Rand
Orthopyroxen Ia	Al ₂ O ₃ [Gew. %]	0.81 - 1.11	0.83 - 0.98
	Cr ₂ O ₃ [Gew. %]	0.19 - 0.32	0.19 - 0.23
	CaO [Gew. %]	0.19 - 0.32	0.21 - 0.26
	TiO ₂ [Gew. %]	0.06 - 0.10	0.06 - 0.09
	Mg#	91.9 - 92.6	92.0 - 93.2
	Sc [ppm]	n.a.	n.a.
	V [ppm]	n.a.	n.a.
	Ni [ppm]	n.a.	n.a.
	Co [ppm]	n.a.	n.a.
Orthopyroxen Ib	Al ₂ O ₃ [Gew. %]	0.58 - 0.80	0.44 - 0.95
	Cr ₂ O ₃ [Gew. %]	0.12 - 0.21	0.12 - 0.25
	CaO [Gew. %]	0.13 - 0.24	0.13 - 0.25
	TiO ₂ [Gew. %]	0.04 - 0.09	0.03 - 0.08
	Mg#	90.7 - 91.5	90.5 - 91.7
	Sc [ppm]	1.60 - 2.13	1.73 - 2.55
	V [ppm]	27.3 - 29.1	25.1 - 35.8
	Ni [ppm]	624 - 680	507 - 523
	Co [ppm]	49.5 - 53.0	45.9 - 49.4
Orthopyroxen II	Al ₂ O ₃ [Gew. %]	0.56 - 0.81	0.49 - 0.92
	Cr ₂ O ₃ [Gew. %]	0.10 - 0.23	0.05 - 0.26
	CaO [Gew. %]	0.12 - 0.25	0.12 - 0.26
	TiO ₂ [Gew. %]	0.02 - 0.09	0.03 - 0.11
	Mg#	90.2 - 91.5	89.9 - 91.5
	Sc [ppm]	1.64 - 2.20	2.01 - 5.00
	V [ppm]	41.7 - 50.3	45.8 - 51.7
	Ni [ppm]	606 - 680	479 - 615
	Co [ppm]	47.3 - 51.3	44.7 - 48.9
Olivin Ia	Mg#	92.0 - 92.6	n.a.
	NiO [Gew. %]	n.a.	n.a.
Olivin Ib	Mg#	89.6 - 90.8	90.0 - 90.7
	NiO [Gew. %]	0.33 - 0.43	0.35 - 0.44
Olivin II	Mg#	90.1 - 90.7	90.0 - 90.7
	NiO [Gew. %]	0.36 - 0.44	0.35 - 0.44
Klinoamphibol	TiO ₂ [Gew. %]	0.53 - 0.76	n.a.
	Al ₂ O ₃ [Gew. %]	10.52 - 11.22	n.a.
	Na ₂ O [Gew. %]	2.44 - 3.46	n.a.
	Mg#	89.5 - 91.3	n.a.

Mg# = 100 * Mg/(Mg+Fe_{tot}); n.a. = nicht analysiert.

4. Metamorphe Entwicklung und Geothermobarometrie

4.1. Allgemeines über Mineralzonierungen und deren Prozesse

Gute Einführungen über chemische Zonierungen werden von Vernon (1983) und Spear (1993) gegeben. Im Gleichgewicht ist die chemische Zusammensetzung eines Kristalls eine Funktion von P, T und der Gesamtgesteinszusammensetzung (X). Die chemische Zonierung spiegelt Ungleichgewicht wider und wird definiert als die räumliche Variation der Elementzusammensetzung innerhalb eines Kristalls. Sie ist eine Funktion der Änderung in P, T und der effektiven Gesamtgesteinszusammensetzung (X_{eff}), sowie der Diffusion und der Wachstumsgeschwindigkeit. Dabei wird das Ausmaß der chemischen Inhomogenität innerhalb einer Phase durch den Umfang der P-, T- und X_{eff} -Abhängigkeit der Verteilungskoeffizienten der jeweiligen Elemente, die Änderungsrate in diesen Parametern und durch die dazugehörigen Diffusionsraten kontrolliert.

Es werden im wesentlichen zwei Arten von chemischen Zonierungen unterschieden (Spear, 1993). Eine Wachstumszonierung entsteht genau dann, wenn eine neue atomare Einheit dem wachsenden Kristall zugefügt wird. Dabei werden die unterschiedlichen chemischen Zusammensetzungen dieser einzelnen atomaren Einheiten von den sich ändernden Bedingungen außerhalb des Kristalls, nämlich durch eine Änderung in P, T und X_{eff} , gesteuert. Eine reine Wachstumszonierung impliziert daher, daß sich die einzelnen atomaren Einheiten nach dem Kristallwachstum nicht mehr in ihrer Elementzusammensetzung ändern. Dagegen bedeutet die Diffusionszonierung eine Modifikation innerhalb eines schon vorher bestehenden Kristalls durch den Prozeß der Volumendiffusion. Die treibenden Kräfte der Diffusionszonierung werden im wesentlichen ähnlich wie bei Wachstumszonierungen auch von äußeren Bedingungen kontrolliert. Aber im Gegensatz zur Wachstumszonierung fordert die reine Diffusionszonierung nicht die Neubildung oder die Auflösung eines Kristalls. Eine Diffusionszonierung kann bereits während des Kristallwachstums und/oder danach entstehen. Es kann mit Sicherheit gesagt werden, daß die beiden unterschiedlichen Zonierungstypen Extrema darstellen und viele beobachtete Mineralzonierungen ein Resultat beider Prozesse (Wachstum und Diffusion) sind.

Neben Änderungen in P, T und X_{eff} ist der Transportmechanismus von Elementen, die zum Aufbau des Minerals benötigt werden, ein wichtiger Faktor, der die chemische Zonierung in Mineralen beeinflusst. Der Stofftransport wird u. a. über den Prozeß der chemischen Diffusion gesteuert. Unter einer chemischen Diffusion wird hierbei die Migration von Atomen oder

atomaren Einheiten aus einem Bereich mit einem hohen in einen Bereich mit niedrigerem chemischen Potential als ein Resultat ihrer generellen thermischen Bewegung verstanden (Allaby & Allaby, 1990). Damit werden bei der chemischen Diffusion Diffusionsrichtung und Diffusionsrate vom chemischen Potential der Komponenten kontrolliert. Die Existenz eines Gradienten im chemischen Potential kann nicht nur allein durch Konzentrationsunterschiede, sondern auch durch ein Temperaturgefälle begründet sein. Eine chemische Diffusion, die nur durch einen Temperaturgradienten bedingt ist, wird als Soret-Diffusion bezeichnet und ist eher die Ausnahme als die Regel.

Unterschieden wird bei der chemischen Diffusion zwischen einer Tracer-Diffusion und einer Multikomponenten-Diffusion. Die Tracer-Diffusion zeichnet sich dadurch aus, daß die chemischen Potentiale von nur einer Komponente unterschiedlich sind, die chemischen Potentiale aller anderen Komponenten sind hingegen identisch. Demgegenüber besitzen bei der Multikomponenten-Diffusion die chemischen Potentiale mehrerer Komponenten Gradienten, so daß die Diffusion der Komponenten voneinander abhängig ist. Es gilt generell, daß die Diffusion über Phasengrenzen wesentlich schneller abläuft als die Volumendiffusion innerhalb einer Phase, weil Defekte innerhalb einer Kristallstruktur, wichtig für die Sprungweite von Atomen bei der Diffusion, entlang von Korngrenzen viel häufiger auftreten als innerhalb der Körner.

Da in metamorphen Gesteinen fast immer chemisch heterogene Mineralkörner vorliegen, ist die Untersuchung von Mineralzonierungen schon seit langem ein Gebiet besonderen Interesses. Durch die vorher genannten Abhängigkeiten der chemischen Zonierung eines Kristalls wird ein zoniertes Mineralkorn in einem Gestein prinzipiell als chemischer Informationsspeicher angesehen, der es erst ermöglicht, die physikalisch-chemische Entwicklung dieses Gesteins zu entziffern. Des Weiteren ist anhand von Zonierungen ein besseres Verständnis der chemischen Reaktionen möglich, die im Gestein abgelaufen sind. Mit Hilfe dieser Kenntnisse läßt sich die metamorphe Entwicklung besser rekonstruieren (Spear, 1993).

Seit der routinemässigen Inbetriebnahme von Elektronenstrahlmikrosonden in den Geowissenschaften seit den sechzigern Jahren wurde eine schnelle und präzise Mikroanalytik ermöglicht, mittels derer die chemische Zusammensetzung in einem Bereich von etwa 2 µm aufgelöst und somit auch chemische Zonierungen auf kleinstem Raum aufgezeigt werden konnten. Seit dieser Zeit sind in etlichen Publikationen zonierte Minerale beschrieben und diskutiert worden, die wesentlich zum Verständnis der Genese von Gesteinen beigetragen haben (z.B. Hollister, 1970; Frost, 1976; Tracy, 1982; van Roermund, 1985; Becker, 1997; Werling & Altherr, 1997; Kalt et al., 1999).

4.2. Interpretation der Zonierungsprofile

Die Zonierungsmuster der Mineralkörner des AA-Granat-Peridotites zeigen in einigen Elementen einen sprunghaften Wechsel in ihrem Verhalten und belegen somit eine komplexe Entwicklung dieses Gesteinskörpers, die von den vorherigen Bearbeitern (z.B. Evans & Trommsdorff, 1978; Brenker & Brey, 1997; Nimis et al., 1999; Nimis & Trommsdorff, 2001) nicht vollständig erkannt wurde.

Granat

Anhand der relativen Länge von Zonierungsprofilen verschiedener Elemente zueinander, wurde von Griffin et al. (1996) postuliert, daß die Diffusionskoeffizienten in einem Temperaturintervall von 1200 bis 1400 °C in nachstehender Reihenfolge abnehmen:

$$\text{Ni} \geq \text{Mg, Fe, Mn} > \text{Ti} > \text{Ca} > \text{Cr, V}$$

Sowohl Brenker & Brey (1997) als auch Griffin et al. (1999) haben erkannt, daß der Cr-Gehalt in peridotitischen Granaten ein primärer Indikator für das Cr/Al Verhältnis der effektiven Gesamtzusammensetzung ist. Unter Berücksichtigung der relativen Immobilität von Cr in Granat (Smith & Boyd, 1987, 1992; Griffin et al., 1996) liegt es nahe anzunehmen, daß die unterschiedlichen Cr-Gehalte in den AA-Granaten die Variabilität in der effektiven Gesamtgesteinszusammensetzung während des Granatwachstums widerspiegeln. Die höheren Cr-Gehalte im Grt I der Probe AA-7a im Vergleich zum Grt I in Probe AA-3P1 (Abb. 18) deuten auf einen etwas verarmteren Charakter dieser Probe hin. Dieser etwas verarmtere Charakter wird zusätzlich belegt durch niedrigere Gehalte an Ti und höhere Gehalte an Sc in Grt I der Probe AA-7a (Abb. 18). Allerdings gibt es zu bislang noch keine überzeugende Erklärung für das W-förmige Cr-Zonierungsmuster der Grt I-Körner in der fertileren Probe AA-3P1. Bemerkenswert ist aber, daß V ein sehr ähnliches Zonierungsmuster zeigt (Abb. 18).

Alle untersuchten Zonierungen entlang von Grt I-Körnern zeigen eine nach außen gerichtete Diffusion von Mg und eine nach innen gerichtete Diffusion von Fe (Abb. 18). Diese Art der Zonierung ist schon von vielen Granat-Peridotiten beschrieben worden (Medaris, 1984; Medaris & Wang, 1986; Carswell, 1986; Becker, 1997) und wird interpretiert als ursprüngliche Äquilibration des Gesteinskörpers verbunden mit der Ausbildung homogener Phasen unter erhöhten Temperaturen gefolgt von einer Abkühlung im Zuge der Exhumierung (Medaris & Wang, 1986). Diese Interpretation wird weiterhin gestützt durch die abkühlungsbedingte Abnahme der Ni-Konzentration in Richtung der Grt I-Ränder (Abb. 18). Während die Variabilität der Ni-Gehalte in Peridotit-Olivinen mit Werten von 2900 ± 360 ppm (Ryan et al.,

1996) relativ begrenzt ist und der Ni-Gehalt in Olivin auch weitestgehend unabhängig von T ist, sind die Ni-Gehalte in koexistierendem Granat stark von T kontrolliert. Die Ni-Konzentration von Granat im Gleichgewicht mit Olivin variiert mit der Temperatur von ca. 10 ppm bei 600 °C bis zu ca. 120 ppm bei 1400 °C (Griffin et al., 1989a, 1996; Griffin & Ryan, 1996; Canil, 1994, 1999; Ryan et al., 1996). Die etwas kürzeren Plateau-Längen im Zentrum der Ni-Profile verglichen mit den Mg-, Fe-, und Mn-Profilen in den AA-Granaten deuten (Abb. 18), wie von Griffin et al. (1996) bereits angenommen, daraufhin, daß bei erhöhten Temperaturen (> 900 °C) die Diffusivität von Ni zumindest gleich oder sogar ein klein wenig höher ist als die von Mg, Fe und Mn.

Festzuhalten bleibt, daß die Variationsbreite der Cr-, V-, Ti-, und Sc-Gehalte unter den Grt I-Körnern in den unterschiedlichen effektiven Gesamtgesteinszusammensetzungen während des Granatwachstums begründet ist. Die Mg-, Fe-, Mn-, Ca- und Ni-Gehalte haben sich hingegen bei hohem P und T äquilibriert und dabei chemische Plateaus ausgebildet. Einsetzende Abkühlung zeigt sich in einer nach innen gerichteten Diffusion von Fe und Mn und in einer nach außen gerichteten Diffusion von Mg, Ni und Ca. Aufgrund seiner niedrigen Diffusivität hat sich Ca bei der retrograden Überprägung äußerst träge verhalten, konnte sich aber bezüglich P, T und Cr-Gehalt im Granat einstellen.

Olivin

Die interne chemische Homogenität und die sich gleichenden Zusammensetzungen der Ol Ib- und Ol II-Körner (Tab. 1, 2) können durch eine sehr schnelle Fe-Mg-Diffusion im Olivin erklärt werden, die im Vergleich zur Fe-Mg-Diffusion im Pyroxen und Granat um mehr als zwei Größenordnungen höher ist (Ganguly & Tazzoli, 1994; Brenker & Brey, 1997; Dimanov & Sautter, 2000). Trotz der schnellen Reäquilibrierung der Ol Ib-Porphyroklasten und der Ol II-Matrix-Körner hinsichtlich ihres Fe-Mg-Verhältnisses können diese mit den Grt I-Kernen zur Berechnung der metamorphen Peakbedingungen herangezogen werden. Da Olivin im betrachteten System mengenmässig bei weitem den größten Anteil stellt, wird dessen Fe-Mg-Verhältnis vorwiegend von der Gesamtgesteinszusammensetzung und nur unbedeutend von P und T gesteuert. Die schnelle Fe-Mg-Diffusion in Olivin wird deutlich durch die oben schon erwähnte Homogenität innerhalb und zwischen den Ol Ib- und Ol II-Körnern. Zusätzlich zeigen die höheren Mg#-Werte in Ol Ia-Einschlüssen (Tab. 1) in Grt I verglichen mit den Mg#-Werten in Ol Ib und Ol II, daß die Mg#-Werte im Olivin abhängig sind von den verfügbaren Volumina des betreffenden Austauschpartners. So konnten die Ol Ia-Einschlüsse mit dem Grt I noch weiterhin während der retrograden Überprägung Fe und Mg austauschen.

Pyroxene

Da die Opx Ib- und Cpx Ib-Körner isoliert vorkommen, ist es notwendig zu überprüfen, ob sich zwischen den Pyroxenen eine Gleichgewichtsverteilung einstellen konnte. Hierzu ist von Vorteil, daß zwischen Enstatit und Diopsid eine stark temperaturabhängige Mischungslücke existiert, die nur bei sehr hohen Temperaturen geschlossen wird. In einem einfachen Kalzium-Magnesium-Silizium-System (CMS) wird die Form und Lage des 2-Pyroxen-Solvus durch zwei gekoppelte Austauschreaktionen kontrolliert ($\text{En in Opx} = \text{En in Cpx}$; $\text{Di in Opx} = \text{Di in Cpx}$). Dabei bildet die Löslichkeit von En in Di und von Di in En die Grundlage für die verschiedenen Kalibrierungen des 2-Pyroxen-Thermometers. Experimentelle Untersuchungen, die bei unterschiedlichen P-T-Bedingungen im Iherzolitischen System durchgeführt wurden, haben gezeigt, daß bei konstantem Druck die Verteilung von Ca zwischen Opx und Cpx stark temperaturabhängig ist, so daß bei fallender Temperatur der Ca-Gehalt im Opx ab- und der Ca-Gehalt im Cpx zunimmt. Abbildung 22 zeigt ein Diagramm, das es ermöglicht anhand der Ca-Verteilung zwischen Cpx und Opx zwischen äquilibrierten und nicht äquilibrierten Opx-Cpx-Paaren zu unterscheiden (Brey, 1990). Dieses Ca-Ca-Diagramm (Abb. 22) verdeutlicht das Ungleichgewicht sowohl von Opx-Cpx Ib- als auch von Opx-Cpx-II-Paaren hinsichtlich ihres Ca-Gehaltes. Insbesondere die Ca-Gehalte in den Kernen von Opx Ib sind viel zu niedrig, um im Gleichgewicht mit dem entsprechendem Cpx Ib stehen zu können. Eine nachträgliche Änderung im Chemismus von Cpx Ia und Cpx Ib infolge der Entmischung von zahlreichen Klinoamphibol-Lamellen erscheint ziemlich unwahrscheinlich. Detaillierte mikrosondenanalytische Profile quer zu diesen Klinoamphibol-Lamellen haben klar gezeigt, daß die Zunahme von Ca und Si und die Abnahme von Al im Wirts-Cpx nur auf eine Entfernung von $< 10 \mu\text{m}$, gemessen von den entmischten Klinoamphibol-Lamellen, beschränkt ist (Yamaguchi et al., 1978). Abgesehen von der Abnahme im Ca-Gehalt in den äußersten Rändern der Opx Ib-Porphyrklasten geben die Ca-Zonierungsprofile keinen Hinweis auf eine nach außen gerichtete Diffusion von Ca. Vielmehr werden die Ca-Gehalte sowohl im Opx Ib-Porphyrklast als auch im Cpx Ib-Porphyrklast durch unterschiedliche effektive Gesamtgesteinszusammensetzungen kontrolliert und gerade nicht durch den von P und T abhängigen Enstatit-Diopsid-Solvus. Trotzdem können andere Elemente im Kernbereich der beiden Pyroxen-Typen Äquilibrierungsbedingungen widerspiegeln. Im Pyroxen diffundiert Fe und Mg wesentlich schneller als Ca und Al (Brady & McCallister, 1983; Sautter & Harte, 1990; Smith & Barron, 1991; Ganguly & Tazzoli, 1994; Brenker & Brey, 1997). Da die Mg-, Fe-, Ni-, und Co-Verteilung zwischen Opx und Cpx durch überall vorhandenen Olivin gepuffert wurde, konnte eine Gleichgewichtseinstellung erreicht werden, die auch durch die hohe Diffusivität in diesen Elementen begünstigt wurde. Das Gleichgewicht zwischen Cpx Ib, Opx Ib und Grt I äußert sich auch in den nahezu homogenen Al-Gehalten in den Kernbereichen der Pyroxen Ib-Porphyrklasten und der Pyroxen Ia-Einschlüsse (Abb. 19-21).

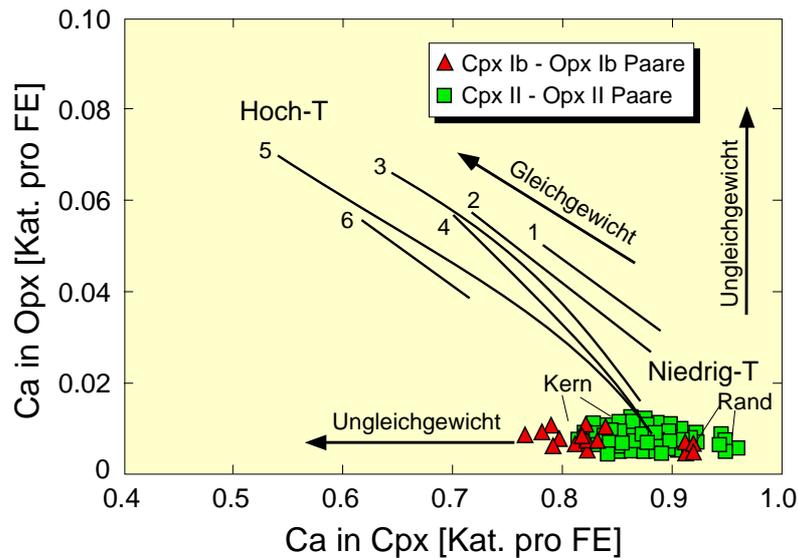


Abb. 22. Ca-in-Opx gegen Ca-in-Cpx-Diagramm. Die schwarzen Linien mit den Nummern von 1 bis 6 (Druck in GPa) markieren Trends bezüglich der Ca-Verteilung zwischen Opx und Cpx basierend auf Experimenten im Iherzolitischen System bei Temperaturen von 900 bis 1400 °C und Drucken von 1 bis 6 GPa (Brey et al., 1990). Sowohl die Opx Ib-Opx Ib- als auch die Opx II-Cpx II-Paare repräsentieren in ihrer Ca-Verteilung ein Ungleichgewicht.

Experimentelle Untersuchungen in den FMAS- ($\text{FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$), CFMAS- ($\text{CaO-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$) und in natürlichen Systemen mit Iherzolitischer Zusammensetzung haben ergeben, daß der Al-Gehalt im Opx im Gleichgewicht mit Grt sehr stark von P und T abhängt (Wood & Banno, 1973; MacGregor, 1974; Harley, 1984a; Brey & Köhler, 1990; Brey et al., 1990; Smith & Barron, 1991; Berchova, 1996). Hierbei nimmt der Al-Gehalt bei Temperaturzunahme und Druckabnahme im Opx zu. Aufgrund dieser Tatsache zeigt sich als wahrscheinlichste Erklärung für die in den Opx Ib-Körnern beobachtete anfängliche Zunahme gefolgt von einer signifikanten Abnahme des Al-Gehaltes, die in den Randbereichen der Opx Ib-Porphyrklasten beobachtet werden kann, daß eine nahezu isothermale Dekompression mit einer erst danach einsetzenden schnellen Abkühlung gegeben ist. Ganz anders dagegen verhält sich das Al-Zonierungsmuster der Cpx Ib-Porphyrklasten. Die Abnahme im Al-Gehalt vom Kern zum Rand reflektiert nur eine Temperaturabnahme. Das unterschiedliche Al-Zonierungsmuster in den Pyroxen-Porphyrklasten ist daher ein Hinweis darauf, daß die Al-Gehalte in den jeweiligen Pyroxenen von unterschiedlichen Subsystemen kontrolliert wurden. Somit ist eindeutig belegt, daß Opx Ib- und Cpx Ib-Porphyrklasten bezüglich ihrer Ca und auch Al-Verteilung im Ungleichgewicht stehen.

4.3. Berechnung der maximalen P-T-Bedingungen

Eine der grundlegenden Annahmen für geothermobarometrische Berechnungen ist, daß sich ein Elementverteilungsgleichgewicht einstellen konnte, welches zudem metastabil konserviert wurde. Unweigerlich ergibt sich damit das Problem, ein solches eingefrorenes Gleichgewicht gesichert nachvollziehen zu können. Daher ist es unbedingt notwendig, die Annahme eines Gleichgewichts zwischen den Mineralphasen zu überprüfen, um festzustellen, ob die Gleichgewichtsannahme unterstützt wird oder gegebenenfalls zu verwerfen ist. Eine geeignete Methode für Lherzolithe liefern die in sich konsistenten Geothermo- und Geobarometer-Kombinationen von Brey & Köhler (1990). Die darin enthaltenen unterschiedlichen Geothermobarometer basieren auf unterschiedlichen Austauschmechanismen zwischen den vier dominierenden Mineralphasen Grt, Opx, Cpx und Ol. Für den Fall, daß ein eingefrorener Gleichgewichtszustand zwischen diesen vier Mineralphasen vorliegt, müßten alle Geothermobarometerkombinationen innerhalb ihrer Fehlergrenzen übereinstimmen. Nur in diesem Fall kann mit Sicherheit angenommen werden, daß die erhaltenen P-T-Ergebnisse tatsächlich aussagekräftig sind.

Zu berücksichtigen ist, daß natürliche Proben in der Regel sehr komplexe petrologische Entwicklungen durchlebt haben. Trotzdem kann basierend auf detaillierten mikrosonden- und ionensondenanalytischen Untersuchungen und unter Berücksichtigung von unterschiedlichen Diffusivitäten die Grundlage geschaffen werden, die metamorphe Geschichte, in diesem Fall die des AA-Peridotitkörpers, genauer zu charakterisieren. Eine besondere Bedeutung besitzen hierbei die Spurenelemente. Wie bereits zuvor erwähnt wurde, stellt die Ca-Verteilung zwischen Opx und Cpx ein Ungleichgewicht dar. Damit kann ein Gleichgewicht zwischen diesen Mineralphasen nicht mehr ohne weiteres vorausgesetzt werden. Jedoch können unter Berücksichtigung der gemachten Interpretationen der Zonierungsprofile in den AA-Mineralen und unter Verwendung verschiedener Geothermobarometer die metamorphen Peakbedingungen des Granat-Peridotitkörpers präzise berechnet werden. Hierbei wurden die nachstehend aufgeführten Thermometer und Barometer benutzt:

- Al-in-Opx-Barometer (Brey & Köhler, 1990)
- Fe-Mg-Austauschthermometer zwischen Grt und Ol (O'Neill & Wood, 1979; O'Neill, 1980)
- Fe-Mg-Austauschthermometer zwischen Grt und Opx (Brey & Köhler, 1990)
- Fe-Mg-Austauschthermometer zwischen Grt und Cpx (Krogh, 1988; Krogh Ravna, 2000)
- Ni-Verteilung zwischen Grt und Ol als Thermometer (Ryan et al., 1996; Canil, 1999; McDade et al., 2000)
- Ca-Cr-Systematik im Grt mit koexistierendem Cpx als Thermobarometer (Brenker & Brey, 1997)

- die Verteilung von Übergangsmetallen (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni) zwischen Opx und Cpx als Thermometer (Seitz et al., 1999)

Zusätzlich wurden zum Vergleich „scheinbare Äquilibrierungstemperaturen“ berechnet, die auf folgenden Thermometern basieren:

- 2-Pyroxen-Thermometer basierend auf dem Enstatit-Diopsid-Solvus (Brey & Köhler, 1990)
- Ca-in-Opx-Thermometer (Brey & Köhler, 1990)

Die Druck- und Temperaturberechnungen erfolgten mit Hilfe eines Excel-Programmes von Hans-Peter Meyer (Mineralogisches Institut, Universität Heidelberg), das auf einem älteren Programm von Friedhelm Henjes-Kunst (BGR Hannover, damals Inst. für Petrographie und Geochemie, Univ. Kalsruhe) basiert. Dieses Programm wurde des Weiteren von Bettina Olker (Mineralogisches Institut, Universität Heidelberg) aktualisiert, so daß auch die neuesten Kalibrierungen von Thermo- und Barometern benutzt werden konnten. Die verwendeten Thermo- und Barometergleichungen entsprachen streng den Vorgaben der jeweiligen Publikationen. Eine gute Diskussion über die Anwendung von Thermo- und Barometern in Erdmantelgesteinen ist bereits bei Smith (1999) gegeben und wird daher in dieser Arbeit nicht weiter durchgeführt.

Die Nutzung von Fe-Mg-Austauschthermometern zwischen Grt, Cpx, Opx und Ol gestaltet sich insofern problematisch, als hinsichtlich der $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ -Verhältnisse der natürlichen Phasen bzw. der Phasen, die bei der Kalibrierung der Thermometer verwendet wurden, keine genauen Kenntnisse vorliegen (z.B. Canil & O'Neill, 1996). Aus Mössbauerspektrometrischen Daten ist bekannt, daß in natürlichen Granat-Peridotiten das $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ -Verhältnis in der Reihenfolge Ol (~ 0.00), Grt (0.03-0.12), Opx (0.03-0.15) und Cpx (0.2-0.4) ansteigt (Canil & O'Neill, 1996; Nimis & Trommsdorff, 2001). Das $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ -Verhältnis in Grt erhöht sich sowohl mit zunehmender Temperatur als auch mit zunehmendem Druck. Dagegen bleibt das $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ -Verhältnis im Cpx nahezu konstant. Für den Fe^{3+} -Gehalt der beiden Pyroxene wurde von Canil & O'Neill (1996) folgende Beziehung aufgestellt:

$$\text{Fe}^{3+}_{\text{Opx}} \approx 0.55 \text{Fe}^{3+}_{\text{Cpx}}$$

Mittlerweile ist bekannt, daß die Mineralphasen in den Experimenten zur Kalibrierung der Fe-Mg-Austauschthermometer ebenso Fe^{3+} -Gehalte beinhaltet haben, die Ähnlichkeiten mit den Phasen in natürlichen Granat-Peridotiten aufweisen (Brey & Köhler, 1990; Canil & O'Neill, 1996; Smith, 1999). Für die AA-Minerale gibt es günstigerweise Angaben zu den $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ -Verhältnissen. Mittels Mössbauerspektroskopie wurde für Grt ein $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ -Verhältnis von 0.034 bis 0.036 (Fett, 1989; Nimis & Trommsdorff, 2001) und 0.14 für Cpx (Nimis &

Trommsdorff, 2001) ermittelt. Mit Hilfe der obengenannten Beziehung $\text{Fe}^{3+}_{\text{Opx}} \approx 0.55 \text{Fe}^{3+}_{\text{Cpx}}$ kann ein $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ -Verhältnis von 0.032 für Opx berechnet werden.

Sämtliche P-T-Ergebnisse sind in Tabelle 3 aufgeführt und daraus ausgewählte Daten werden nochmals graphisch in Abbildung 23 präsentiert. Auffällig an dieser Abbildung ist, daß es zwei Gruppen von Temperaturwerten gibt. Die auf dem Ca-Gehalt der Pyroxene beruhenden Thermometer ergeben deutlich niedrigere Temperaturen im Vergleich zu den Fe-Mg-Austauschthermometern.

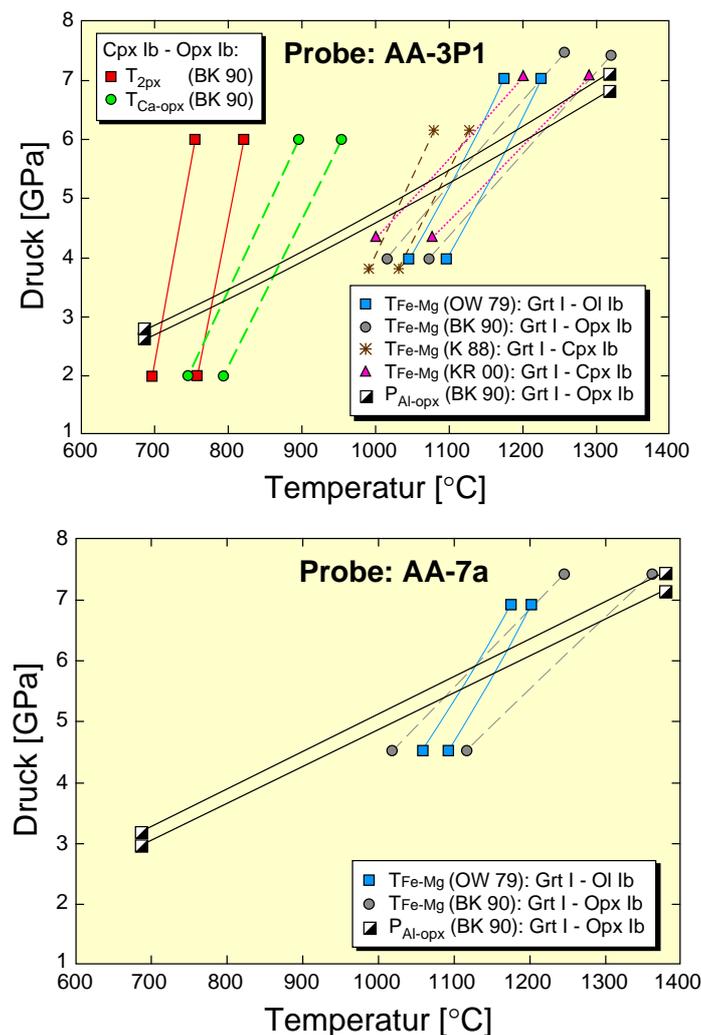


Abb. 23. P-T-Ergebnisse der Proben AA-3P1, AA-7a und AA-R9 basierend auf Kernzusammensetzungen der Porphyroklasten (Fortsetzung auf der nächsten Seite). Die mit jedem Thermometer ermittelten T-Bereiche entsprechen $\pm 1\sigma$. Die Fe-Mg-Austauschthermometer zwischen Grt I, Ol Ib, Opx Ib und Cpx Ib (O'Neill & Wood 1979; Brey Köhler, 1990, Krogh, 1988; Krogh Ravna, 2000) zeigen hohe Temperaturen an. In Kombination mit dem Al-in-Opx-Barometer (Brey & Köhler, 1990) ergeben diese Thermometer hohe Drücke. Metamorphe Peakbedingungen wurden mit 1180 ± 40 °C und 5.9 ± 0.3 GPa abgeschätzt. Die 2-Pyroxen-Thermometer basierend auf den Enstatit-Diopsid-Solvus (Brey & Köhler, 1990) und dem Ca-Gehalt in Opx koexistierend mit Cpx (Brey & Köhler, 1990) sind nur zum Vergleich mit angeführt und repräsentieren keine realistischen P-T-Bedingungen, da sich die Pyroxene hinsichtlich ihrer Ca-Verteilung nicht im Gleichgewicht befinden.

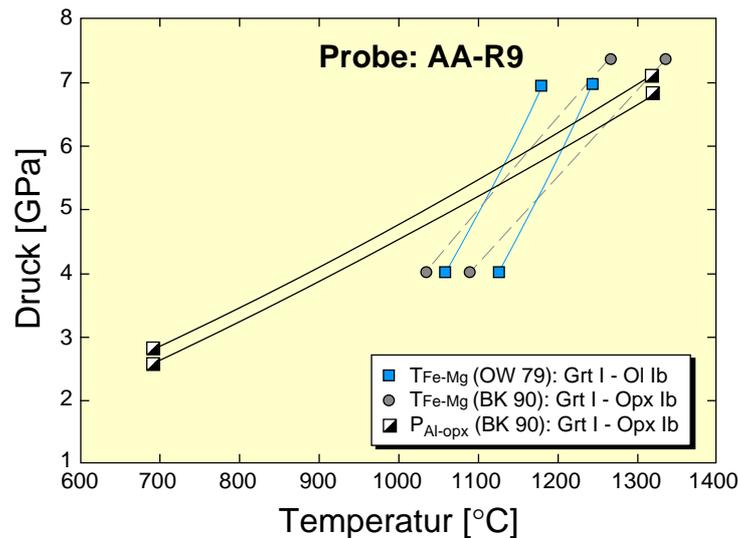


Abb. 23. Fortsetzung.

Der Höhepunkt der Metamorphose kann jedoch abgeleitet werden aus den Ergebnissen des Al-in-Opx-Barometers kombiniert mit den Fe-Mg-Austauschthermometern zwischen Grt-Ol und Grt-Opx, wobei nur Kernzusammensetzungen von Grt I mit denen von Opx Ib-Porphyroklasten und Ol Ib-Porphyroklasten verrechnet wurden. Dabei wurden zunächst die Fe^{3+} -Gehalte in den Phasen vernachlässigt und Fe_{tot} als Fe^{2+} betrachtet. Dies ergibt in sich konsistente P-T-Ergebnisse von 1180 ± 40 °C und 5.9 ± 0.3 GPa (Tab. 3). Unter Berücksichtigung der $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ -Verhältnisse in den AA-Phasen ergibt das Grt-Ol-Thermometer (O'Neill & Wood, 1979; O'Neill, 1980) um ca. 40 °C höhere Temperaturen und das Grt-Opx-Thermometer (Brey & Köhler, 1990) um ca. 30 °C höhere Temperaturen. Verglichen mit den metamorphen Peakbedingungen von 1120 ± 50 °C und 5.0 ± 0.2 GPa von Brenker & Brey (1997) sind die neuen P-T-Daten etwas höher, stützen jedoch die Hypothese einer UHP-Metamorphose für den AA-Granat-Peridotit. Die Nutzung von Opx Ia-Einschlüssen in Grt I ergibt leicht niedrigere Drücke von 5.2 GPa (Tab. 3). Die relativ kleinen Korngrößen von Opx Ia begünstigten während der Abkühlung die nach außen gerichtete Diffusion von Fe (vergl. Mg# von Opx Ia mit Opx Ib; Tab. 1). Dadurch steigt der K_D -Wert für das Grt-Opx-Thermometer und ergibt niedrigere Temperaturen. Dies, kombiniert mit dem Al-in-Opx-Barometer (Brey & Köhler, 1990), ergibt erwartungsgemäß auch niedrigere Drücke. Das Ca-Ungleichgewicht zwischen Opx und Cpx hat natürlich zur Konsequenz, daß sich aus der Anwendung der 2-Pyroxen-Thermometrie keine aussagefähigen P-T-Werte ergeben.

Obwohl die Verteilung von Ca zwischen Opx und Cpx nicht im Gleichgewicht ist (Abb. 22), kann die Fe-Mg-Verteilung zwischen Grt und Cpx (Krogh Ravna, 2000) weitere Informationen zur Thermometrie beitragen. Das $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ -Verhältnis im Cpx ist neben den Verhältnissen in Grt, Opx und Ol in Peridotiten und Pyroxeniten relativ hoch (Canil & O'Neill, 1996). Jedoch ignoriert die Kalibrierung von Krogh (1988) und Krogh Ravna (2000) jeglichen Fe^{3+} Einbau in

Grt und Cpx. Brey et al. (1990) und Brey & Köhler (1990) haben gezeigt, daß das Thermometer von Krogh (1988) gegenüber ihren experimentellen Bedingungen T-Abweichungen im Mittel von 62 °C aufweist und in der Regel sogar Werte < 50 °C annahm, wenn Fe_{tot} als Fe^{2+} angesehen und somit ein möglicher Fe^{3+} -Gehalt nicht in Betracht gezogen wurde. Die Anwendung des Grt-Cpx-Thermometers von Krogh Ravná (2000) auf die Kernzusammensetzungen von Grt I und Cpx Ib-Prophyroklasten ergibt Temperaturen von etwa 1188 ± 34 °C und 1133 ± 29 °C (Tab. 3), wobei ein Fe^{3+} -Gehalt in den Phasen nicht berücksichtigt wurde. Werden die Fe^{3+} -Gehalte einberechnet, dann resultieren etwas niedrigere Temperaturen, die sich im Bereich von ca. 1120 °C und 1070 °C bewegen.

Weitere Informationen über Äquilibrierungstemperaturen des AA-Granat-Peridotites sind über die Ni-Verteilung zwischen Granat und Olivin möglich, die praktisch unabhängig vom Druck ist. Sowohl empirische (Griffin et al., 1989a; Ryan et al., 1996) als auch experimentelle Arbeiten (Canil, 1994; Canil, 1999) haben zweifellos ergeben, daß der Ni-Einbau in Granat stark von der Temperatur kontrolliert wird, während der Ni-Gehalt im Peridotit-Olivin dabei mehr oder weniger konstant bleibt. Bei steigender Temperatur baut der Granat mehr Ni in seine Kristallstruktur ein. Während nun der Ni-Gehalt in den AA-Olivinen homogen bei 2901 ± 250 ppm liegt, zeigt Grt I eine ausgeprägte Zonierung mit abnehmenden Ni-Gehalten in Richtung der Ränder, was ein Anzeichen für eine Abkühlung darstellt (Abb. 18). Die Grt I-Kerne besitzen noch einen kleinen Bereich mit einem konstantem Ni-Gehalt von etwa 67 ppm (Abb. 18). Die Anwendung des Ni-in-Granat-Thermometers ergibt mit Werten von 1135 °C für die empirische Kalibrierung (Ryan et al., 1996) bzw. 1121 °C für die experimentelle Kalibrierung (Canil, 1999) ähnlich hohe Temperaturen wie die Fe-Mg-Verteilung zwischen den Phasen Granat, Orthopyroxen und Olivin (vgl. oben). In dieser Studie wird bevorzugt die experimentelle Kalibrierung von Canil (1999) zur Temperaturermittlung herangezogen. Die empirische Version von Ryan et al. (1996) unterliegt der Einschränkung, daß eine Kalibrierung nur so gut sein kann, wie präzise die Druck- und Temperaturberechnung an ihren verwendeten Proben ist. Genau in diesem Punkt liegt eine große Schwachstelle in der Kalibrierung von Ryan et al. (1996). Diese haben nicht die verschiedenen Drucke berücksichtigt, bei denen sich ihre Proben äquilibriert haben. Da höher temperierte Proben aus dem Erdmantel in der Regel aus Bereichen mit höheren Drucken stammen, ist ihre lineare Regression in einem $\ln D_{Ni}^{Grt/Ol}$ gegen $1/T$ Diagramm (vgl. Canil, 1999, Seite 245) durch eine flachere Steigung verglichen mit der Regression von Canil (1999) charakterisiert. Dies hat unweigerlich zur Folge, daß die empirische Version im Temperaturbereich < 900 °C zu niedrige und > 1400 °C zu hohe Temperaturen anzeigt. Canil (1999) hat gezeigt, daß eine Druckkorrektur an den verwendeten Proben von Ryan et al. (1996) eine nahezu identische Regressionsgerade ergibt, wie von Canil (1999) geliefert. Eine neue Studie von McDade et al. (2000) hat sogar eine geringe Druckabhängigkeit des Ni-in-Grt-Thermometers aufgezeigt. An einer sehr gut

charakterisierten Serie von Granat-Peridotit-Xenolithen aus Jagersfontein, Südafrika (Burgess & Harte, 1999) sind konventionelle P-T-Bestimmungen (Al-in-Opx Brey & Köhler, 1990; Grt-Ol O'Neill & Wood, 1979; 2-Px Brey & Köhler, 1990) durchgeführt worden. Gemessene Ni-Gehalte in Granaten aus diesen Granat-Peridotit-Xenolithen wurden gegen eine angenommene Geotherme (Mc Kenzie, unpubliziert) und gegen die konventionell gewonnenen P-T-Abschätzungen kalibriert, um so eine neue druckabhängige Gleichung für das Ni-in-Grt-Thermometer zu formulieren. Dabei wurde sowohl gegen das 2-Pyroxen-Thermometer (Brey & Köhler, 1990) als auch gegen das Grt-Ol-Thermometer (O'Neill & Wood, 1979) kalibriert. Er ergeben sich somit zwei neue Gleichungen (McDade et al., 2000):

$$T_{BK90}^{Ni} [^{\circ}C] = \frac{-6091}{\ln D_{Grt-Ol}^{Ni} + 0.0343P[kbar]} - 273$$

$$T_{OW79}^{Ni} [^{\circ}C] = \frac{-6814}{\ln D_{Grt-Ol}^{Ni} + 0.0406P[kbar]} - 273$$

Die Anwendung dieser zwei neuen Temperaturgleichungen auf die Ni-Gehalte der Granate des AA-Peridotites ergibt für T_{BK90}^{Ni} 1244 °C und für T_{OW79}^{Ni} 1254 °C bei einem konstanten Druck von 6 GPa. Damit sind die ermittelten Temperaturwerte ein wenig höher verglichen mit denen anderer Ni-in-Grt-Kalibrierungen (Canil, 1994; Ryan et al., 1996; Canil, 1999). Natürlich kann die Qualität der Kalibrierungen von McDade et al. (2000) nur so gut sein, wie die konventionellen P-T-Bestimmungen an ihren verwendeten Proben und die angenommene Geotherme präzise sind.

Ein weiterer Test für die metamorphen Peakbedingungen ist die Ca-Cr-Systematik im Granat, der mit Klinopyroxen, Orthopyroxen und Olivin koexistiert hat (Brenker & Brey, 1997). Dies ist im Fall des Granat-Peridotites gegeben, da der Grt I alle drei koexistierenden Phasen auch in Form von Einschlüssen enthält. Es hat sich gezeigt, daß der Cr-Gehalt im Grt nur von der effektiven Gesamtgesteinszusammensetzung abhängig ist. Für eine gegebene Cr-Konzentration im Grt ist allerdings der Ca-Gehalt sowohl eine Funktion von P als auch von T. Für ein bestimmtes Druck-Temperatur-Wertepaar in einem Cr-Ca-Diagramm wird hierbei das Ca/Cr-Verhältnis durch eine Gerade charakterisiert. Der Ca-Gehalt im Grt nimmt dabei bei zunehmender Temperatur, zunehmendem Druck und abnehmendem Cr-Gehalt ab. Diese Kovariation zwischen Ca und Cr im Grt bei natürlichen Peridotit-Proben ist schon seit längerem bekannt (Sobolev et al., 1973; Sobolev, 1977). Basierend auf den Arbeiten von Brey (1990) und Nickel (1983) haben Brenker & Brey (1997) eine empirische Beziehung zwischen P und T und dem Ca/Cr-Verhältnis in lherzolitischen Granaten abgeleitet. Es wird darauf hingewiesen, daß in der formulierten Gleichung von Brenker & Brey (1997) X_{Ca}^{Grt} und X_{Cr}^{Grt}

falsch definiert wurden. Diese müssen durch die Definition Kationen pro Formeleinheit ersetzt werden (Brenker pers. Mitt., 1998). Die resultierende Gleichung, wobei T in der Einheit Kelvin und P in GPa angegeben werden muß, lautet wie folgt:

$$X_{Ca}^{Grt} = 0.449 X_{Cr}^{Grt} - 107 \times 10^{-6} T - 146 \times 10^{-4} P + 0.567$$

Dabei wurde eine durchschnittliche Steigung der Ca-Cr-Isoplethen (Iherzolitischer Trend) basierend auf den Experimenten von Nickel (1983), die für jeden Druck-Temperatur-Bereich gültig ist, angenommen. Genau diese Annahme wurde aber von Griffin et al. (1999) angezweifelt. Die Autoren haben in einer umfangreichen Studie über Cr-Granate in Xenolithen aus verschiedenen tektonischen Bereichen mit unterschiedlichen Altern festgestellt, daß die Ca-Cr-Korrelation (Iherzolitischer Trend) mit den verschiedenen tektonischen Bereichen und somit auch mit den unterschiedlichen Geothermen variiert und folglich unterschiedliche Steigungen aufweist. Sie empfehlen daher, den obengenannten Algorithmus von Brenker & Brey (1997) nicht für Granate mit sehr hohem Ca-Gehalt (> 6 Gew.%) und Ca/Cr-Verhältnis zu benutzen und zudem auf einen Vergleich von Proben aus verschiedenen tektonischen Bereichen zu verzichten. Die umfangreichen Datensätze (> 13000 Proben) in der Studie von Griffin et al. (1999) lassen den berechtigten Zweifel aufkommen, daß gerade im Hinblick auf ihre P-T-Entwicklung nicht jede einzelne Probe sehr gut dokumentiert und auch bekannt sein kann. Daher ist es äußerst wahrscheinlich, daß die postulierten Zusammenhänge der Proben zwischen Phasenzusammensetzungen, tektonischen Bereichen und Geothermen relativ großen Schwankungen unterliegen. Des Weiteren besitzen die AA-Granate keine Ca-Gehalte über 6 Gew.%. Somit sollte die Ca-Cr-Systematik von Brenker & Brey (1997) angewendet werden können.

Ein Ca-Cr-Diagramm für die AA-Granate ist in Abbildung 24 dargestellt. In diesem Diagramm sind Isolinien für unterschiedliche P-T-Bedingungen eingezeichnet. Die meisten Grt I-Analysen fallen in den Bereich zwischen den Isolinien für 1100 °C / 5.0 GPa und 1240 °C / 6.3 GPa (Abb. 24). Diese Isolinien repräsentieren gleichzeitig aber auch die extremsten P-T-Bedingungen, die anhand der Fe-Mg-Thermometrie zwischen Grt I, Opx Ib und Ol Ib in Kombination mit dem Al-in-Opx-Barometer ermittelt wurden. Sogar die Ca-reichsten Grt I-Zusammensetzungen reflektieren immer noch minimale P-T-Bedingungen von 1030 °C / 4.5 GPa und stehen damit im Konflikt zu den deutlich niedrigeren P-T-Bedingungen von 833 ± 34 °C / 3.2 ± 0.3 GPa und von 844 ± 23 °C / 3.2 ± 0.3 GPa, die von Nimis et al. (1999) bzw. von Nimis & Trommsdorff (2001) postuliert wurden. Um der obengenannten Beziehung zwischen Ca, Cr, P und T gerecht zu werden, erfordern Temperaturen von etwa 833 °C außergewöhnlich hohe Drucke von ca. 7.5 GPa. Umgekehrt liegen für angenommene Drucke von 3.2 GPa die Temperaturen bei ungefähr 1400 °C. Beide P-T-Kombinationen erscheinen auf den ersten

Blick im Rahmen geodynamischer Entwicklungen von orogenen Granat-Peridotiten äußerst fragwürdig. In der Literatur sind bis heute solche extremen Hochdruck/Niedrigtemperatur- bzw. Niedrigdruck/Hochtemperatur-Bedingungen nicht beschrieben worden. Auch werden die extremen hohen Drucke von mehr als 10 GPa für die Herkunft des AA-Granat-Peridotites in keiner Weise durch das Ca/Cr-Verhältnis widerspiegelt. Des Weiteren zeigen die Ca-Zonierungsprofile keinen Hinweis auf eine nach innen gerichtete Diffusion, aus der eine Abnahme in P und/oder T angedeutet würde.

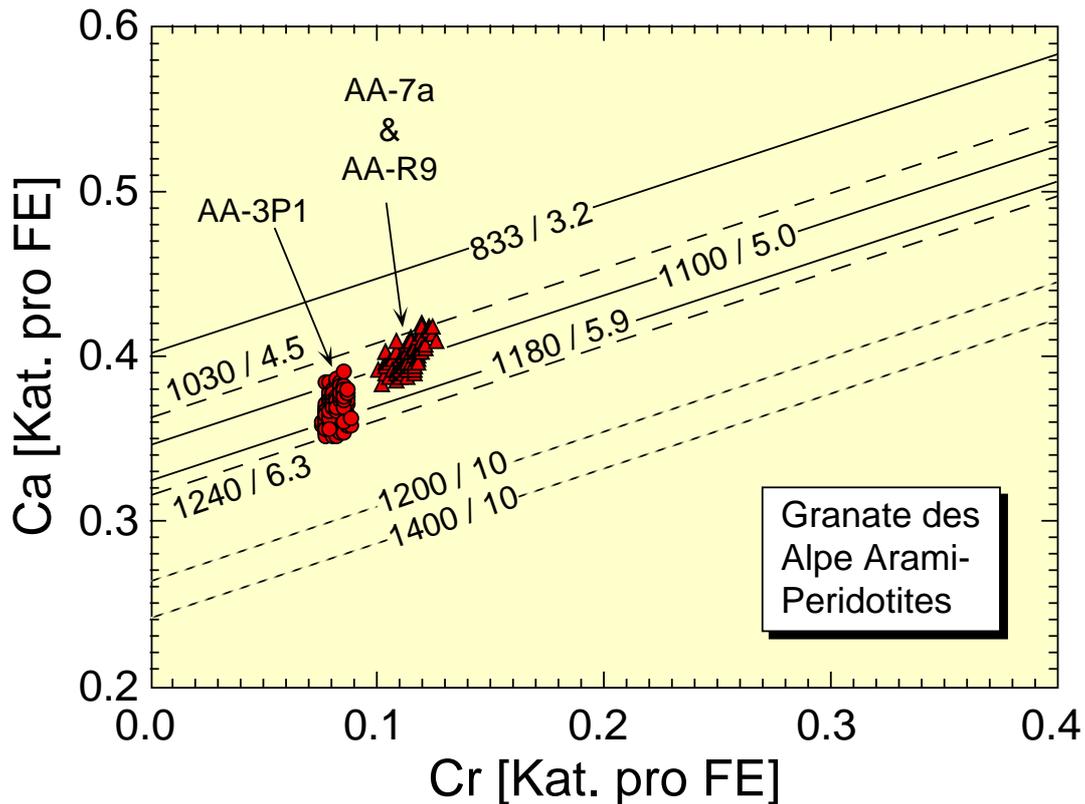


Abb. 24. Ca-Cr-Systematik nach Brenker & Brey (1997) für unterschiedliche Grt I-Körner aus dem Alpe Arami-Granat-Peridotit und berechnete Isolinien für unterschiedliche P-T-Bedingungen. Die Grt I fallen in einen P-T-Bereich, der auch durch die Fe-Mg-Austauschthermometer in Kombination mit dem Al-in-Opx-Barometer reflektiert wird.

Die metamorphen Peakbedingungen, die der AA-Granat-Peridotitkörper erfahren hat, können daher ohne Zweifel in einen Bereich von 1100 bis 1240 °C und 5 bis 6 GPa angesiedelt werden. Die bevorzugte P-T-Abschätzung liegt bei 1180 ± 40 °C und 5.9 ± 0.3 GPa.

Tab. 3. Berechnete Drucke [GPa] und Temperaturen [°C] basierend auf Kernzusammensetzungen der Mineralphasen des Alpe Arami Granat-Peridotitkörpers.

Geothermobarometer	AA-3P1	AA-R9	AA-7a
<i>Grt I / Opx Ib Kerne</i>			
T _{Fe-Mg} (BK 90)	1193 ± 32	1220 ± 34	1212 ± 52
P _{Al-Opx} (BK 90)	5.94 ± 0.13	6.14 ± 0.21	6.03 ± 0.17
<i>Grt I / Ol Ib Kerne</i>			
T _{Fe-Mg} (OW 79)	1145 ± 25	1167 ± 35	1139 ± 20
P _{Al-Opx} (BK 90)	5.63 ± 0.12	5.77 ± 0.20	5.47 ± 0.16
<i>Grt I / Cpx Ib Kerne, für 6 GPa</i>			
T _{Fe-Mg} (KR 00)	1188 ± 34 1133 ± 29	keine Daten	keine Daten
T _{Fe-Mg} (K 88)	1100 ± 19 1088 ± 14		
<i>Grt I / Ol Ib, II Kerne (P-unabhängig)</i>			
T _{Ni-Grt} (C 99)	1120 ± 20	1096 ± 20	1114 ± 19
T _{Ni-Grt} (R 96)	1133 ± 20	1093 ± 20	1122 ± 19
T _{Ni-Grt} (C 94)	1115 ± 20	1094 ± 20	1109 ± 19
<i>Cpx Ib / Opx Ib Kerne, für 6 GPa</i>			
T _{Co} (SAL 99)	1084 ± 41	keine Daten	keine Daten
T _{Ni} (SAL 99)	~ 1120		
T _{Ti} (SAL 99)	~ 900		
T _V (SAL 99)	817 ± 28		
T _{Sc} (SAL 99)	814 ± 22		
T _{Cr} (SAL 99)	692 ± 19		
T _{2-Px} (BK 90)	794 ± 23		
T _{Ca-Opx} (BK 90)	926 ± 23		
<i>Grt I / Cpx Ia Kerne, für 6 GPa</i>			
T _{Fe-Mg} (KR 00)	1175 ± 25 1077 ± 17 1014 ± 14	keine Daten	keine Daten
<i>Grt I / Opx Ia Kerne, für 6 GPa</i>			
T _{Fe-Mg} (BK 90)	1033 ± 20	923 ± 23	913 ± 14
<i>Grt I / Ol Ia für 6 GPa</i>			
T _{Fe-Mg} (OW 79)	841 ± 18	keine Daten	819 ± 26

Fortsetzung auf der nächsten Seite.

Tab. 3. Fortsetzung.

Geothermobarometer	AA-3P1	AA-R9	AA-7a
Cpx II / Opx II Kerne, für 6 GPa			
T _{Co} (SAL 99)		1113 ± 49	1110 ± 45
T _{Ni} (SAL 99)	~ 1113	~ 1125	~ 1141
T _{Ti} (SAL 99)		~ 1115	~ 970
T _V (SAL 99)		861 ± 40	900 ± 16
T _{Sc} (SAL 99)		855 ± 29	823 ± 19
T _{Cr} (SAL 99)	752 ± 26	755 ± 45	799 ± 55
T _{2-Px} (BK 90)	871 ± 34	899 ± 35	934 ± 32
T _{Ca-Opx} (BK 90)	908 ± 29	919 ± 56	903 ± 38
Grt I / Cpx II Kerne, für 6 GPa			
T _{Fe-Mg} (KR 00)	1162 ± 11	1084 ± 44	1053 ± 32
T _{Fe-Mg} (K 88)	1085 ± 11	1059 ± 7	1011 ± 47

Drucke wurden anhand des Al-Gehaltes in Opx koexistierend mit Grt berechnet (Brey & Köhler, 1990). Temperaturen wurden berechnet mittels (1) Fe-Mg-Austauschthermometer zwischen Grt und Ol (O'Neill & Wood, 1979, 1980), Grt und Opx (Brey & Köhler, 1990) und Grt und Cpx (Krogh, 1988; Krogh Ravn, 2000), (2) 2-Pyroxen-Thermometer basierend auf dem Enstatit-Diopsid-Solvus (Brey & Köhler, 1990) und der Ca-Löslichkeit in Opx koexistierend mit Cpx (Brey & Köhler, 1990), (3) Ni-Verteilung zwischen Grt und Ol (Canil, 1994; Ryan et al., 1996; Canil, 1999) und (4) der Verteilung von Übergangsmetallen (Co, Cr, V, Sc) zwischen Opx und Cpx (Seitz et al., 1999).

4.4. Die Verteilung von Übergangsmetallen zwischen Orthopyroxen- und Klinopyroxen-Porphyroklasten

Sowohl die Mg- und Fe-Zonierungsprofile der Opx Ib- und Cpx Ib-Porphyroklasten als auch die in sich konsistenten Temperaturabschätzungen beruhend auf den Fe-Mg-Austauschthermometern zwischen Grt-Ol (O'Neill & Wood, 1979; O'Neill, 1980), Grt-Opx (Brey & Köhler, 1990) und Grt-Cpx (Krogh, 1988; Krogh Ravn, 2000) sowie der Ni-Verteilung zwischen Grt und Ol (Canil, 1994; Ryan et al., 1996; Canil, 1999) sind ein Zeichen dafür, daß sich diese Porphyroklasten gegenseitig und mit Granat und Olivin hinsichtlich der schnell diffundierenden Elemente Mg, Fe und Ni im Gleichgewicht befanden. Die berechneten Temperaturen basierend auf der Co- und Ni-Verteilung zwischen den Kernzusammensetzungen von Opx Ib und Cpx Ib (Tab. 3) bestätigen diese Annahme (Seitz et al., 1999). Co und Ni stehen im Periodensystem neben Fe und besitzen einen ähnlichen Radius und gleiche Wertigkeit. Infolgedessen sollte die Diffusivität von Co und Ni der Diffusivität von Fe entsprechen. Das nahezu druckunabhängige Co-Thermometer ergibt Temperaturen von 1085 ± 41 °C (Tab. 3). Der gemessene Verteilungskoeffizient für Ni [$\ln D_{Ni} (Opx/Cpx) \approx 0.75$] zeigt ebenso relativ hohe Temperaturen von etwa 1150 °C an (Tab. 3). Demgegenüber ergeben die

scheinbaren Verteilungskoeffizienten von Ti, Cr, V und Sc in sich inkonsistente Temperaturen (Tab. 3), da in diesen Elementen aufgrund niedriger Diffusivitäten kein Gleichgewicht während der metamorphen Peakbedingungen erreicht worden ist.

Die Randzusammensetzungen der Pyroxen-Porphyrklasten werden in erster Linie durch einen Austausch mit dem mengenmäßig dominierenden Mineral Olivin kontrolliert. So ergibt sich, daß die Abreicherung von Co und Ni entlang von Opx Ib-Rändern und entlang von Rissen innerhalb dieser Körner im Gegensatz zu dem vor allem T-abhängigen Verhalten der Co- und Ni- Gleichgewichtsverteilung zwischen Opx und Cpx steht. Seitz et al. (1999) haben gezeigt, daß die Werte von D_{Ni} (Opx/Cpx) und D_{Co} (Opx/Cpx) bei abnehmender Temperatur signifikant zunehmen. In beiden AA-Pyroxentypen nehmen diese Werte jedoch ab und können somit sicherlich nicht mit einer retrograden Reäquilibration zwischen den beiden Pyroxenen in Verbindung gebracht werden. Die Co- und Ni-Gehalte der Pyroxen Ib-Ränder sind sehr wahrscheinlich durch den Austausch zwischen Pyroxen Ib und Ol kontrolliert.

4.5. Retrograde Entwicklung

Wie schon zuvor diskutiert wurde (siehe Kapitel 4.2. zur Interpretation der Zonierungsprofile), wird die in den Randbereichen beobachtete Al-Zonierung der Opx Ib-Körner mit einer anfänglichen nahezu isothermen Dekompressionsphase, gefolgt von einer rapiden Abkühlung, in Verbindung gebracht. Abkühlung wird auch durch die Fe-, Mg- und Ni-Profile durch Grt I- und Opx Ib-Körner angezeigt. Die kalkulierten Temperaturen aller verwendeten Geothermometer für die Randzusammensetzungen wurden bei einem Druck von 6 GPa gerechnet, um einen besseren Vergleich mit den Peaktemperaturen zu ermöglichen. Diese Randtemperaturen liegen bei deutlich niedrigeren Temperaturen verglichen mit den anhand der Kernzusammensetzungen ermittelten Peaktemperaturen. Bei den Fe-Mg-Austauschthermometern liegen die minimalen Temperaturen für die Randzusammensetzungen bei 796 °C für das Grt-Ol- (O'Neill & Wood, 1979; O'Neill, 1980), 818 °C für das Grt-Opx- (Brey & Köhler, 1990) und 839 °C für das Grt-Cpx-Thermometer (Krogh Ravn, 2000). Die an den Rändern der Grt I gemessenen Ni-Gehalte von 42 ppm ergeben rein formal Temperaturen von ca. 1030 °C (Canil, 1999).

Die Zusammensetzung der Ol Ia-, Opx Ia-, und Cpx Ia-Einschlüsse in Grt I ist variabel und hängt von der Korngröße ab (Tab. 2). Mit abnehmender Korngröße der Einschlüsse nehmen auch die mit diversen Fe-Mg-Austauschthermometern berechneten Temperaturen ab (Tab. 3). Für große Cpx Ia-Einschlüsse in Grt I werden Temperaturen bis zu 1100 °C erhalten. Die wesentlich kleineren Ol Ia-Einschlüsse ergeben dagegen Temperaturen von ca. 800 °C. Diese Reihenfolge der P-T-Ergebnisse ist zu erwarten, da die Fe-Mg-Diffusion in Ol im Vergleich

zur Diffusion im Opx um zwei Größenordnungen schneller abläuft (Ganguly & Tazzoli, 1994; Griffin et al., 1996).

Ebenso ergeben die Spurenelementthermometer basierend auf der Verteilung von Übergangsmetallen zwischen den Kernzusammensetzungen von Opx II und Cpx II (Seitz et al., 1999) ähnliche Temperaturen wie zwischen den Kernen von Opx Ib und Cpx Ib (Tab. 3). Die hohen T_{Ni} - und T_{Co} -Temperaturen von über 1100 °C (Tab. 3) sind ein klarer Hinweis darauf, daß die Bildung dieser Opx- und Cpx-Neoblasten bei hohen Temperaturen direkt nach dem Höhepunkt der Metamorphose stattgefunden hat. Diese Hypothese wird zusätzlich belegt durch die berechneten Temperaturen von über 1050 °C zwischen koexistierenden Grt I-Kernen und Cpx II-Kernen (Krogh Ravna, 2000). Obwohl Opx II und Cpx II häufig in Kontakt vorkommen, zeigen die scheinbaren Temperaturen für die anderen Übergangsmetalle (Sc, V, Cr, Ti) Ungleichgewichte zwischen den Phasen an. Diese Ungleichgewichte deuten allerdings auf eine rasche Bildung der Opx II- und Cpx II-Körner hin, gefolgt von isothermaler Dekompression und Abkühlung des AA-Peridotitkörpers.

5. Diskussion

Diese Studie hat gezeigt, daß die maximalen P-T-Bedingungen, die der AA-Granat-Peridotitkörper durchlaufen hat, deutlich höher liegen als die P-T-Bedingungen der Peridotitkörper der Cima di Gagnone und Mt. Duria, die in der gleichen tektonischen Einheit, Cima-Lunga-Einheit, vorkommen. Für die beiden letztgenannten Vorkommen wurden P-T-Bedingungen von etwa 800 °C und 3.3 GPa berechnet (Evans & Trommsdorff 1978, Ernst 1978, 1981, Nimis et al. 1999; Nimis & Trommsdorff, 2001). Die in dieser Studie bevorzugte P-T-Abschätzung von 1180 ± 40 °C und 5.9 ± 0.3 GPa für die metamorphen Peakbedingungen des AA-Granat-Peridotitkörpers basiert auf der Anwendung mehrerer unabhängiger Thermometer (Fe-Mg-Austausch zwischen Grt, Opx, Cpx und Ol, Ni-Verteilung zwischen Grt und Ol und Co und Ni-Verteilung zwischen Opx und Cpx) in Kombination mit dem Al-in-Opx-Barometer und auf der Ca-Cr-Systematik in Grt I. Bei diesen Berechnungen wurden nur Kernzusammensetzungen von Porphyroklasten verwendet, derer chemischer Aufbau im Kernbereich äußerst homogen ist. Es wurde auch gezeigt, daß sich die Opx Ib- und Cpx Ib-Porphyroklasten hinsichtlich ihrer Verteilung von Ca, V, Ti, Cr und Sc nicht im Gleichgewicht befinden. Dies ist auch die Ursache, warum die meisten vorherigen Bearbeiter (Evans & Trommsdorff, 1978; Ernst, 1978, 1981; Becker, 1993; Nimis et al., 1999; Nimis & Trommsdorff, 2001) des AA-Peridotites niedrigere P-T-Abschätzungen (830-950 °C / 2.8-4.0 GPa) erlangt haben. Deren P-T-Ergebnisse beruhten vorwiegend auf den häufig angewendeten

2-Pyroxen-Thermometern, die aber durch das Ca-Ungleichgewicht in Richtung niedrigerer Temperaturen verschoben werden. Die Ursache für diese Ungleichgewichte zwischen den Pyroxen-Porphyrklasten liegt in der Tatsache begründet, daß trotz einer Unzahl von untersuchten Schlifften niemals Körner der beiden Pyroxen-Porphyrklasten im Kontakt vorgefunden wurden. Hinzu kommt die niedrige Diffusivität von Ca insbesondere im Cpx (Dimanov & Sautter, 2000), die eine Gleichgewichtseinstellung erschwert. Die Ursache, die zur Bildung der Cpx II-Körner geführt hat, ist Gegenstand eines nachfolgenden Kapitels über die metasomatische Überprägung des AA-Peridotites.

Die Zusammensetzungen der Ränder sämtlicher Porphyrklasten (Grt I, Opx Ib, Cpx Ib) und der Matrix-Mineralen (Opx II, Cpx II) implizieren nicht unbedingt eine weitere retrograde Äquilibrationsphase während der Exhumierung bei 700 bis 800 °C / 2 bis 3 GPa, wie von Brenker & Brey (1997) berechnet. Im Gegenteil, die starke Variabilität der Randzusammensetzungen, die generell in den Mineralen des AA-Peridotites zu beobachten ist, resultiert in einer entsprechend großen Streuung der P-T-Abschätzung. Es ist daher viel wahrscheinlicher, daß die Randzusammensetzungen bei verschiedenen Temperaturen während der schnellen Abkühlung eingefroren wurden, als daß sie eine Stagnationsphase mit lokaler Äquilibration im Zuge der Exhumierung repräsentieren.

Zusammenfassend bleibt festzuhalten, daß die Mineralzusammensetzungen aller Phasen im AA-Peridotit einen klaren Hinweis dafür liefern, daß die prograde (Subduktion) wie auch die retrograde Entwicklung (Exhumierung) sehr schnell abgelaufen sein müssen. Bedingt durch die schnelle Diffusion von Fe, Mg, Co und Ni in allen Phasen hat sich prograd eine Äquilibration der Fe-Mg- sowie Ni- und Co-Verteilung zwischen allen Phasen einstellen können. Erleichtert wurde die Gleichgewichtseinstellung dadurch, daß sowohl die Fe-Mg-Verteilung im Gesamtgesteinssystem als auch die Ni- und Co-Verteilung immer über das Olivin-Reservoir (75 % Modalbestand) gepuffert wird. Da die Diffusion im Cpx für alle Elemente langsamer ist als im Grt (Dimanov & Sautter, 2000) und darüber hinaus die Ca-Diffusion in allen Phasen wesentlich langsamer ist verglichen mit der Fe-Mg-Diffusion, erfolgte keine Gleichgewichtseinstellung hinsichtlich der langsam diffundierenden Elemente Ca, Ti, Cr, V und Sc zwischen den Pyroxenen. Daß sich Ca zwischen den Pyroxen Ib-Porphyrklasten nicht äquilibrierte, liegt daran, daß in der Umgebung von Opx Ib kein Ca vorhanden war und daß in der Umgebung von Cpx Ib kein Empfänger vorlag. Generell funktioniert der Austausch von En und Di zwischen Opx und Cpx nur dann, wenn sich diese beiden Phasen im Kontakt zueinander befinden. Der Al-Gehalt in den Pyroxen wird dagegen von lokalen Subsystemen kontrolliert, befindet sich jedoch diesbezüglich im Gleichgewicht. Da Ca im Grt schneller als im Cpx diffundiert konnte sich somit im Grt der Ca-Gehalt in Abhängigkeit der unterschiedlichen Cr-Gehalte und als Funktion von P und T weitgehend richtig einstellen.

Die deutlich höheren P-T-Bedingungen des AA-Granat-Peridotites im Vergleich zu den anderen Vorkommen von Granat-Peridotiten in der Cima-Lunga-Einheit sind für Kollisionsorogene nicht ungewöhnlich. In den Vogesen und im Schwarzwald (Variszikum) treten UHP-Granat-Peridotite und Websterite neben prograden Granat-Spinell-Peridotiten und Spinell-Peridotiten auf (Kalt et al., 1995; Kalt & Altherr, 1996; Altherr & Kalt, 1996). Bei der Bildung von Kollisionsorogenen können, während unterschiedlicher Entwicklungsstadien, HP- und UHP-Mantelgesteine in die Kruste eingeschuppt werden (Brueckner & Medaris, 2000).

Es bleibt nur noch die Frage zu klären, inwiefern eine ultratiefe Herkunft (≥ 10 GPa) für den AA-Granat-Peridotitkörper, wie diese wiederholt von Green und seinen Mitarbeitern postuliert wurde, angenommen werden kann (Dobrzhinetskaya et al., 1996, 1999; Green et al., 1997a,b; Bozhilov et al., 1999). In dieser Arbeit soll nicht wiederholt werden, warum die Hypothese einer ultratiefen Herkunft weiterhin fragwürdig erscheint (Risold et al., 1996, 1997, 2001; Ulmer & Trommsdorff, 1997; Arlt et al., 2000, Trommsdorff et al., 2000), sondern es werden weitere aus dieser Studie stammende Argumente herangezogen, die gegen diese These sprechen. Die thermobarometrischen Berechnungen haben ohne Zweifel erkennen lassen, daß sich alle AA-Grt I-Körner in Abhängigkeit der jeweiligen effektiven Gesamtgesteinszusammensetzung bei 1180 °C und 5.9 GPa äquilibriert haben. Bei Drucken oberhalb von ~ 6 GPa erfolgt ein Abbau der Pyroxene. Dabei bildet sich eine Granatstruktur, in der 6-fach koordiniertes Al^{3+} teilweise durch 6-fach koordiniertes Si^{4+} und Mg^{2+} ersetzt wird. Diese Si-reichen Granate werden als Majorite bezeichnet. Der Si-Gehalt im Granat nimmt im allgemeinen mit dem Druck zu und dient damit zusätzlich auch als Geobarometer (Smith & Mason, 1970; Irifune, 1987), da der Gehalt an oktaedrisch koordiniertem Si^{4+} direkt eine Funktion des Druckes ist (Akaogi & Akimoto, 1977; Irifune 1987). Bei Drucken um 10 GPa ist diese majoritische Komponente im Grt signifikant und liegt nach Irifune (1987) bei $\text{Si} = 3.12$ [Kat. pro FE]. Während Druckentlastungen können diese majoritischen Granate entweder ihre majoritische Komponente aufgrund ungünstiger kinetischer Faktoren behalten, oder sie entmischen Pyroxen und bauen somit ihren überschüssigen Si-Gehalt auf den Oktaeder-Positionen ab. Trotz intensiver Mikroskopie zahlreicher Dünnschliffe gibt es keine texturellen Hinweise darauf, daß die Grt I-Körner des AA-Peridotites in irgendeiner Form Pyroxene entmischen haben. Die mittels Mikrosonde gemessenen Si-Gehalte liegen bei durchschnittlich 3.004 ± 0.015 [Kat. pro FE] und lassen somit auch keinen Spielraum für eine majoritische Komponente im Grt I. Eine ultratiefe Herkunft des AA-Granat-Peridotites würde hingegen implizieren, daß die majoritischen Granate und Pyroxen-Porphyrklasten sich komplett bei P-T-Bedingungen um 1180 °C / 5.9 GPa rekristallisiert hätten, da weder texturelle noch phasenchemische Hinweise auf einen solchen ultratiefen Ursprung vorhanden sind. Die durchgreifende Äquilibrierung hätte in allen Mineralen eine homogene Kernzusammensetzung zur Folge gehabt. Dieser Ansicht steht jedoch gerade entgegen, daß die dünnen entmischten Klinoenstatit-Lamellen in Cpx Ia und Cpx Ib und die Ilmenit Entmischungslamellen in Ol Ib diese penetrative

Rekristallisierungsphase überlebt haben sollen, wie von Dobrzhinetskaya et al. (1996, 1999), Green et al. (1997a,b) und Bozhilov et al. (1999) postuliert. Es existieren bereits eine Vielzahl nachvollziehbarer Gegenargumente, die generell die Genese der Entmischungen im Zuge der Exhumierung erklären können (Risold et al., 1996, 1997, 2001; Ulmer & Trommsdorff, 1997; Arlt et al. 2000; Trommsdorff et al., 2000). So zeigten Risold et al. (1997) überzeugend, daß die orientierten FeTiO_3 -Lamellen aus einem Ti-gesättigten Olivin während einer Dekompression und Abkühlung von ca. 3.0 GPa und 800 °C entmischt wurden und der TiO_2 -Gesamtgehalt im Olivin lediglich bei 0.05 Gew.% liegt, somit um eine Größenordnung niedriger ist als er von Dobrzhinetskaya et al. (1996) bestimmt wurde. Neueste TEM-Untersuchungen (Risold et al., 2001) zeigen eindeutig, daß die Ilmenit-Entmischungen entlang von planaren Defekten in der Olivin-Struktur entstanden sind. Diese Defekte wurden mittels eines hochauflösenden TEMs als 4.4 Å breite Humit-Zwischenlagen identifiziert, die Ti-gesättigt sind. Ferner zeigen experimentelle Daten (Arlt et al., 2000), daß sich die Stabilitätsbereiche von Klinoenstatit (HP C2/c und HT C2/c) unter Berücksichtigung weiterer Kationen wie Fe^{2+} und Ca^{2+} verglichen mit den Stabilitätsbereichen in einem reinen Fe-Mg-System (Bozhilov et al., 1999) zu niedrigeren Drucken und Temperaturen verschieben. Des Weiteren führen die Autoren an, daß eine metastabile Entstehung der C2/c-Struktur im Orthopyroxen-Stabilitätsbereich sehr wahrscheinlich ist und sogar die einfachste Erklärung für die entmischten Klinoenstatitlamellen darstellt.

Die in dieser Studie an Hand von detaillierten mikrosonden- und ionensondenanalytischen Datensätzen für den AA-Peridotitkörper abgeleiteten Peakbedingungen sind verglichen mit den P-T-Bedingungen, die Brenker & Brey (1997) berechnet haben, nur geringfügig höher. Jedoch weist der retrograde P-T-Pfad deutliche Unterschiede zu dem von Brenker & Brey (1997) auf (Abb. 25).

Die chemischen Zonierungen in Grt I und vor allem im Opx Ib können am besten durch eine anfängliche isothermale Dekompression gefolgt von einer schnellen Abkühlung erklärt werden. Die Randzusammensetzungen spiegeln keine retrograde Äquilibrierungsphase wider, sondern repräsentieren vielmehr eingefrorene Zusammensetzungen während rapider Abkühlung. Die kalkulierten Temperaturen von 500 bis 600 °C für die dünnen Scherzonen mit der stabilen Paragenese $\text{Ol} + \text{Spl} + \text{Opx} + \text{Am} \pm \text{Cpx}$ im AA-Peridotit sind eindeutig zu gering, da die Bildung von sekundärem Amphibol die Infiltration von wasserhaltigen Fluiden belegt und die Paragenese $\text{Ol} + \text{Spl} + \text{Opx} + \text{Am} \pm \text{Cpx}$ bei Anwesenheit von H_2O nur bei Temperaturen oberhalb ca. 800 °C stabil ist. Unterhalb von ca. 800 °C würde sich Mg-reicher Chlorit bilden (Jenkins & Chernosky, 1986; Schmädicke, 2000).

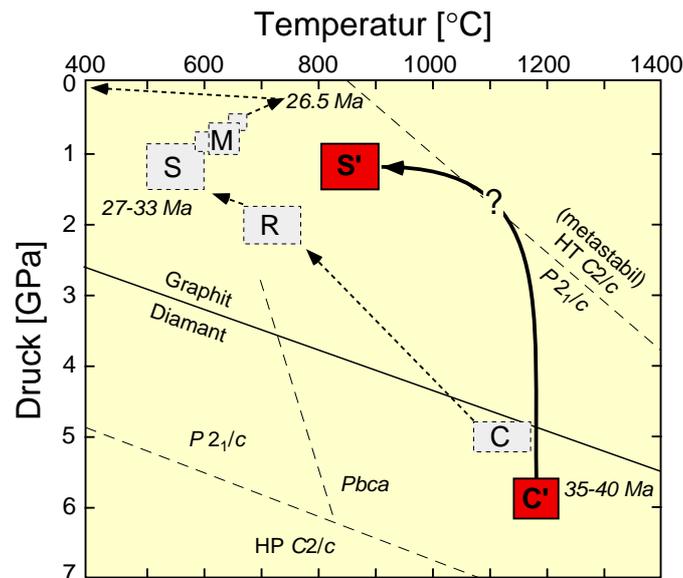
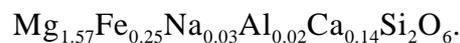


Abb. 25. P-T-Diagramm mit den metamorphen Peakbedingungen des Alpe Arami-Granat-Peridotites und sein retrograder Pfad (dicker schwarzer Pfeil von C' nach S') basierend auf den mikroanalytischen Datensätzen aus dieser Studie. Der P-T-Pfad (dünner gestrichelter Pfeil) von Brenker & Brey (1997) ist zum Vergleich mit angeführt, wobei deren Rechtecke sich auf die P-T-Bedingungen der Kern- (C), Randzusammensetzungen (R) sowie auf die Mineralparagenese Ol + Opx + Sp + Cpx + Am in Scherzonen (S) innerhalb des Peridotites und auf die Umgebungsgesteine (M) beziehen. Der in dieser Studie aufgestellte retrograde Pfad unterscheidet sich von dem von Brenker & Brey (1997) postulierten Pfad aus folgenden Gründen: (1) Die Randzusammensetzungen der Minerale stellen kein lokales Gleichgewicht dar, (2) die berechnete Temperatur von Brenker & Brey (1997) für die Scherzone muß durch die Anwesenheit von Am belegte Infiltration von H₂O höher liegen. Abgeschätzte Phasengrenzen für die Alpe Arami Pigeonite (Klinoenstatit-Lamellen in Cpx Ib) sind durch die gestrichelten Linien gekennzeichnet. Anhand der in dieser Studie gewonnenen geothermobarometrischen Daten ist es sehr wahrscheinlich, daß ein retrograder Pfad, der die Phasengrenze zwischen P2₁/c Cpx und metastabilen HT C2/c Cpx schneidet, eine plausible Erklärung darstellt als die UHP-Genese der Pigeonite nach Bozhilov et al. (1999).

Die Zusammensetzung der entmischten Klinoenstatit-Lamellen in Cpx Ia und Cpx Ib ist nach Bozhilov et al. (1999)



Allerdings ist diese pigeonitische Zusammensetzung nach den derzeitigen experimentellen Erkenntnissen über den Pyroxen-Solvus (Brey et al., 1990; Brey & Köhler, 1990) bei Temperaturen von ca. 1200 °C nicht stabil. Erst unter sehr hohen Temperaturen von 1480 °C bei 1 GPa bzw. 1800 °C bei 6 GPa tritt Stabilität der Zusammensetzung ein. Solche hohen Temperaturen werden aber keineswegs von der Phasenzusammensetzung der Cpx Ib-, Opx Ib- und Grt I-Körner reflektiert. Diese Problematik bleibt weiterhin ungeklärt und bedarf weiterer Untersuchungen. Allerdings ist es möglich, daß die von Bozhilov et al. (1999) angegebenen Analysen für die Klinoenstatit-Lamellen aufgrund der kleinen Körngrößen fehlerhaft sind und vielmehr Analysen von Mineralgemengen darstellen.

II. Vergleich des Alpe Arami-Peridotites mit dem Cima di Gagnone-Peridotit

1. Der Cima di Gagnone-Peridotitkörper

Der CdG-Peridotitkörper liegt ca 10 km NNE vom AA-Peridotit innerhalb der Cima-Lunga-Einheit (Abb. 26). Der CdG-Peridotit selbst besteht aus zahlreichen Boudins und Linsen variabler Größe (1-100 m im Durchmesser), die von pelitischen bis semipelitischen teils migmatitischen Gneisen, disthenführenden Eklogiten, Marmoren und Metaophikarbonaten umgeben werden (Pfiffner & Trommsdorff, 1998). Von besonderer Bedeutung sind die Vorkommen von Metarodingit-Boudins innerhalb der Peridotitlinsen. Diese Metarodingite werden als ehemalige MORB-Gänge in den Peridotiten verstanden, die im Zuge der Ozeanbodenmetamorphose metasomatisch überprägt wurden und heutzutage durch einen außergewöhnlich hohen CaO-Gehalt von bis zu 32 Gew.% charakterisiert sind (Evans et al., 1979, 1981). Des Weiteren zeichnet sich der CdG-Peridotit durch das Auftreten von Titanoklinohumit und Olivin-Ilmenit-Pseudomorphosen nach Titanoklinohumit aus (Evans & Trommsdorff, 1978, 1983). Die Existenz der Metarodingite und das Auftreten von Titanoklinohumit bzw. Olivin-Ilmenit-Pseudomorphosen nach Titanoklinohumit belegen eindeutig, daß es sich bei den Peridotiten der CdG um ehemals hydrothermal alterierte ozeanische Lithosphäre handelt, die subduziert wurde. Es handelt sich somit nicht um direkt aus dem Erdmantel stammende Peridotite (Pfiffner & Trommsdorff, 1998; Trommsdorff et al., 2000). Die CdG-Eklogite weisen eine andere chemische Zusammensetzung auf als die AA-Eklogite. Unveränderte Metabasalte existieren in der AA, während Metarodingite in der CdG vorkommen. Auch ist der AA-Peridotit durch das Fehlen von Titanoklinohumit bzw. Pseudomorphosen nach Titanoklinohumit gekennzeichnet. Das Auftreten von Titanoklinohumit und Pseudomorphosen nach Titanoklinohumit in einem im Waldbach gelegenen losen Peridotitblock, der im Tal von Gorduno gefunden wurde, ist häufig in Verbindung mit dem AA-Peridotitkörper gebracht worden (Evans & Trommsdorff, 1978; Pfiffner & Trommsdorff, 1998; Nimis & Trommsdorff, 2001). Allerdings ist diese Fundstelle mehr als 10 km vom eigentlichen AA-Peridotitkörper entfernt (Möckel, 1969) und es ist wahrscheinlicher, daß dieser lose Peridotitblock von der Peridotitlinse nahe Stuello stammt (Medaris & Carswell, 1990).

Die aus fünf Phasen bestehende Paragenese Pargasit- ($\text{Na} + \text{K} = 0.65$ Kat. pro FE für 23 Sauerstoffe)-Diopsid-Enstatit-Olivin-Granat des CdG-Peridotites besitzt durch die Stabilität von Pargasit eine obere Druckgrenze von ca. 3 GPa (Niida & Green, 1999). Diese Druckabschätzung ist im Einklang mit den berechneten P-T-Bedingungen für die assoziierten basischen Gesteine mit Drucken im Bereich von 1.8 bis 3.5 GPa und Temperaturen zwischen 750 bis 900 °C (Heinrich, 1986). Ältere und auch neuere P-T-Abschätzungen für den CdG-

Peridotit liegen bei ca. 750 °C und 3 GPa (Evans & Trommsdorff, 1978; Nimis et al., 1999; Nimis & Trommsdorff, 2001) und sind somit signifikant niedriger als die P-T-Bedingungen des AA-Peridotites. Im einzelnen ergaben die Berechnungen von Evans & Trommsdorff (1978) 806 ± 44 °C und 3.40 ± 0.27 GPa basierend auf den Fe-Mg-Austauschthermometern Grt-Ol (Mori & Green, 1978), Grt-Opx (Mori & Green, 1978) und Grt-Cpx (Mori & Green, 1978) und dem Al-in-Opx-Barometer (Wood & Banno, 1973; Wood, 1974). Aktuellere P-T-Kalkulationen ergaben 745 ± 35 °C und 3.2 ± 0.3 GPa (Nimis et al., 1999) bzw. 742 ± 38 °C und 3.0 ± 0.4 GPa (Nimis & Trommsdorff, 2001). Diese Autoren verwendeten als Thermometer die 2-Pyroxen-Kalibrierung von Taylor (1998) und die Grt-Cpx-Kalibrierungen von Krogh (1988) und Ai (1994) in Kombination mit dem Al-in-Opx- (Taylor, 1998) sowie dem Cr-in-Cpx-Barometer (Nimis & Taylor, 2000). Diese P-T-Abschätzungen zeigen, daß zumindest die Granat-Peridotite von der CdG und auch von Monte Duria (MD) Bestandteil der prograden hochdruckmetamorphen Abfolge der Adula-Cima-Lunga-Einheit sind, deren Metamorphosegrad von Norden nach Süden markant zunimmt (Abb. 26). An dieser Stelle muß noch einmal betont werden, daß der AA-Granat-Peridotitkörper durch ungewöhnlich hohe Peakbedingungen charakterisiert wird.

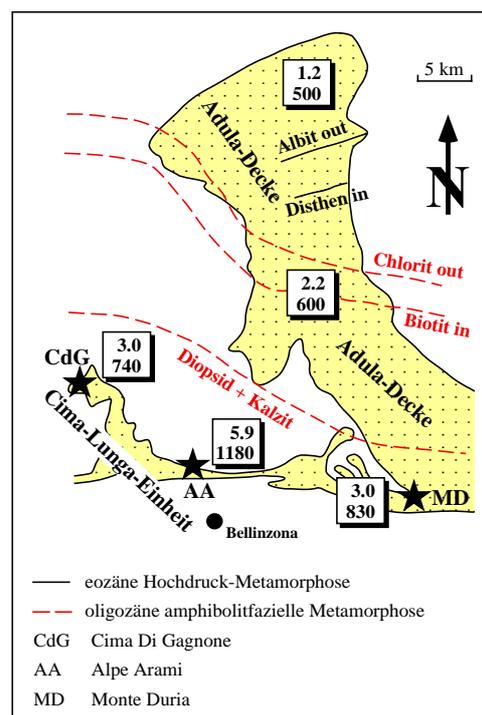


Abb. 26. Metamorphe Peakbedingungen für die eozäne Hochdruck-Metamorphose in der Adula-Cima-Lunga-Einheit basierend auf thermobarometrischen Berechnungen an Eklogiten (Heinrich, 1986; Partzsch, 1996; Meyre et al., 1997), Metapeliten (Heinrich, 1982; Meyre et al., 1999), Metaophikarbonaten (Pfiffner, 1999) und Granat-Peridotiten (diese Studie; Nimis & Trommsdorff, 2001; Paquin & Altherr, 2001). Der metamorphe Grad nimmt von Norden nach Süden zu. Isograden für die oligozäne Metamorphose (gestrichelte rote Linien) nach Trommsdorff (1966), Fox (1974) und Klein (1976).

2. Petrographie des Cima di Gagnone-Peridotites

Detaillierte petrographische Beschreibungen über die CdG-Granat-Peridotite können den Arbeiten von Evans & Trommsdorff (1978) und Nimis & Trommsdorff (2001) entnommen werden. In diesem Abschnitt werden nur kurz die wichtigsten Merkmale wiederholt und es wird nicht ausführlich auf retrograde Überprägungen eingegangen. Die meisten petrographischen Beschreibungen beziehen sich auf vorherige Bearbeiter (Evans & Trommsdorff, 1978; Nimis & Trommsdorff, 2001). Da die Proben äußerst heterogen sind, zeigten nicht alle untersuchten Proben die unten angeführten Charakteristika auf. Allerdings hat der Verfasser dieser Arbeit alle petrographischen Merkmale bei Herrn Prof. Dr. Trommsdorff in Zürich gezeigt bekommen.

Entgegen dem porphyroklastischen Gefüge des AA-Peridotites ist der CdG-Peridotit durch ein poikiloblastisches Gefüge gekennzeichnet. Ol, Opx, Cpx, Ca-Amphibol (Cam) und Grt scheinen texturell im Gleichgewicht zu stehen (Evans & Trommsdorff, 1978). Der Peridotit weist eine schwache Foliation auf, an einigen Stellen treten auch kleine Fältelungen auf. Grt verfügt über eine xenomorphe Kristallform und ist häufig elongiert entlang der Foliationsflächen (Abb. 27). Darüber hinaus ist Grt poikiloblastisch mit Einschlüssen von Opx, Cpx und Ol. Einige Grt-Körner haben auch Cam als Einschlüsse, die ein vorheriges Deformationsgefüge in Form kleiner Fältelungen widerspiegeln. Die Matrix rund um Grt ist aus einem idioblastischen Mosaik bestehend aus Ol, Opx, Cpx und Cam mit einer typischen Korngröße von 0.5 bis 1.0 mm aufgebaut (Abb. 28). In der hier untersuchten Probe VER 9 wurde niemals Opx mit Cpx im Kontakt gefunden. Bekannt ist, daß Pseudomorphosen von Ol mit wurmartigen Einschlüssen von Ilmenit nach Titanoklinohumit (Evans & Trommsdorff, 1978) vorwiegend in pyroxenitischen Lagen auftreten. Relikte von Titanoklinohumit sind dagegen nur äußerst selten anzutreffen. Grt hat während der prograden Metamorphose präexistente isoklinale Falten bestehend aus allen vier Matrix-Mineralphasen (Ol, Cpx, Opx, Cam) überwachsen einschließlich Pseudomorphosen von Olivin und Ilmenit nach Titanoklinohumit (Pfiffner & Trommsdorff, 1998). Cam als Einschluß in Grt weist einen signifikant höheren K_2O -Gehalt (0.7 Gew.%) als der Matrix-Cam (ca. 0.15 Gew.%) auf (Nimis & Trommsdorff, 2001). Das prograde Wachstum von Grt und das reliktsche Auftreten des petrogenetischen Indikatorminerals Titanoklinohumit deutet zweifellos daraufhin, daß sich der CdG-Granat-Peridotit aus einem teilweise serpentinierten, wasserhaltigen Protolith gebildet hat, der seine metamorphe Überprägung während der Subduktion erhalten hat (Evans & Trommsdorff, 1978). Neben den Granat-Peridotiten treten auch vereinzelt prograde Chlorit-Amphibol-Peridotite im Bereich der CdG auf. Dieses gleichzeitige Vorkommen von beiden Peridotit-Gesteinstypen kann durch variable Gesamtgesteinszusammensetzungen und/oder unterschiedliche H_2O -Aktivitäten erklärt werden (Trommsdorff, 1990; Pfiffner, 1999).

Allerdings sind die meisten Peridotitvorkommen komplett rekristallisiert und stehen mit den Nebengesteinen P-T-mäßig im Gleichgewicht.

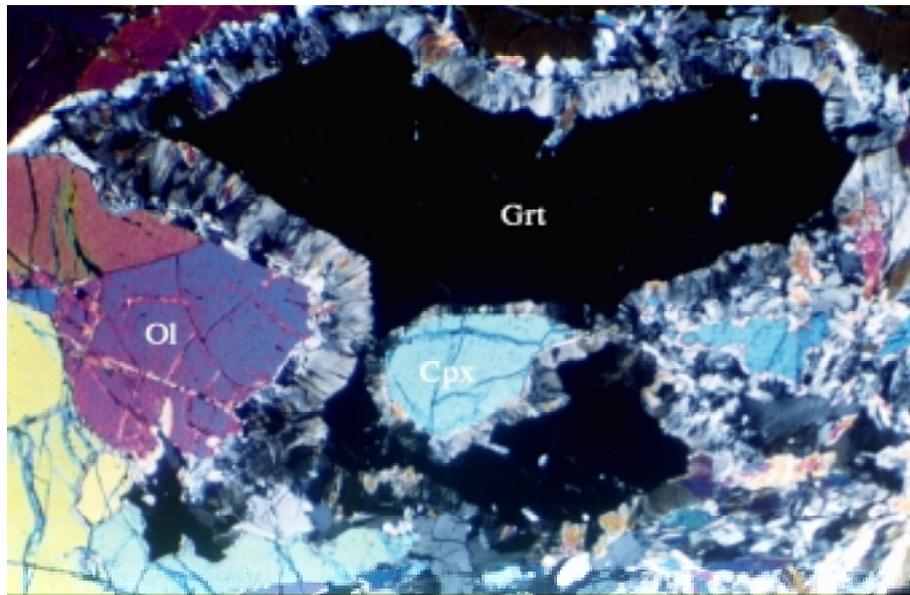


Abb. 27. Lichtmikroskopische Aufnahme bei gekreuzten Polarisatoren eines elongierten Grt-Korns mit einem Cpx-Einschluß. Der Grt wird von einem Kelyphitsaum umgeben. Links im Bild ist noch ein Ol-Kristall zu erkennen. Bildbreite 1.7 mm. Probe VER 9b.

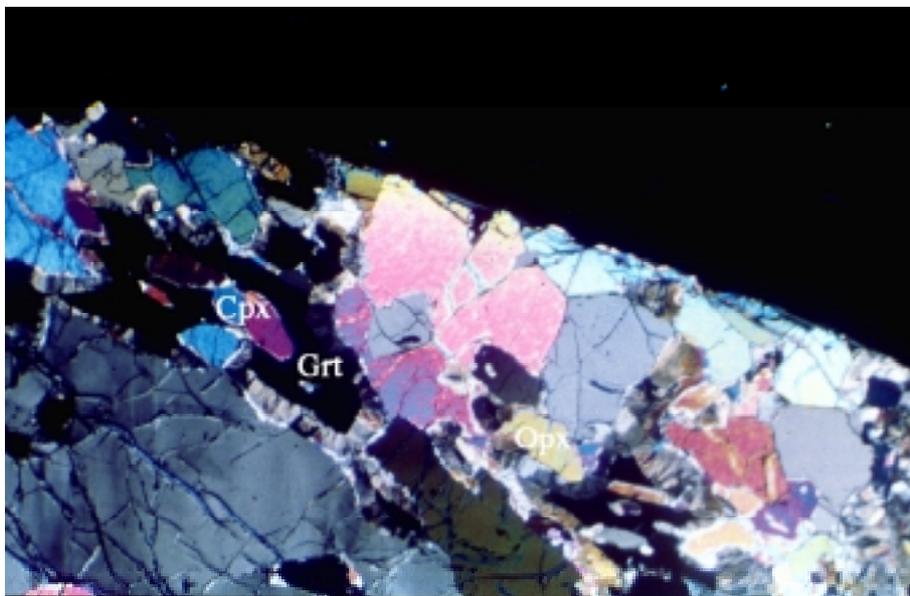


Abb. 28. Lichtmikroskopische Aufnahme der Matrix bestehend aus Ol, Cpx, Opx und Grt am Dünnschlifftrand der Probe VER 9b. Bildbreite 1.7 mm.

Die CdG-Granat-Peridotite haben eine unterschiedlich starke retrograde Überprägung erfahren, die meist von einer Wasserzufuhr begleitet war. Das Ausmaß der retrograden Überprägung ist vorwiegend abhängig von der Verfügbarkeit von H₂O und zeigt sich in der Entstehung von Kelyphit (Spl + Am) um Grt, dem Wachstum von Sapphirin, der Entstehung von Cam mit niedrigen K₂O-Gehalten (< 0.2 Gew.%) und in einer Chloritisierung von Grt. Die verschiedenen retrograden Stadien wurden ausführlich bei Evans & Trommsdorff (1978) und Trommsdorff (1990) beschrieben und sind nicht Gegenstand der vorliegenden Studie.

3. Chemische Zusammensetzung der Cima di Gagnone-Mineralen

Umfassende mikrosondenanalytische und mössbauerspektroskopische Arbeiten an den Mineralphasen des CdG-Peridotites sind schon in vorherigen Studien (Evans & Trommsdorff, 1978; Nimis, 1994; Nimis & Trommsdorff, 2001) durchgeführt worden. Dennoch wurden eigene Mikrosondenanalysen und vorher noch nicht durchgeführte SIMS-Analysen (Sc, V, Co, Ni) angefertigt und zur P-T-Berechnung verwendet. Die in dieser Studie neu erstellten Datensätze über die chemische Zusammensetzung aller Phasen sind im Vergleich zu den Datensätzen über den AA-Peridotit allerdings weniger umfangreich. Eine Probe (VER 9) wurde untersucht. Repräsentative Mineralanalysen sind in Tabelle 4 zu finden. Die chemische Variabilität der einzelnen Mineralphasen ist in Tabelle 5 angegeben. Bei der Beschreibung der Phasenzusammensetzungen wird wie im Abschnitt über die AA-Peridotite darauf verzichtet, die Konzentrationen der Haupt- und Spurenelemente im Text zu beschreiben, sondern es wird vielmehr auf die Tabellen 4 und 5 und auf die Abbildungen 29 bis 31 verwiesen. Details zur Mikroanalytik (EMS, SIMS) finden sich im Anhang.

Granat

Bedingt auch durch die zahlreichen Einschlüsse und Risse zeigen die pyropreichen Grt-Körner einen inhomogenen chemischen Bau bezüglich der Hauptelemente, Fe, Mn, Mg und der Spurenelemente V, Sc und Ni (Abb. 29). Systematische Zonierungen scheinen entlang der Granatprofile nicht aufzutreten. Nur an den äußersten Rändern sind leichte Zonierungsmuster retrograden Ursprungs dokumentiert. Dies spiegelt sich vornehmlich in einer Abnahme von Mg und Mg# und in einer Zunahme von Fe und Mn in den letzten 150 µm zum Rand hin wider. Bemerkenswert ist der niedrige Cr₂O₃-Gehalt mit einem Durchschnittsgehalt von ca. 0.5 Gew.% (Tab. 5). Verglichen mit den Granaten des AA-Peridotites besitzen die CdG-Granate deutlich niedrigere Konzentrationen an Sc (10-60 rel. zu 80-120 ppm), Co (36-39 rel. zu 43-50 ppm), Ti (160-380 rel. zu 750-1500 ppm) und Ni (6-14 rel. zu 45-70 ppm) und merklich

höhere Konzentrationen an V (150-240 rel. zu 100-120 ppm). Die hohe Variabilität hinsichtlich Mg# innerhalb eines Kornes und zwischen verschiedenen Grt-Körnern des CdG-Peridotites werden von Nimis & Trommsdorff (2001) durch eine Nukleation von Grt an vorher existierenden Spinellen erklärt, da Spinelle mit zunehmendem metamorphen Grad Mg-reicher werden (Evans & Frost, 1975). Auch die variablen Ni-Gehalte sind auf den prograden Charakter zurückzuführen. Mössbauerspektroskopische Messungen ergaben ein $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ -Verhältnis von ca. 0.04 (Nimis & Trommsdorff, 2001) für die CdG-Granate.

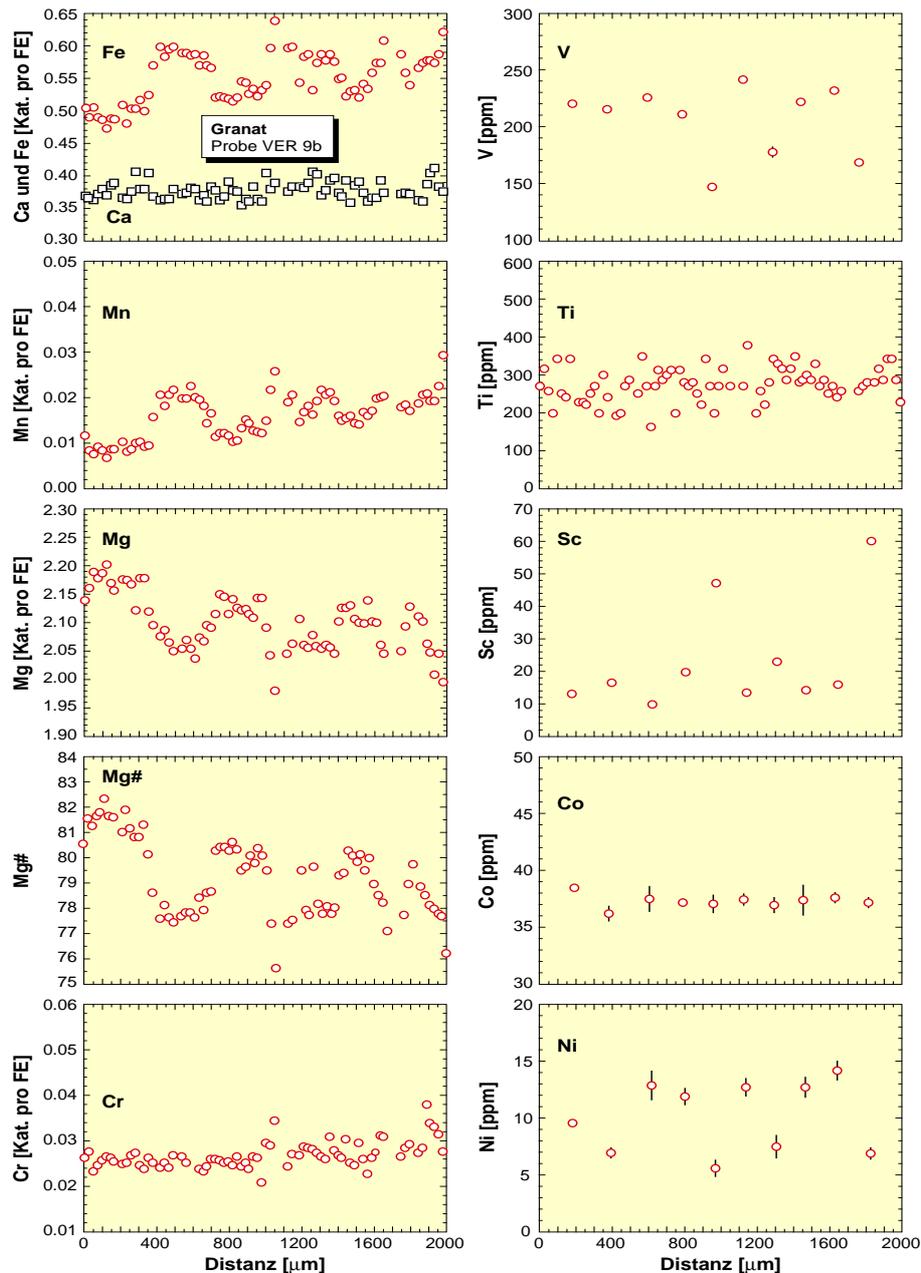


Abb. 29. Elementkonzentrationsprofile durch ein Grt-Korn der Probe VER 9b. Für die mit dem SIMS gemessenen Elemente Sc, Co und Ni entsprechen die Fehlerbalken 1σ . Zu beachten ist die scheinbar unsystematische chemische Variation innerhalb des Grt-Korns und die sehr niedrigen Ni-Gehalte von 5.5 bis 16.6 ppm und Mg#-Werte von 76.5 bis 80.5 für den Kernbereich verglichen zu den Alpe Arami-Granaten.

Orthopyroxen

Gemessene Profile durch die Opx-Körner zeigen homogene Zusammensetzungen im Kern, während die Randbereiche Zonierungen aufweisen (Abb. 30). Vom Kern zum Rand nehmen die Elemente Al, Ca, Cr, Ti, V und Ni ab (Abb. 30). Nur Fe verzeichnet einen Anstieg vom Kern zum Rand. Die Opx-Körner sind grundsätzlich durch niedrige Al_2O_3 - (< 1 Gew.%), Cr_2O_3 - (< 0.15 Gew.%) und TiO_2 -Gehalte (< 0.1 Gew.%) gekennzeichnet (Tab. 5). Generell zeigt Mg# in Opx eine Druckabhängigkeit auf, nicht jedoch eine Abhängigkeit von der Temperatur (Brey et al., 1990). Daher kann fallendes Mg# vom Kern (~ 92.4) zum Rand (~ 91.5) im CdG-Opx auf eine Druckabnahme hindeuten. Dagegen stellt die Al-, Cr- und Ca-Abnahme vom Kern zum Rand eine Temperaturabnahme dar. Die Ni-Konzentration von 400 bis 440 ppm ist geringer im Vergleich zu den AA-Opx Ib-Körnern mit Konzentrationen von 520 bis 690 ppm. Die Sc-Konzentration ist mit ~ 2 ppm ähnlich der Konzentration in den AA-Opx Ib-Körnern. Anhand der Beziehung $\text{Fe}^{3+}_{\text{Opx}} \approx 0.55 \text{Fe}^{3+}_{\text{Cpx}}$ (Canil & O'Neill, 1996) ergibt sich ein $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ -Verhältnis von etwa 0.028 für die CdG-Opx.

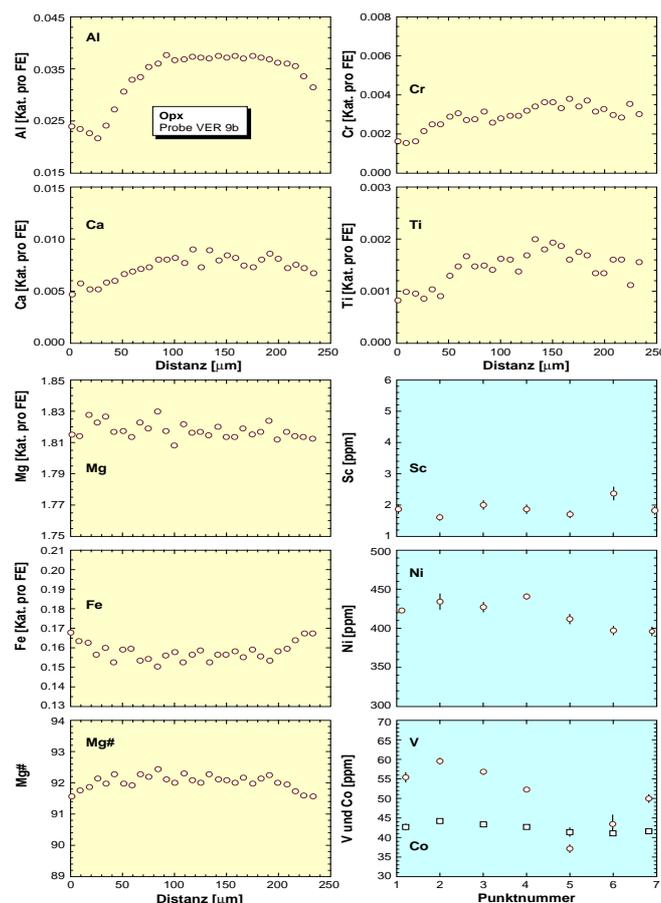


Abb. 30. Repräsentative Elementkonzentrationsprofile durch ein Opx-Korn der Probe VER 9b. Im Kernbereich weisen die Profile homogene Bereiche auf, während am Rand deutliche Zonierungen auftreten. Für die SIMS-Analysen (V, Sc, Co, Ni) entsprechen die Fehlerbalken 1σ und es konnten aufgrund der kleinen Korngröße nur Punktanalysen (grüne Diagramme) gemessen werden.

Klinopyroxen

Konzentrationsprofile entlang von Cpx-Körnern zeigen einen inhomogenen Internbau (Abb. 31). Systematische Zonierungsmuster sind nicht zu erkennen. Charakteristisch für die CdG-Cpx-Körner sind im Kernbereich hohe CaO- (23.3-24.6 Gew.%) und MgO-Gehalte (17.0-17.4 Gew.%) sowie niedrige Al_2O_3 - (0.9-1.4 Gew.%), Na_2O - (< 0.9 Gew.%) und TiO_2 -Gehalte (< 0.15 Gew.%) (Tab. 5). Die Ni- und Sc-Konzentrationen liegen bei ca. 200 ppm bzw. 20 bis 25 ppm und sind niedriger als bei den verschiedenen AA-Cpx-Generationen (250-320 ppm bzw. 25-35 ppm). Dagegen weist der CdG-Cpx ähnliche Co-Konzentrationen (15-20 ppm) wie die verschiedenen AA-Cpx-Generationen auf. Vergleichbar ist auch die V-Konzentration im CdG-Cpx mit einem Wert zwischen 250 bis 350 ppm im Vergleich zu den AA-Cpx II-Körnern. Das $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ -Verhältnis liegt bei 0.05 für die CdG-Cpx (Nimis & Trommsdorff, 2001).

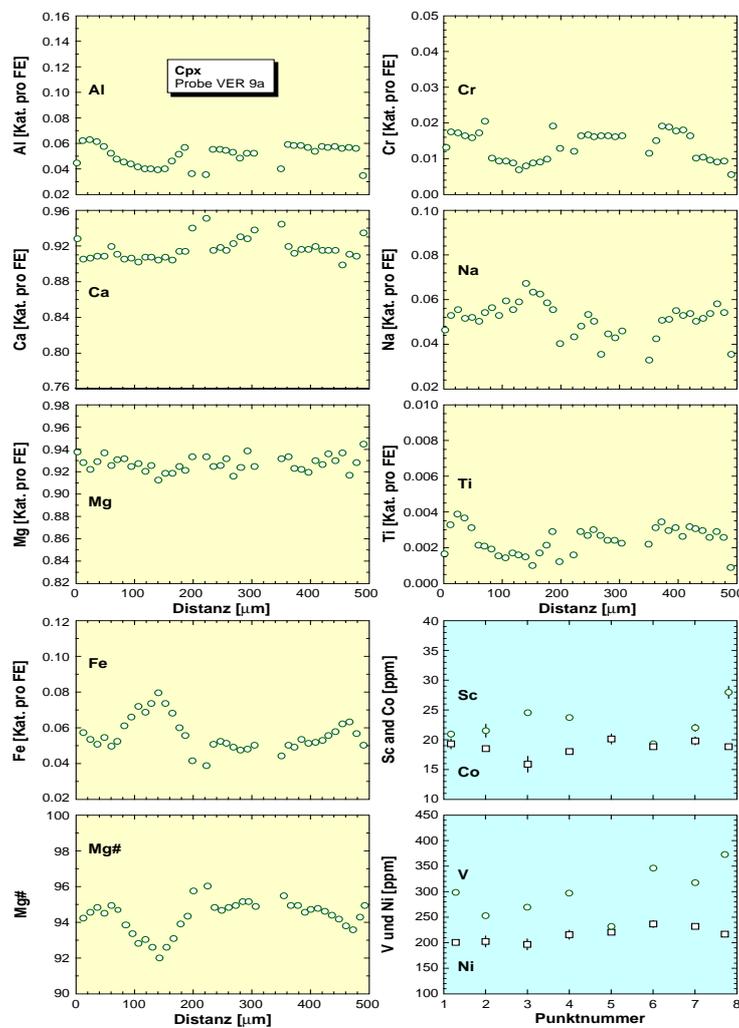


Abb. 31. Elementkonzentrationsprofile entlang von Cpx-Körnern zeigen einen inhomogenen Internbau. Für die Elemente V, Sc, Co und Ni entsprechen die Fehlerbalken 1σ und es konnten aufgrund der kleinen Korngröße nur Punktanalysen (grüne Diagramme) gemessen werden.

Olivin

Die einzelnen Olivinkörner sind recht homogen zusammengesetzt, weisen aber untereinander erhebliche Unterschiede in ihren FeO- und MgO-Gehalten auf (Tab. 5). So schwankt der FeO-Gehalt zwischen 7.91 und 10.64 Gew.% und der MgO-Gehalt zwischen 48.36 und 51.09 Gew.% (Tab. 5). Demnach unterliegt Mg# einer Variation von 89.0 bis 92.0. Dagegen sind die Ni-Gehalte mit einem Mittelwert von 2812 ± 232 ppm recht konstant und liegen im Bereich für gewöhnliche Peridotit-Olivine (Ryan et al., 1996).

Ca-Amphibol

In dieser Studie wurden keine Analysen an Ca-Amphibol-Körnern (Cam) durchgeführt. Insofern wird auf bereits vorhandene Daten zurückgegriffen (Evans & Trommsdorff, 1978; Nimis & Trommsdorff, 2001). Cam-Körner der Matrix als auch die Cam-Einschlüsse in Grt sind Mischkristalle zwischen den Endgliedern Pargasit und Tremolit mit einem höheren Tremolit-Anteil in Richtung der Ränder (Evans & Trommsdorff, 1978). Die Einschlüsse in Grt führen höhere K₂O-Gehalte von ca. 0.7 Gew.% verglichen mit den Cam-Körnern in der Matrix mit einem K₂O-Gehalt von etwa 0.15 Gew.% (Nimis & Trommsdorff, 2001).

Tab. 4. Repräsentative Auswahl an Analysen vom Cima di Gagnone-Granat-Peridotit. Haupt- und Nebenelemente [Gew. %] wurden mit einer Elektronenstrahlmikrosonde ermittelt. Spurenelemente [ppm] wurden mit einem Sekundärionenmassenspektrometer gemessen. Neben eigenen Analysen sind auch die Analysen (Evans & Trommsdorff, 1978), mit denen Nimis & Trommsdorff (2001) maximale P-T-Bedingungen berechnet haben, beigefügt.

Phase	Grt	Grt	Cpx	Cpx	Opx	Opx	Ol	Ol
Bereich	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand
SiO ₂	41.89	41.90	55.32	55.57	57.83	58.19	40.80	40.78
TiO ₂	0.04	0.04	0.06	0.04	0.07	0.03	0.06	0.05
Al ₂ O ₃	23.33	23.20	0.95	0.83	0.93	0.60	0.00	0.04
Cr ₂ O ₃	0.45	0.49	0.31	0.20	0.13	0.06	0.02	0.00
Fe ₂ O ₃	n.b.							
FeO	9.57	10.39	2.28	1.68	5.47	5.86	9.40	9.56
MnO	0.26	0.48	0.07	0.03	0.06	0.09	0.11	0.10
NiO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.30	0.38
MgO	19.73	18.71	17.10	17.64	35.73	35.56	50.04	49.19
CaO	4.82	4.91	23.44	24.28	0.21	0.12	0.00	0.03
Na ₂ O	0.01	0.01	0.79	0.51	0.02	0.01	0.00	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.04	0.00
H ₂ O	n.b.							
Summe	100.09	100.12	100.32	100.78	100.45	100.61	100.76	100.14
Si	2.985	2.998	1.998	1.995	1.975	1.986	0.992	0.998
Ti	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001
Al	1.959	1.956	0.041	0.035	0.037	0.024	0.000	0.001
Cr	0.025	0.028	0.009	0.006	0.004	0.002	0.000	0.000
Fe ³⁺	n.b.							
Fe ²⁺	0.570	0.622	0.069	0.050	0.156	0.167	0.191	0.196
Mn	0.016	0.029	0.002	0.001	0.002	0.003	0.002	0.002
Ni	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.006	0.008
Mg	2.095	1.996	0.920	0.944	1.819	1.814	1.814	1.795
Ca	0.368	0.376	0.907	0.934	0.008	0.004	0.000	0.001
Na	0.001	0.001	0.055	0.036	0.001	0.001	0.000	0.000
K	0.000	0.000	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.001	0.000
Summe	8.022	8.008	4.003	4.002	4.004	4.001	3.007	3.001
Mg #	78.6	76.2	93.1	94.9	92.1	91.6	90.5	90.2
Cr #	1.3	1.4	18.1	14.1	8.8	6.3	n.b.	n.b.
Sc	19.6	16.5	21.6	28.0	1.61	1.83	n.a.	n.a.
V	211	216	253	373	59.7	50.1	n.a.	n.a.
Co	37.2	36.5	18.6	18.9	44.3	41.7	n.a.	n.a.
Ni	11.9	6.98	203	217	435	397	n.a.	n.a.

Fortsetzung auf der nächsten Seite.

Tab. 4. Fortsetzung.

Phase	Grt ¹	Cpx ¹	Opx ¹	Ol ¹	Cam ¹
Bereich	Kern	Kern	Kern	Kern	Matrix, Kern
SiO ₂	41.90	54.80	57.50	41.20	46.50
TiO ₂	0.05	0.09	0.06	0.01	0.46
Al ₂ O ₃	22.80	1.55	0.54	0.00	10.86
Cr ₂ O ₃	1.18	0.33	0.1	0.00	1.37
Fe ₂ O ₃ [#]	0.44	0.12	0.07	n.a.	n.a.
FeO	9.60	1.99	5.73	9.05	3.19
MnO	0.42	0.05	0.09	0.08	0.04
NiO	0.01	0.03	0.07	0.45	n.a.
MgO	19.10	16.90	36.10	49.70	19.40
CaO	5.23	23.00	0.28	n.a.	12.00
Na ₂ O	0.00	0.95	0.00	0.00	2.15
K ₂ O	n.a.	0.00	0.00	n.a.	0.15
Summe	100.73	99.81	100.53	100.49	96.12
Si	2.983	1.987	1.969	1.002	6.64
Ti	0.003	0.002	0.002	0.000	0.05
Al	1.913	0.066	0.022	0.000	1.83
Cr	0.066	0.009	0.003	0.000	0.16
Fe ³⁺	0.024	0.002	0.002	0.000	n.a.
Fe ²⁺	0.572	0.060	0.164	0.184	0.38
Mn	0.025	0.002	0.003	0.002	0.01
Ni	0.001	0.001	0.002	0.009	n.a.
Mg	2.027	0.913	1.843	1.802	4.13
Ca	0.399	0.893	0.010	0.000	1.84
Na	0.000	0.067	0.000	0.000	0.60
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.03
Summe	8.013	4.005	4.018	2.998	15.67
Mg #	78.0	93.8	91.8	90.7	91.6
Cr #	3.3	12.0	12.0	n.b.	8.0

Formelberechnung basiert auf 12 Sauerstoffen für Grt, 6 Sauerstoffen für Cpx und Opx, 4 Sauerstoffen für Ol und 23 Sauerstoffen sowie 15 Kationen ohne Na + K für Cam. Mg# = [100 * Mg/(Mg + Fe²⁺)]; Cr# = [100 * Cr/(Al + Cr)]. Für H₂O in Cam wurde 2 OH per Formeleinheit angenommen. Mineralabkürzungen sind nach Kretz (1983) erweitert von Bucher & Frey (1994); n.a. = nicht analysiert; n.b. = nicht berechnet; [#] = basiert auf mössbauerspektroskopischen Untersuchungen (Grt-Cpx) und der Opx-Cpx-Fe³⁺-Beziehung in Granat-Peridotiten (Canil & O'Neill, 1996), ansonsten entspricht FeO gleich FeO_{tot.} ¹ = die Mineralanalysen von Evans & Trommsdorff (1978) in der Publikation von Nimis & Trommsdorff (2001).

Tab. 5. Chemische Variabilität der Phasen im Cima di Gagnone Granat-Peridotit (nur eigene Analysen).

Phase	Parameter	Kern	Rand
Granat	Cr ₂ O ₃ [Gew.%]	0.30 - 0.80	0.24 - 0.95
	CaO [Gew.%]	4.62 - 5.38	4.62 - 5.35
	TiO ₂ [Gew.%]	0.03 - 0.06	0.03 - 0.07
	Mg#	76.5 - 80.5	75.1 - 81.5
	Sc [ppm]	13.4 - 38.2	13.0 - 47.1
	Ni [ppm]	5.5 - 16.6	6.9 - 26.1
	Co [ppm]	37.2 - 44.4	37.0 - 43.6
Klinopyroxen	Al ₂ O ₃ [Gew.%]	0.85 - 1.35	0.83 - 1.49
	Cr ₂ O ₃ [Gew.%]	0.32 - 0.58	0.20 - 0.72
	CaO [Gew.%]	23.29 - 23.79	23.25 - 24.28
	TiO ₂ [Gew.%]	0.05 - 0.13	0.04 - 0.14
	Na ₂ O [Gew.%]	0.62 - 0.96	0.51 - 0.83
	Mg#	93.1 - 94.9	93.6 - 94.9
	Sc [ppm]	21.0 - 24.7	19.4 - 28.0
	V [ppm]	299 - 253	233 - 373
	Ni [ppm]	198 - 217	221 - 237
	Co [ppm]	19.4 - 16.0	18.9 - 20.2
Orthopyroxen	Al ₂ O ₃ [Gew.%]	0.56 - 0.93	0.48 - 0.90
	Cr ₂ O ₃ [Gew.%]	0.05 - 0.14	0.03 - 0.11
	CaO [Gew.%]	0.12 - 0.24	0.07 - 0.20
	TiO ₂ [Gew.%]	0.02 - 0.08	0.02 - 0.05
	Mg#	90.7 - 92.2	89.3 - 92.3
	Sc [ppm]	1.69 - 2.18	1.71 - 2.48
	V [ppm]	52.3 - 64.3	37.3 - 64.5
	Ni [ppm]	426 - 441	365 - 438
	Co [ppm]	42.8 - 44.6	39.5 - 45.2
Olivin	Mg#	89.0 - 92.0	90.2 - 92.0
	NiO [Gew.%]	0.34 - 0.42	0.31 - 0.41

Mg# = 100 * Mg/(Mg+Fe_{tot}).

4. Berechnung der maximalen P-T-Bedingungen des Cima di Gagnone-Peridotites

Zur Berechnung der maximalen P-T-Bedingungen des CdG-Granat-Peridotitkörpers wurden die gleichen Thermometer sowie das Al-in-Opx-Barometer verwendet, die schon zur P-T-Bestimmung des AA-Granat-Peridotites verwendet worden waren. Allerdings wurden zur Berechnung die eigenen Mikrosondendaten getrennt von den von Nimis & Trommsdorff (2001) publizierten Daten verwendet. Da Opx mit Cpx hinsichtlich seiner Ca-Gehalte im

Gleichgewicht ist (Abb. 32), steht der Anwendung der unterschiedlichen 2-Pyroxen-Thermometer-Kalibrierungen nichts im Wege.

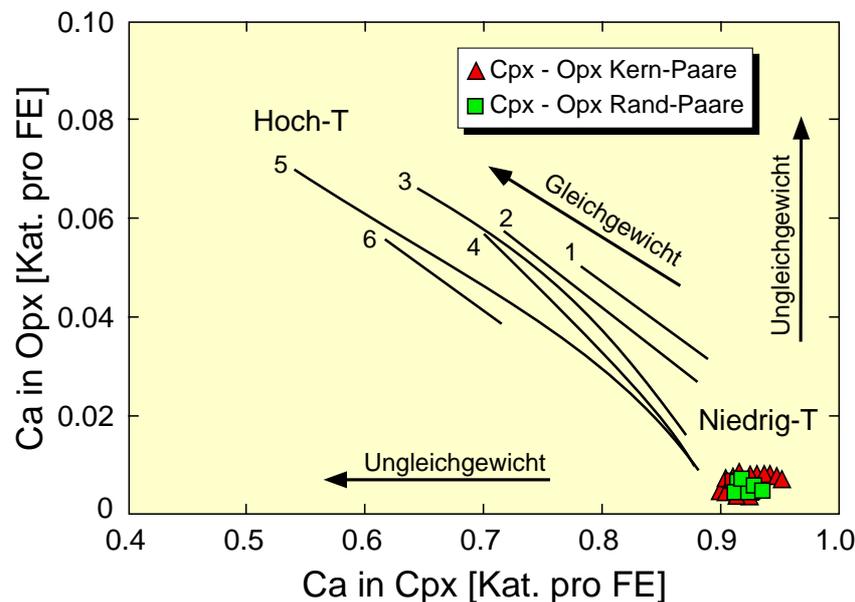


Abb. 32. Ca-in-Opx gegen Ca-in-Cpx Diagramm. Die schwarzen Linien mit den Nummern von 1 bis 6 (Druck in GPa) markieren Trends bezüglich der Ca-Verteilung zwischen Opx und Cpx basierend auf Experimenten im Iherzolitischen System bei Temperaturen von 900 bis 1400 °C und Drucken von 1 bis 6 GPa (Brey et al., 1990). Die Ca-Verteilung zwischen Opx und Cpx befindet sich im Gleichgewicht, obwohl die Phasen niemals im Kontakt zueinander vorkommen. Offensichtlich wird die Ca-Verteilung durch die Ca-reiche Phase Amphibol gepuffert.

Die mit beiden Datensätzen ermittelten P-T-Werte sind in Tabelle 6 zusammengefaßt und in Abbildung 33 graphisch dargestellt. Insgesamt wurde Fe_{tot} als Fe^{2+} betrachtet. Im Gegensatz zum AA-Peridotit ergeben sich für den CdG-Peridotit keine zwei unterschiedliche Gruppierungen von T-Werten. Alle benutzten Thermometer stimmen innerhalb ihrer Fehlergrenzen überein (Abb. 33). Nur das 2-Pyroxen-Thermometer (Brey & Köhler, 1990) tendiert zu etwas niedrigeren Temperaturen. Unter Berücksichtigung aller verwendeten Thermobarometer werden Äquilibrierungsbedingungen von 790 ± 60 °C und 3.0 ± 0.2 GPa abgeschätzt (Abb. 33). Werden die publizierten Analysen von Nimis & Trommsdorff (2001) für die P-T-Berechnung zugrunde gelegt, dann ergeben sich nahezu identische Temperaturen von 785 ± 33 °C und leicht erhöhte Drucke von 3.6 ± 0.2 GPa. Nur das Ca-in-Opx-Thermometer (Brey & Köhler, 1990) resultiert in erhöhten Temperaturen. Allerdings weisen schon Nimis & Trommsdorff (2001) darauf hin, daß die Ergebnisse dieses Thermometers problematisch sind, da die Temperatursensivität des Pyroxen-Solvus am Opx-Schenkel äußerst hoch ist und die CdG-Orthopyroxene sich zusätzlich durch relativ niedrige Ca-Gehalte ($CaO < 0.3$ Gew.%) auszeichnen. Dies hat zur Konsequenz, daß bei generell niedrigen Äquilibrierungstemperaturen kleinste Änderungen im Ca-Gehalt des Opx große Änderungen in den errechneten T-Werten zur Folge haben.

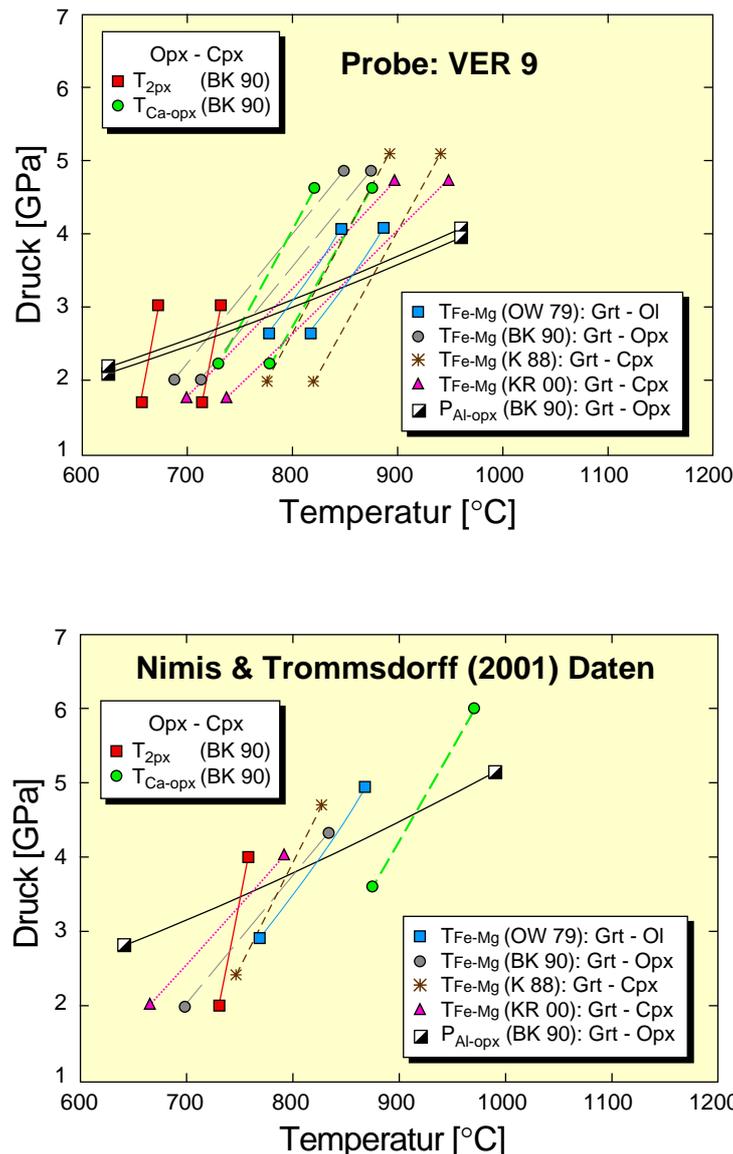


Abb. 33. P-T-Ergebnisse basierend auf Kernzusammensetzungen anhand eigener Daten (Probe VER 9) und anhand der publizierten Nimis & Trommsdorff (2001) Daten. Nur für Probe VER 9 ist jedes Thermometer mit seiner oberen und unteren 1σ -Grenze dargestellt. Die Fe-Mg-Austauschthermometer zwischen Grt, Ol, Opx und Cpx (O'Neill & Wood 1979; Brey Köhler, 1990; Krogh 1988; Krogh Ravna 2000) fallen ungefähr in den P-T-Bereich wie die 2-Pyroxen-Thermometer (Brey & Köhler, 1990). Metamorphe Peak-bedingungen wurden anhand der eigenen Daten mit 790 ± 60 °C und 3.0 ± 0.2 GPa abgeschätzt. Für die Nimis & Trommsdorff (2001) Daten liegen die Peak-P-T-Bedingungen bei 785 ± 33 °C und 3.6 ± 0.2 GPa.

Bemerkenswert ist auch, daß sich Opx und Cpx in Anbetracht ihres Ca-Gehaltes im Gleichgewicht befinden (Abb. 32), obwohl in den verwendeten Dünnschliffen niemals Opx mit Cpx im Kontakt zu finden war. Es ist davon auszugehen, daß die häufig auftretende Ca-reiche Phase Amphibol (mit ca. 12 Gew.% CaO) als Ca-Puffer fungiert. Infolgedessen konnten sich die Ca-Gehalte zwischen den Pyroxenen auf die herrschenden P-T-Bedingungen einstellen. Da die Analysen von Nimis & Trommsdorff (2001) niedrigere Al-Gehalte in den Opx-Körnern aufweisen, sind die berechneten Drucke verglichen mit den auf eigenen Analysen berechneten

P-Werten leicht erhöht. Insgesamt jedoch ergibt sich eine recht gute Übereinstimmung der einzelnen Thermometer, sowohl basierend auf den eigenen Analysen als auch unter Benutzung der Analysen von Nimis & Trommsdorff (2001). Deren Abschätzung für die Peakbedingungen des CdG-Peridotites liegen bei 742 ± 38 °C / 3.0 ± 0.4 GPa und unterscheiden sich daher nicht signifikant von den in dieser Studie erhaltenen Resultaten mit P-T-Bedingungen von 790 ± 60 °C und 3.0 ± 0.2 GPa. Unter Beachtung der angegebenen $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ -Verhältnisse für die einzelnen Mineralphasen, werden für das Grt-Ol-Thermometer und für das Grt-Opx-Thermometer um 31 bzw. 18 °C höhere Temperaturen erhalten. Die verschiedenen Kalibrierungen des Grt-Cpx-Thermometers (Krogh, 1988; Krogh Ravna, 2000) liefern unwesentlich ~ 10 °C niedrigere Temperaturen. Zusammenfassend bleibt festzuhalten, daß der Fe^{3+} -Gehalt in den einzelnen Phasen des CdG-Peridotites nur geringfügig Einfluß auf die ermittelten P-T-Werte hat.

Die Ni-Gehalte in den CdG-Granaten sind sehr gering und liegen im Mittel bei ca. 9 ± 2 ppm. Die CdG-Olivine weisen Ni-Gehalte mit einem Mittel von 2812 ± 232 ppm auf, was auf normale Mantel-Olivine hindeutet. Daraus ergeben sich bei der Anwendung des Ni-in-Grt-Thermometers je nach Kalibrierung Temperaturen von 652 ± 68 °C (Ryan et al., 1996), 825 ± 50 °C (Canil, 1994) und 792 ± 55 °C (Canil, 1999). In dieser Studie wird die experimentelle Kalibrierung von Canil (1999) bevorzugt zur Temperaturermittlung herangezogen. Die rein formale Anwendung der McDade et al. (2000) Kalibrierungen ergeben unrealistisch tiefe Werte für T_{BK90}^{Ni} 595 °C und für T_{OW79}^{Ni} 616 °C bei einem angenommenen Druck von 3.0 GPa.

Die Temperaturabschätzung anhand der Kalibrierung von Canil (1999) liegt genau im Bereich der berechneten Temperaturen basierend auf den Hauptelementverteilungen. Die Tatsache, daß die CdG-Granate sehr niedrige Ni-Gehalte (~ 9 ppm) und auch Mg#-Werte (~ 79) besitzen, obwohl sie prograd aus Ni-reichen Phasen wie Chlorit und/oder Spinell gewachsen sind, beweist eindeutig, daß Ni sehr schnell diffundiert und im Gleichgewicht mit Olivin temperaturgesteuert ist. Die relativ hohe Variabilität der Ni-Konzentrationen in den Kernen kann durch den prograden Charakter von Granat und durch die Ungenauigkeiten der Ni-Messung in Grt (± 3 ppm) mittels des Sekundärionenmassenspektrometers erklärt werden. Daher erscheint die rein hypothetische Annahme, daß die hohen Ni-Gehalte (65-70 ppm) und die hohen Mg#-Werte (81.5-82.0) in den Kernbereichen der AA-Granate deshalb so erhöht seien, weil diese prograd aus Ni-reichen Phasen wie Chlorit und/oder Spinell entstanden seien und somit eine Wachstumszonierung widerspiegeln (Nimis & Trommsdorff, 2001), nicht mehr sonderlich überzeugend. Auch sprechen die gleichen Ni-Gehalte in den Kernen von verschiedenen AA-Granaten für eine Äquilibration mit Olivin. Denn im Falle einer Wachstumszonierung sollten die Ni-Gehalte in den AA-Granaten variieren.

Der Ca/Cr-Test zeigt, daß die CdG-Granate bezüglich ihres Ca/Cr-Verhältnisses tendenziell niedrigere Temperaturen und Drucke gegenüber dem AA-Peridotit reflektieren. Jedoch wird ein großer Bereich von ca. 830 °C / 3.2 GPa bis 1120 °C / 5.2 GPa abgedeckt (Abb. 34). Nun muß in Betracht gezogen werden, daß der CdG-Peridotit über zahlreiche Merkmale prograden Charakters verfügt (siehe Kapitel über Petrographie und chemische Zusammensetzung). Diesbezüglich ist auch eine Gleichgewichtseinstellung hinsichtlich der Ca-Gehalte auf die metamorphen Peakbedingungen bei einem fixiertem Cr-Gehalt der Granate wegen der tieferen Temperaturen auch gar nicht zu erwarten. Ca-Diffusion in Granat ist nicht sehr effizient und besonders bei den niedrigen Peaktemperaturen von 800 °C für den CdG-Peridotit recht langsam. Obwohl die unterschiedlichen Cr-Gehalte und auch Zonierungsmuster in den AA-Granaten für eine prograde Entstehung sprechen, konnte sich der Ca-Gehalt in den AA-Granaten als Funktion der unterschiedlichen Cr-Gehalte sowie von P und T richtig einstellen, da bei einer hohen Äquilibrationstemperatur von 1180 °C die Diffusion relativ zügig abläuft.

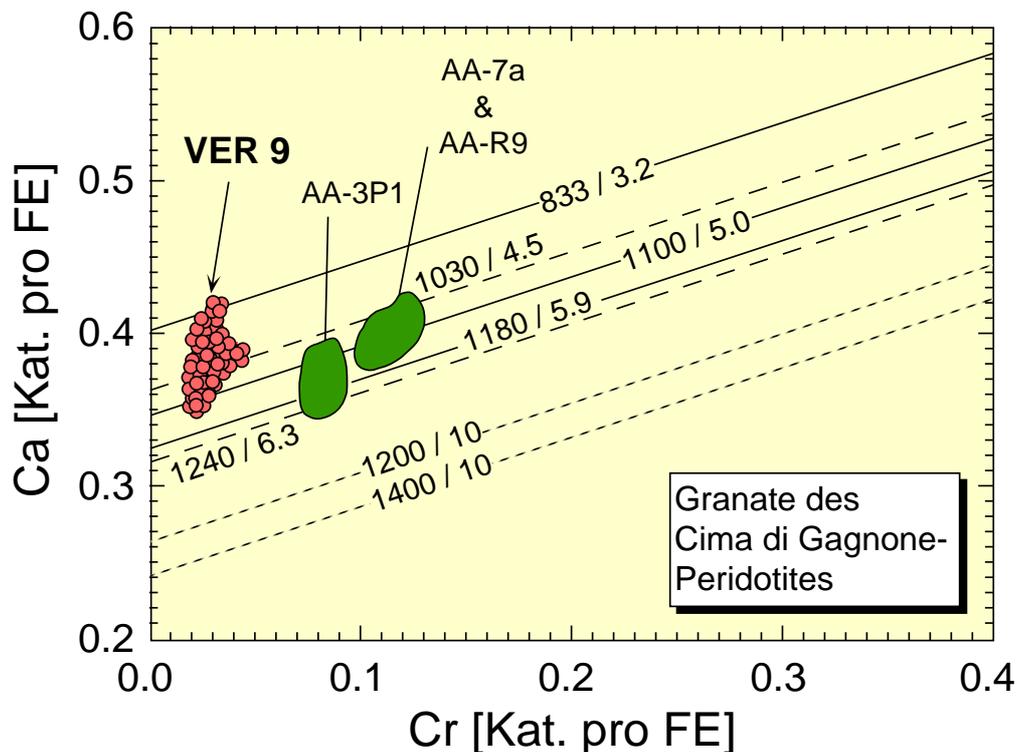


Abb. 34. Ca-Cr-Systematik nach Brenker & Brey (1997) für Grt-Körner aus dem Cima di Gagnone-Granat-Peridotit und berechnete Isolinien für unterschiedliche P-T-Bedingungen. Die Grt-Analysen der Probe VER 9 fallen in einen P-T-Bereich, der nicht durch Fe-Mg-Austauschthermometer und 2-Pyroxen-Thermometer in Kombination mit dem Al-in-Opx-Barometer reflektiert wird. Die langsame Diffusion von Ca und der prograde Charakter von Grt haben eine Einstellung bezüglich des Ca/Cr-Verhältnisses auf P und T verhindert.

4.1. Die Verteilung von Übergangsmetallen zwischen Orthopyroxen- und Klinopyroxen-Porphyrklasten

Die berechneten Temperaturen, basierend auf den V-, Sc- und Cr-Verteilungen zwischen Opx und Cpx, ergeben leicht erhöhte Temperaturen im Bereich von 796 bis 945 °C (Tab. 6) verglichen mit den Temperaturabschätzungen anhand der Hauptelementverteilungen, die bei ca. 790 °C kumulieren. Dabei liegt der Fehler für das Cr-Thermometer bei ca. 100 °C, was auf die nicht so präzise Cr-Messung mit der Elektronenstrahlmikrosonde zurückzuführen ist. Tendenziell ergeben sich im Vergleich zum AA-Peridotit niedrigere Temperaturen. Der Grund für den Unterschied zwischen den T-Werten der Spurenelementthermometer im Vergleich zu den T-Werten der Hauptelementthermometrie wird deutlich, wenn die Original-Diagramme von Seitz et al. (1999 Seite 3975), die zur Kalibrierung der Spurenelementthermometer benutzt wurden, herangezogen werden. In diesen $\ln D_M$ (Opx/Cpx) gegen $1/T$ [K] Diagrammen, wobei M für die verschiedenen Elemente Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co und Ni steht, wird deutlich, daß Proben, die Äquilibrierungstemperaturen von etwa 800 bis 900 °C aufweisen, die von Seitz et al. (1999) gemessenen Daten für alle Übergangsmetalle größere Fehler aufweisen verglichen zu Proben mit höheren Äquilibrierungstemperaturen und damit eine größere Abweichung zur linearen Regression anzeigen. Hierdurch ist natürlich eine schlechtere Präzision der Temperaturberechnung bei niedrigen Temperaturen gewährleistet, was zur Folge hat, daß sich unweigerlich auch eine größere Temperaturabweichung ergeben kann. Die deutlich erhöhten T_{Co} - (1042 ± 45 °C) und T_{Ni} -Ergebnisse (~ 1100 °C) sind auf Austauschreaktionen zwischen Opx und Cpx mit Ol zurückzuführen, da Ol diese Elemente in höheren Konzentrationen inkorporiert. Die Zonierungsprofile von Opx und Cpx zeigen bezüglich Ni eine deutliche Abnahme in Richtung der Ränder, wobei im Kernbereich keine homogenen Bereiche mehr ausgebildet sind. Dies bedeutet natürlich, daß die ursprüngliche Ni-Konzentration im Kern nicht mehr festgestellt werden kann bzw., daß diese auch zuvor höher gewesen sein muß. Zumindest für die Co-Gehalte im Opx läßt sich ebenso eine Abnahme in Richtung der Ränder feststellen. Die generelle Abnahme von Co und Ni in den Pyroxenen steht aber im Widerspruch zu dem, was bei einer retrograden Entwicklung mit abnehmenden Temperaturen zu erwarten ist, wenn Opx und Cpx miteinander austauschen. Bei abnehmenden Temperaturen nehmen nämlich die D_{Ni} (Opx/Cpx) und D_{Co} (Opx/Cpx) zu (Seitz et al., 1999), während bei den CdG-Pyroxenen diese Verteilungskoeffizienten jedoch abnehmen. Da sich Opx und Cpx niemals im Kontakt befinden, aber immer im Kontakt mit Ol vorkommen, haben sich Subsysteme in der Form Opx-Ol und Cpx-Ol ausgebildet. Die Konsequenz ist, daß die Co- und Ni-Verteilung von diesen Subsystemen kontrolliert wird und eben nicht von einer T-abhängigen Gleichgewichtsverteilung zwischen Opx und Cpx bestimmt ist. Des Weiteren sollte der T_{Ni} nicht zuviel Bedeutsamkeit zugemessen werden, da der Korrelationskoeffizient für die Ni-Verteilung in Abhängigkeit von der Temperatur bei 0.877 liegt. Somit wurde die Ni-Verteilung auch nicht als Spurenelementthermometer von Seitz et al. (1999) vorgeschlagen.

Tab. 6. Berechnete Drucke [GPa] und Temperaturen [°C] basierend auf Kernzusammensetzungen der Mineralphasen des Cima di Gagnone-Peridotitkörpers. Zum Vergleich sind die Ergebnisse beruhend auf den Daten von Evans & Trommsdorff (1978), die Nimis & Trommsdorff (2001) benutzt haben, mit angeführt.

Geothermobarometer	VER9	unter Verwendung der Nimis & Trommsdorff (2001) Analysen
Grt / Opx Kern		
T _{Fe-Mg} (BK 90)	739 ± 15	801
P _{Al-Opx} (BK 90)	2.73 ± 0.10	3.81
Grt / Ol Kern		
T _{Fe-Mg} (OW 79)	824 ± 21	821
P _{Al-Opx} (BK 90)	3.19 ± 0.10	3.92
Grt / Cpx Kern		
T _{Fe-Mg} (KR 00)	813 ± 24	761
P _{Al-Opx} (BK 90)	3.13 ± 0.10	3.51
T _{Fe-Mg} (K 88)	847 ± 24	791
P _{Al-Opx} (BK 90)	3.30 ± 0.10	3.74
Cpx / Opx Kern		
T _{2-Px} (BK 90)	696 ± 30	749
P _{Al-Opx} (BK 90)	2.49 ± 0.10	3.46
T _{Ca-Opx} (BK 90)	781 ± 22	913
P _{Al-Opx} (BK 90)	2.95 ± 0.10	4.57
Grt / Ol Kern (unabhängig von P)		
T _{Ni-Grt} (C 99)	792 ± 55	keine Daten
T _{Ni-Grt} (R 96)	652 ± 68	keine Daten
T _{Ni-Grt} (C 94)	825 ± 50	keine Daten
Cpx / Opx Kern, für 3 GPa		
T _{Co} (SAL 99)	1042 ± 45	keine Daten
T _V (SAL 99)	898 ± 56	keine Daten
T _{Sc} (SAL 99)	796 ± 43	keine Daten
T _{Cr} (SAL 99)	945 ± 100	keine Daten

Drucke wurden anhand des Al-Gehaltes in Opx koexistierend mit Grt gerechnet (Brey & Köhler, 1990). Temperaturen wurden berechnet mittels (1) Fe-Mg-Austauschthermometer zwischen Grt und Ol (O'Neill & Wood, 1979, O'Neill, 1980), Grt und Opx (Brey & Köhler, 1990) und Grt und Cpx (Krogh, 1988; Krogh Ravn, 2000), (2) 2-Pyroxen-Thermometer basierend auf dem Enstatit-Diopsid-Solvus (Brey & Köhler, 1990) und der Ca-Löslichkeit in Opx koexistierend mit Cpx (Brey & Köhler, 1990), (3) Ni-Verteilung zwischen Grt und Ol (Canil, 1994; Ryan et al., 1996; Canil, 1999) und (4) der Verteilung von Übergangsmetallen (Co, Cr, V, Sc) zwischen Opx und Cpx (Seitz et al., 1999).

5. Sauerstoffisotopie der Mineralphasen im Alpe Arami- und Cima di Gagnone-Peridotit

5.1. Allgemeines zur Sauerstoffisotopie

Die $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisse werden als Delta-Werte, $\delta^{18}\text{O}$, in Promille angegeben. Dabei gilt:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{\left(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}\right)_{\text{Probe}} - \left(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}\right)_{\text{Standard}}}{\left(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}\right)_{\text{Standard}}} * 1000$$

Dieser Ausdruck gibt die relative Differenz der $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisse zwischen einem Standard und einer Probe an. Positive $\delta^{18}\text{O}$ -Werte stellen eine Anreicherung von ^{18}O gegenüber dem Standard da, negative $\delta^{18}\text{O}$ -Werte implizieren eine Abreicherung von ^{18}O gegenüber dem Standard. Als Standard dient V-SMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*), der von der *Atomic Energy Agency* in Wien verteilt wird. Alle nachfolgend angegebenen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte beziehen sich auf die V-SMOW-Skala relativ zu $\delta^{18}\text{O}$ von UWGMG 2 (*University of Wisconsin Gore Mountain garnet standard*) mit $\delta^{18}\text{O} = 5.8 \text{ ‰}$ (Valley et al., 1995) und besitzen einen typischen Messfehler von $\pm 0.1 \text{ ‰}$. Details zur Probenvorbereitung und Meßmethodik finden sich im Anhang.

Unter einer Sauerstoffisotopenfraktionierung wird die Verteilung von ^{18}O und ^{16}O zwischen zwei Phasen verstanden. Dabei wird die Isotopenfraktionierung im wesentlichen von Unterschieden in den Austauschreaktionen der Isotope sowie von kinetischen und physikalisch-chemischen Prozessen (Evaporation, Kondensation) gesteuert. Das Sauerstoffisotopenfraktionierungsverhältnis ($\Delta^{18}\text{O}_{\text{A-B}}$), das eine direkte Funktion von T ist, beschreibt die Fraktionierung des Sauerstoffisotopenverhältnisses zwischen zwei koexistierenden Phasen A und B. Es gilt folgende Beziehung, wobei a und b als mineralspezifische Koeffizienten definiert sind:

$$\Delta^{18}\text{O}_{\text{A-B}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{A}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{B}} \approx a * (10^6 * T^{-2}) + b$$

Dabei nimmt $\Delta^{18}\text{O}_{\text{A-B}}$ mit zunehmender Temperatur ab.

Über die Herkunft von Gesteinen können anhand von Zusammensetzungen der Sauerstoffisotopen Aussagen getroffen werden, da sich die wichtigsten geologischen Reservoirs in ihren Isotopenzusammensetzungen unterscheiden (Abb. 35). Die Sauerstoffisotopenzusammensetzung eines Gesteins wird hierbei nicht nur von der Herkunft, sondern auch durch Wechselwirkungen des Gesteins mit anderen Reservoirs kontrolliert. Insbesondere durch

Wechselwirkungen mit Fluidphasen kann sich die primäre Sauerstoffisotopenzusammensetzung eines Gesteins verändern.

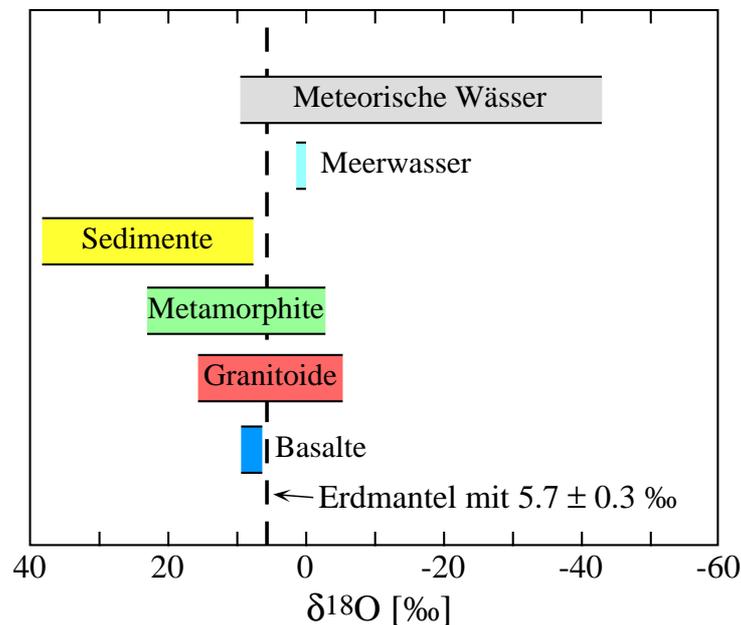


Abb. 35. Die natürlichen Sauerstoffisotopen-Reservoirs mit ihren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten, modifiziert nach Rollinson (1993). Der Erdmantel besitzt einen durchschnittlichen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von 5.7 ± 0.3 ‰ (Taylor, 1980).

Für diese Studie ist die hydrothermale Alteration von ozeanischer Kruste und deren Auswirkung auf die Zusammensetzung der Sauerstoffisotope von besonderer Bedeutung, weil das Auftreten von assoziierten Metarodingiten und das Vorkommen von Titanoklinohumit in den CdG-Peridotiten eine hydrothermale Alteration vor der Subduktion implizieren. Die hydrothermale Alteration von ozeanischer Kruste in der Gegenwart von Meerwasser bewirkt eine Anreicherung von ^{18}O , wenn die Alterationstemperaturen unter ca. 300 °C liegen. An ^{18}O abgereichert werden die Gesteine, wenn sich die Alterationstemperaturen über 300 °C bewegen. Im Schnitt hält sich der originale Wert für die gesamte ozeanische Kruste bei 5.7 ‰, wobei dann Serpentine meist $\delta^{18}\text{O}$ -Werte unter 5.0 ‰ und alterierte Basalte hingegen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte über 6 ‰ einnehmen. Abbildung 36 zeigt anhand eines schematischen Profils des Semail Ophiolith-Komplexes (Oman) die An- und Abreicherung von ^{18}O ausgedrückt in $\delta^{18}\text{O}$ -Werten relativ zum Ausgangswert der oberen ozeanischen Lithosphäre in Abhängigkeit der Ophiolith-Stratigraphie. Der Erdmantel zeichnet sich durch $\delta^{18}\text{O}$ -Werte aus, die in einem engen Bereich von 5.7 ± 0.3 ‰ liegen (Taylor, 1980). Im Zuge der Ozeanbodenmetamorphose dringt Meerwasser entlang von Klüften und anderen Wegsamkeiten in die ozeanische Kruste ein und verändert u.a. deren Sauerstoffisotopie. Da die durchschnittliche Metamorphose-Temperatur mit der Tiefe zunimmt, ist in seichten Tiefen, bei Temperaturen < 300 °C, eine Anreicherung in ^{18}O (höhere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte) und in größeren Tiefen eine Abreicherung (niedrigere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte) zu

verzeichnen (Abb. 36). Wenn krustale Fluide für eine metasomatische Überprägung verantwortlich waren, dann sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte meist wesentlich geringer als 4.0 ‰.

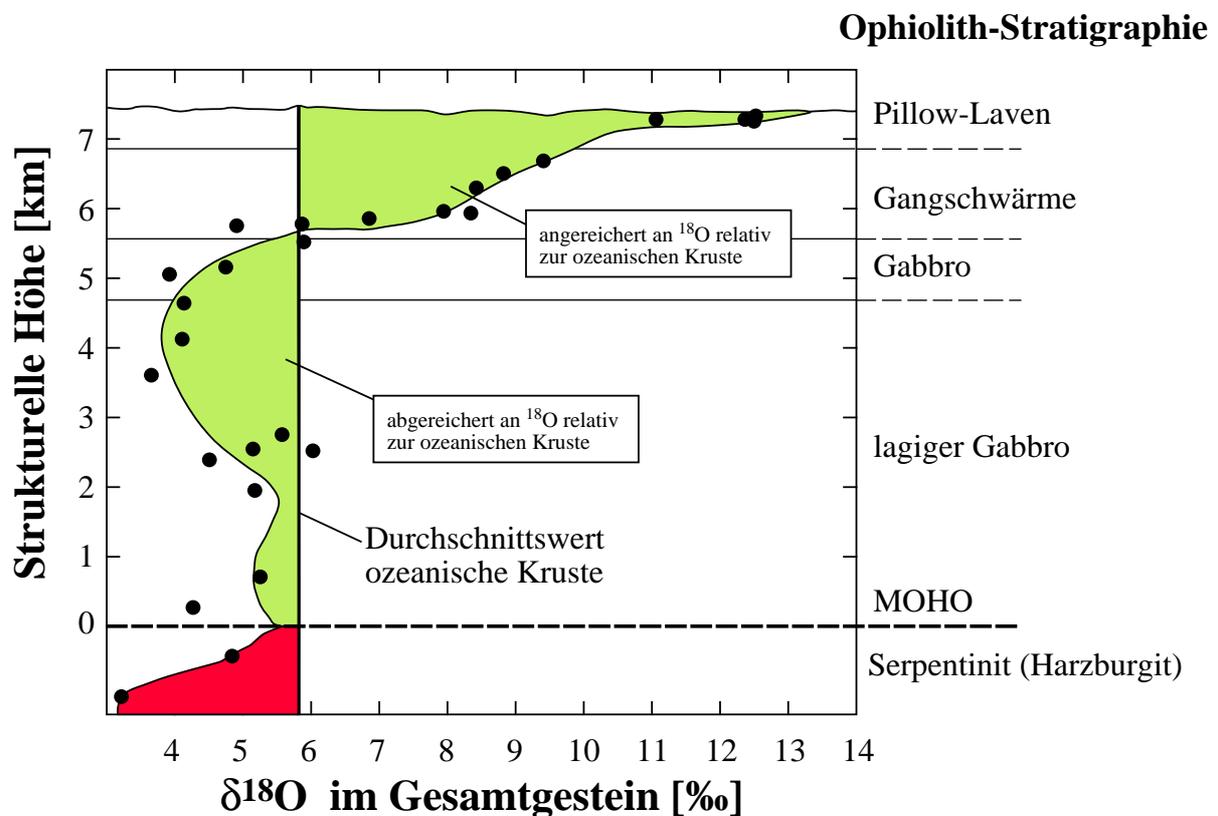


Abb. 36. $\delta^{18}\text{O}$ -Profil durch den Semail Ophiolith-Komplex (grün) zeigt die Anreicherung und Abreicherung der ^{18}O -Werte ausgedrückt in $\delta^{18}\text{O}$ -Werten (Gesamtgestein) als Funktion der Ophiolith-Stratigraphie. Individuelle Meßpunkte werden durch die gefüllten Kreise angezeigt. Modifiziert nach Rollinson (1993). Das angefügte rote Feld repräsentiert die Variation der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Serpentiniten aus aller Welt (Kyser, 1990).

5.2. Zielsetzung der Sauerstoffisotopie-Untersuchung

Das Auftreten von assoziierten Metarodingiten und das Vorkommen von Titanoklinohumit bzw. Pseudomorphosen von Olivin und Ilmenit nach Titanoklinohumit sind eindeutige Anhaltspunkt dafür, daß der CdG-Granat-Peridotit ehemals hydrothermal alterierte ozeanische Lithosphäre repräsentiert, die im Zuge der alpinen Konvergenz subduziert wurde und dabei P-T-Bedingungen von bis zu 750 °C und 3 GPa erfahren hat (Evans et al., 1979, 1981; Evans & Trommsdorff, 1978, 1983; Pfiffner & Trommsdorff, 1998; Nimis & Trommsdorff, 2001). Ferner treten auch Metaophikarbonate auf, die einen weiteren Anhaltspunkt für eine ozeanische Domäne nahe einem Kontinentalrand mit rodingitisierten Basaltgängen liefern. Ophikarbonate wurden dabei am oberstem Ende eines denudierten Mantels innerhalb von Frakturen und in Form von Schuttströmen, die Komponenten von Platform-Sedimenten und Serpentiniten enthalten, abgelagert.

Der prograde Charakter der CdG-Peridotite spiegelt sich petrographisch durch das Überwachsen von gefalteteten Spinellen und Amphibolen durch Granat wider. Überdies zeigt die Stabilität von Amphibol eine obere Druckgrenze von ca. 3.0 GPa an (Niida & Green, 1999). Alle aufgezählten Charakteristika des CdG-Peridotites fehlen jedoch beim AA-Peridotit. Infolgedessen existiert immer noch berechnete Unklarheit über den Ursprung des AA-Peridotites. Die signifikant unterschiedlichen Peakbedingungen von 1180 °C / 5.9 GPa für den AA-Peridotit verglichen mit den niedrigeren P-T-Bedingungen von 750 °C / 3 GPa für den CdG-Peridotit sowie die textuellen Unterschiede zwischen den beiden Peridotitvorkommen machen eine unterschiedliche Herkunft wahrscheinlich. Allerdings muß nochmals erwähnt werden, daß die hohen P-T-Bedingungen für den AA-Peridotit mit großer Skepsis betrachtet werden (Nimis et al., 1999; Trommsdorff et al., 2000; Nimis & Trommsdorff, 2001).

Sauerstoffisotopie-Untersuchungen an Mineralseparaten (Ol, Grt, Opx, Cpx) sowohl vom AA-Peridotit als auch vom CdG-Peridotit sind durchgeführt worden, um weitere Vorstellungen über die Herkunft dieser beiden Peridotitvorkommen zu gewinnen und einen Vergleich zu ziehen.

5.3. Ergebnisse und Implikationen

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der einzelnen Mineralseparate sind in Tabelle 7 aufgeführt. Wie aus der Tabelle ersichtlich ist, sind die einzelnen Phasen des AA-Peridotites bezüglich ihrer Sauerstoffisotopenzusammensetzung im Rahmen der Fehler homogen. Die Fraktionierungsreihe $\delta^{18}\text{O}$ Pyroxen > $\delta^{18}\text{O}$ Granat > $\delta^{18}\text{O}$ Olivin entspricht der theoretisch zu erwartenden Reihenfolge. Dabei beträgt $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Px-Ol}}$ etwa 0.3 bis 0.5 ‰, wie es auch bei hohen Drucken und Temperaturen in Granat-Peridotiten zu erwarten ist (Sharp et al., 1992; Zheng, 1993; Matthey et al., 1994). Diese Fraktionierungswerte weisen auf ein isotopisches Gleichgewicht zwischen den Mineralphasen hin. Im einzelnen liegen die $\delta^{18}\text{O}$ -Mittelwerte für die Klinopyroxen Ib-Porphyroklasten bei 5.59 ± 0.25 ‰, Orthopyroxen Ib-Porphyroklasten bei 5.46 ‰ (eine Analyse), Granat bei 5.42 ± 0.14 ‰ und Olivin mit den geringsten Werten bei 5.34 ± 0.07 ‰. Auch unterscheiden sich die absoluten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der einzelnen Mineralphasen nicht von typischen Mantelwerten, wo Cpx generell $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von 5.6 ‰ und Ol $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von 5.2 ‰ aufweisen. Bei einer abgeschätzten Modalzusammensetzung des AA-Granat-Peridotites von 75 % Olivin, 9 % Granat, 8 % Klinopyroxen und 8 % Orthopyroxen (Brenker & Brey, 1997) ergibt sich ein $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von 5.38 ‰ für das Gesamtgestein. Dieser $\delta^{18}\text{O}$ -Wert liegt im Bereich der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte für den Erdmantel. Insofern stellt der AA-Peridotit einen Gesteinskörper dar, der keine Anzeichen für eine hydrothermale Überprägung aufweist und höchst wahrscheinlich direkt aus dem Erdmantel stammt und im Zuge der alpinen Orogenese in die Kruste eingeschuppt wurde. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des CdG-Peridotites sind merklich niedriger im Vergleich zum AA-Peridotit. Klinopyroxen besitzt einen $\delta^{18}\text{O}$ -Mittelwert von 4.70 ± 0.06 ‰. Granat liegt leicht niedriger

bei 4.68 ± 0.09 ‰. Olivin führt die niedrigsten Werte mit 4.12 ± 0.17 ‰. Orthopyroxene vom CdG-Peridotit wurden nicht gemessen, da diese Körner in den verwendeten Proben nur sehr klein ($< 100 \mu\text{m}$) und auch nur äußerst selten anzutreffen sind. Die markant niedrigeren $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des CdG-Peridotites deuten sicherlich auf eine hydrothermale Alteration bei hohen Temperaturen vor der Subduktion hin. Daß der Klinopyroxen nur leicht erhöhte $\delta^{18}\text{O}$ -Werte gegenüber dem Granat aufzeigt, kann durch leichte Verunreinigungen (Ilmenit) im Klinopyroxen, die auch im Binokular sichtbar sind, erklärt werden. Auch die Pyroxen-Olivin-Fraktionierung erscheint ein wenig zu hoch für Temperaturen um 750 bis 800 °C. Allerdings muß auch hier angeführt werden, daß die Olivine leichte Verunreinigungen wie z.B. Ilmenit enthalten und dies die Ursache für die hohe Pyroxen-Olivin-Fraktionierung darstellen könnte.

Tab. 7. $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Mineralphasen des AA- und CdG-Granat-Peridotitkörpers.

Phase	Alpe Arami	Cima di Gagnone	
	$\delta^{18}\text{O}$ -Werte [‰]	Phase	$\delta^{18}\text{O}$ -Werte [‰]
Grt I	5.41	Grt	4.74
	5.23		
	5.47		
	5.38		
	5.36		
	5.64		
Durchschnitt	5.42 ± 0.14		4.68 ± 0.09
Cpx Ib	5.64	Cpx	4.74
	5.81		
	5.32		
Durchschnitt	5.59 ± 0.25		4.70 ± 0.06
Opx Ib	5.46	Opx	n.a.
Ol Ib	5.31	Ol	4.24
	5.30		
	5.42		
Durchschnitt	5.34 ± 0.07		4.12 ± 0.17

n.a. = nicht analysiert.

6. Zusammenfassender Vergleich der petrologischen Entwicklung beider Peridotitvorkommen (Alpe Arami und Cima Di Gagnone)

Der Vergleich der Peridotitvorkommen der Alpe Arami und der Cima di Gagnone hat deutlich gezeigt, daß sich diese Peridotitvorkommen bezüglich ihrer Edukte und ihrer metamorphen Entwicklung sichtbar voneinander unterscheiden.

Der deutlich unterschiedliche chemische Internbau der Hauptphasen zwischen beiden Peridotitkörpern führt auch zu signifikant unterschiedlichen Ergebnissen in der Geothermobarometrie. Während für den AA-Granat-Peridotit Peakbedingungen von 1180 °C und 5.9 GPa berechnet wurden, liegen die Peakbedingungen für den CdG-Granat-Peridotit signifikant niedriger bei ca. 740 °C und 3.0 GPa. Bemerkenswert sind ferner die unverkennbar unterschiedlichen Ni-Konzentrationen in den Granat-Kernen der beiden Lokalitäten mit niedrigen Ni-Konzentrationen von 9 ± 2 ppm in den CdG-Granaten gegenüber den 67 ± 3 ppm in den AA-Granaten. Auch dies belegt eindeutig eine unterschiedliche metamorphe Entwicklung für die beiden Peridotite, wobei die niedrigen Ni-Konzentrationen im Einklang mit den generell niedrigeren P-T-Bedingungen und der damit verbundenen Stabilität von Amphibol im CdG-Peridotit sind. Die Tatsache, daß die assoziierten Eklogite des AA-Peridotites ähnliche Zusammensetzungen bezüglich ihrer Haupt- und Spurenelemente haben und verglichen mit den CdG-Eklogiten (Metarodingiten) dem gleichen magmatischen Trend folgen (Ernst, 1977; Evans et al., 1981), läßt gerade nicht den Schluß zu, daß auch den Peridotiten eine gemeinsame Geschichte zugrunde gelegt werden kann. Überdies wurde die vermeintliche Tatsache über ähnliche chemische Zusammensetzungen der beiden Eklogite seit neuerem wieder in Frage gestellt (Tappert et al., 1999). Diese Arbeit hat gezeigt, daß sich die beiden assoziierten Eklogite signifikant voneinander unterscheiden. Während die Granate in den Eklogiten von Cima Di Gagnone Wachstumszonierungen zeigen, sind die Granate von den AA-Eklogiten homogen bis auf eine geringfügige Zonierung an den äußersten Rändern, die erst durch Austausch mit retrograd gebildetem Amphibol entstanden ist. Mit Hilfe geothermobarometrischer Betrachtungen und Berechnungen der Diffusionsgeschwindigkeiten von Fe^{2+} und Mg in Granat zeigt sich, daß die Eklogite der beiden Vorkommen unterschiedliche Metamorphoseentwicklungen durchlaufen haben. Das Vorhandensein von Wachstumszonierungen in den Granaten der CdG-Eklogite impliziert eine Verweildauer bei Peakbedingungen von 1.8 bis 2.5 GPa und 750 ± 30 °C, die nicht länger als 1000 bis 10000 Jahre gewesen sein kann (Tappert et al., 1999). Um eine Homogenisierung der Granate in den AA-Eklogiten zu erreichen, sind Verweilzeiten von mindestens 10 bis 30 Ma nötig bei Peakbedingungen von ca. 2 GPa und 800 °C (Tappert et al., 1999). Die P-T-Berechnung der AA-Eklogite erfolgte aus dem Verlauf der K_D -Linien für Grt-Cpx-Paare (Krogh, 1988) und dem Verlauf des Aufstiegpfades der AA-Granat-Peridotitkörper nach Brenker & Brey (1997),

die sich bei 800 °C und ~ 2 GPa schneiden. Dieser Schnittpunkt wird von Tappert et al. (1999) als wichtiger Haltepunkt beim Aufstieg des Granat-Peridotites gesehen. Allerdings ergeben sich aus dem in dieser Studie aufgestelltem P-T-Pfad (Abb. 51) und dem K_D -Verlauf der Grt-Cpx-Paare niedrigere P-T-Bedingungen von etwa 740 °C und 1.1 GPa für die AA-Eklogite. Verglichen mit den CdG-Eklogiten sind dennoch signifikant längere Verweilzeiten nötig, um eine Homogenisierung der Granate in den AA-Eklogite zu erreichen. Damit ist eindeutig widerlegt, daß den beiden Peridotitvorkommen innerhalb der Adula-Cima-Lunga-Einheit eine gemeinsame metamorphe Entwicklung zugeteilt werden kann.

Zahlreiche Indizien wie assoziierte Metarodingite, primärer Titanoklinohumit oder Pseudomorphosen von Olivin-Ilmenit nach Titanoklinohumit und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der einzelnen Mineralphasen, die deutlich < 5.7 ‰ sind, lassen den Schluß zu, daß es sich bei dem CdG-Peridotit um ein ehemals hydrothermal alteriertes, serpentinisiertes Stück subduzierter ozeanischer Lithosphäre handelt. Für den AA-Peridotit existiert kein einziges Indiz, um auf eine ähnliche Vorgeschichte wie für den CdG-Peridotit schließen zu lassen. Im Gegenteil, die stabile Sauerstoffisotopie unterscheidet sich markant im Vergleich zum CdG-Peridotit. Während die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte für den CdG-Peridotit eine höher temperierte hydrothermale Überprägung im tieferen Teil einer ozeanischen Kruste nahelegen, ist der AA-Peridotit offensichtlich normales Mantelmaterial mit $\delta^{18}\text{O}$ bei ca. 5.4 ‰ und einer für die hohen Temperaturen normalen Interphasen-Fraktionierung der O-Isotope.

Für den CdG-Peridotit kann anhand der beschriebenen Charakteristika ein paläotektonisches Milieu an einem Ozean-zu-Kontinent-Übergang vor der alpinen Subduktion postuliert werden. Am Kontinentalrand liegt ein exponierter lithosphärischer Mantel mit Ophikarbonaten und rodingisierten Basaltgängen vor, die im Zuge der alpinen Konvergenz subduziert wurden (Abb. 37). Dagegen entstammt der AA-Peridotit vermutlich direkt aus dem Erdmantel, ohne jemals vorher an der Oberfläche exponiert gewesen zu sein, der nach der alpinen Subduktion während der Exhumierung in die Kruste inkorporiert wurde. Zumindest ist anhand der Sauerstoffisotopie-Daten eine vorherige Serpentinisierung des AA-Peridotites völlig ausgeschlossen.

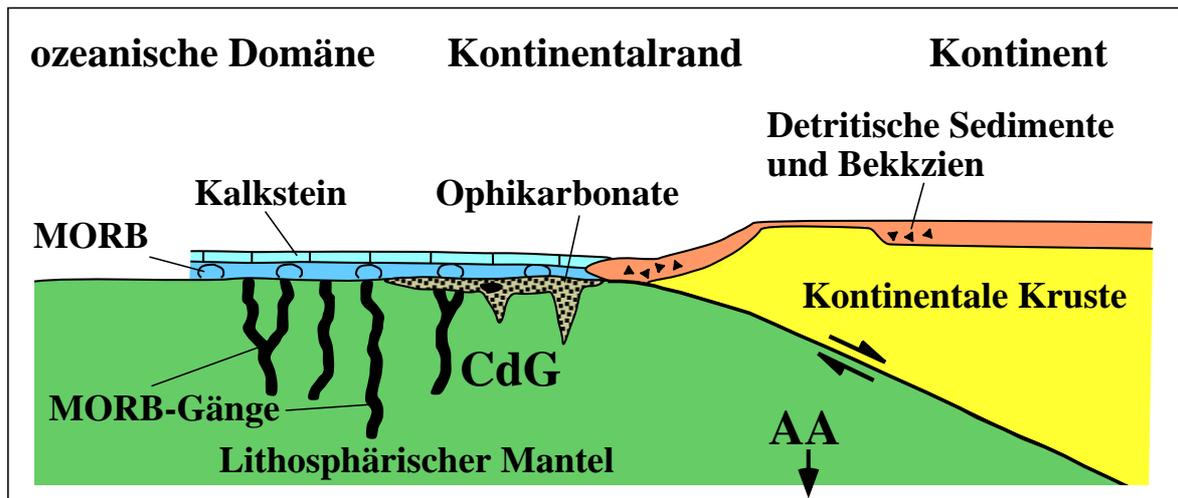


Abb. 37. Schematische Darstellung des paläotektonischen Bereiches für den CdG-Peridotit. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, das Vorkommen von Metarodingiten und das Auftreten von Titanoklinohumit deuten auf einen Ozean-zu-Kontinent-Übergang vor der alpinen Subduktion hin. Dagegen ist der AA-Peridotit direkt aus dem Erdmantel während der Exhumierung in die Kruste eingeschuppt worden. Modifiziert nach Pfiffner & Trommsdorff (1998).

III. Metasomatische Überprägung des Alpe Arami-Peridotites während seiner Exhumierung

1. Einführung

Die Wirkung fluider Phasen auf einen Gesteinsverband, die mit Stoffzufuhr und/oder -abfuhr verbunden ist, wird als Metasomatose bezeichnet (Allaby & Allaby, 1990). Dabei kann ein Teil oder sogar der vollständige Mineralbestand umgewandelt werden. Allerdings bleibt oft der ursprüngliche texturale Mineralverband erhalten, so daß sich nur Pseudomorphosen nach den jeweiligen vorherigen Phasen ausbilden konnten. Migrierende Schmelzen oder Fluide im Erdmantel werden im allgemeinen als metasomatische Phasen angesehen, die gewöhnlich an inkompatiblen Elementen angereichert sind. Geochemische Anreicherungen, die auf metasomatischen Prozessen beruhen, werden häufig durch das Auftreten von OH-Phasen wie Amphibol, Phlogopit und Apatit oder durch das Vorkommen von Adern und Gängen in Mantelgesteinen angezeigt. Im Kontrast zu dieser modalen Metasomatose (Dawson, 1984) steht die sogenannte kryptische Metasomatose, die eben nicht offensichtlich schon anhand der Genese neuer Phasen erkannt werden kann, sondern deren Identifikation nur mittels einer geochemischen Anreicherung der bereits vorhandenen Phasen an Spurenelementen möglich ist (Harte, 1983).

Die ersten Modelle zur Mantel-Metasomatose beruhen auf petrographischen Beobachtungen und geochemischen Untersuchungen an ultramafischen Xenolithen (Menzies & Hawkesworth, 1987). Dagegen sind die orogenen Peridotite erst zu einem späteren Zeitpunkt in das weitere Interessensfeld der Untersuchungen gerückt (Menzies et al., 1996). Dabei wurde auf einer breiten Basis gearbeitet, um somit den unterschiedlichen Teilaspekten, wie Stabilität von OH-haltigen Phasen, insbesondere von Amphibol und Phlogopit (Ionov & Hofmann, 1995; Sato et al., 1997; Konzett & Ulmer, 1999), Mischbarkeit von silikatischen Schmelzen mit OH-haltigen Fluiden (Bureau & Keppler, 1999), Identifizierung von Li als Indikator-Element für magmatische wie auch metasomatische Prozesse (Seitz & Woodland, 2000) und metasomatische Überprägungen an natürlichen Proben (Woodland et al., 1996; Yaxley et al., 1997; Zanetti et al., 1999), gerecht zu werden.

Eine metasomatische Überprägung führt oft zur drastischen Änderung des Spurenhaltendes des betroffenen Erdmantel-Gesteins. Generell eignen sich Spurenelement-Zonierungen, um zwischen den Prozessen wie Metasomatose und Änderungen in Druck und Temperatur, die diese Zonierungen hervorgerufen haben, zu unterscheiden (Smith & Ehrenberg, 1984; Harte et al., 1987; Griffin et al., 1989a,b; Smith & Boyd, 1989). So können Zonierungen im Peridotit in den verhältnismäßig kompatiblen Übergangsmetallen wie Fe, Mn und Ni in den meisten Fällen

alleine durch Temperatur-Änderungen modelliert werden (Smith et al., 1991). Dagegen eignen sich Gradienten in inkompatiblen Elementen besonders gut, um die Infiltration metasomatischer Phasen zu detektieren. Im allgemeinen werden Spurenelemente in einem Peridotit mit unterschiedlicher Kompatibilität durch die unterschiedlichen Transportraten in der metasomatischen Phase separiert (Navon & Stolper, 1987).

Um mehr über die Prozesse zu erfahren, die zur Bildung von Cpx II und Cpx III sowie zum Ungleichgewicht im AA-Granat-Peridotitkörper in den Elementen mit niedriger Diffusivität geführt haben, sind systematische Messungen von Li an allen vier Mineralphasen (Grt, Opx, Cpx, Ol) vorgenommen worden. Li wurde ausgewählt, da sich dieses Element als ein sensibler Indikator für metasomatische Prozesse im Erdmantel erwiesen hat (Seitz & Woodland, 2000).

2. Li als Indikator für metasomatische Prozesse

Eine detaillierte Studie an sehr gut äquilibrierten Mantel-Xenolithen und orogenen Peridotiten hat das Potential für Li als Indikatorelement für metasomatische Prozesse gezeigt (Seitz & Woodland, 2000). Da die interkristalline Verteilung von Li unabhängig von T, P und der Gesteinszusammensetzung ist, kann die Li-Messung in Mantelphasen direkte Hinweise über metasomatische Prozesse liefern, die das Gestein erfahren hat. Li ist bei der partiellen Schmelzbildung im Erdmantel ein moderat inkompatibles Element mit D_{Li} (Cpx/Schmelze) = 0.07 bis 0.25 (Blundy & Wood, 1994; Blundy et al., 1998; Brenan et al., 1998a; Blundy & Dalton, 2000; Wood & Trigila, 2001), D_{Li} (Ol/Schmelze) = 0.21 bis 0.56 (Taura et al., 1998) und D_{Li} (Grt/Schmelze) = 0.005 bis 0.500 (Westrenen et al., 1999) und wird daher während partieller Schmelzbildung in der Schmelze selbst angereichert (Hart & Dunn, 1993; Blundy et al., 1998; Brenan et al., 1998a). Die hohe Varianz in D_{Li} (Grt/Schmelze) liegt nach Westrenen et al. (1999) daran, daß die Li-Verteilung zwischen Grt und Schmelze stark abhängig ist von der Zusammensetzung des Granats. Der moderat inkompatible Charakter von Li hat natürlich zur Folge, daß im Verlauf der Erdgeschichte die differenzierte Kruste relativ zum primitiven Erdmantel an Li angereichert wurde. Fertile bis leicht verarmte Peridotite besitzen nach den Abschätzungen von Seitz & Woodland (2000) einen Gesamtgehalt an Li von etwa 1.0 bis 1.5 ppm. Diese Annahme stimmt gut überein mit dem abgeschätzten Gehalt von 1.9 ppm für den Erdmantel von Ryan & Langmuir (1987). Äquilibrierte, nicht metasomatisch überprägte Granat-Peridotite weisen bezüglich ihrer Mineralphasen die folgende Beziehung in ihrer Li-Verteilung auf:



Olivin weist dabei eine absolute Li-Konzentration von 1 bis 2 ppm, Klino- und Orthopyroxen von 0.5 bis 1.3 ppm und Granat von weniger als 0.2 ppm auf. Spinelle aus verschiedenen Lokalitäten weisen einen relativ variablen Li-Gehalt von unter 0.001 bis 0.750 ppm auf (Seitz & Woodland, 2000). Demgegenüber zeigen metasomatisch überprägte Proben eine deutliche Li-Anreicherung entweder im Klinopyroxen oder im Olivin. Ob sich Li bevorzugt in Olivin oder Klinopyroxen anreichert, ist abhängig von der Art der metasomatischen Phasen. So zeigt sich eine karbonatitische metasomatische Überprägung in peridotitischen Xenolithen aus dem *Victoria Volcanic Field* in Australien in erhöhten Li-Gehalten (1.75-4.05 ppm) in Olivin (Yaxley et al., 1991, 1997). Sowohl die Peridotite der Pyrenäen als auch die Peridotite von Finero (Ivrea Zone, Italien), bei denen vermutet wird, daß sie durch eine mafische silikatische Schmelze überprägt wurden, weisen eine deutliche Li-Anreicherung in den Klinopyroxenen auf (Seitz & Woodland, 2000). Im allgemeinen besitzen metasomatisch überprägte Erdmantel-Proben signifikant höhere und variabelere Li-Gehalte verglichen mit nicht angereicherten Erdmantel-Gesteinen. Dadurch, daß sich Li während eines metasomatischen Ereignisses bevorzugt in eine bestimmte Phase einbauen läßt, wird das Erkennen einer kryptischen Metasomatose überhaupt erst möglich.

3. Chemische Zusammensetzung der Mineralphasen in Cpx III-Gängen des Alpe Arami-Peridotites

Die chemische Zusammensetzung der zwei Cpx III-reichen Gänge in den Proben AA-3P3 und AA-3P4 wurden untersucht. Die mineralogische Zusammensetzung der beiden Cpx III-reichen Gänge ist unterschiedlich, allerdings ist die chemische Zusammensetzung der Cpx III-Körner identisch. Deshalb werden nur die zusätzlich auftretenden Mineralphasen innerhalb der Cpx III-reichen Gänge getrennt nach den Proben voneinander dargestellt. In der Abbildung 38 sind zum Vergleich nochmals die chemischen Zonierungen der Cpx Ib-Porphyroklasten und der Cpx II-Matrix-Körner zusätzlich dargestellt. Details zur Mikroanalytik befinden sich im Anhang. Repräsentative Analysen der Gang-Mineralen sind in Tabelle 8 aufgeführt und die chemische Variabilität ist in Tabelle 9 aufgelistet.

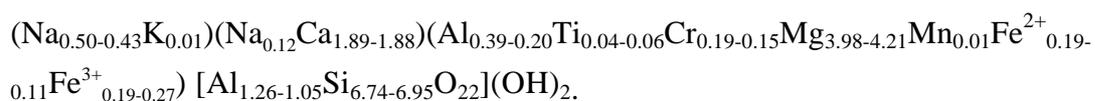
Klinopyroxen III mit Amphibol III-Körnern (beide Proben)

Einige der Cpx III-Körner haben einen homogenen Al-Gehalt, andere Körner dagegen zeigen einen abnehmenden Al-Gehalt vom Kern zum Rand. Die Kernbereiche der zonierten und nicht

zonierte Cpx III-Körner sind jedoch nahezu identisch mit relativ niedrigen Al_2O_3 -Gehalten (< 1.64 Gew.%). Die CaO-Gehalte im Kern liegen im Mittel bei 23 Gew.% und steigen zum Rand hin auf Werte bis zu 24.76 Gew.%. Die Elemente Na, Ni und Co sind leicht zonierte mit abnehmenden Gehalten vom Kern zum Rand. Sc hingegen nimmt vom Kern zum Rand zu. Mg# zeigt nur an den äußersten Rändern leicht retrograde Effekte in Form leicht erhöhter Werte. Generell ist Cpx III durch sehr niedrige TiO_2 -Gehalte gekennzeichnet, die im Mittel bei 0.09 Gew.% liegen. Abbildung 38 zeigt deutlich, daß sich die verschiedenen Cpx-Generationen sowohl in der Haupt- als auch in der Spurenelementchemie signifikant voneinander unterscheiden. Dabei läßt sich ein eindeutiger Trend in Richtung jüngerer Generationen (Cpx Ib \rightarrow Cpx II \rightarrow Cpx III) erkennen. So nehmen zum Beispiel die Al-, Na-, Ni-, V-, Ti-, Co- und Cr-Gehalte sukzessiv von Cpx Ib über Cpx II zu Cpx III hin ab, während die Gehalte an Ca, Sc und die Mg#-Werte zunehmen.

Spätestens jetzt wird ohne Zweifel ersichtlich, daß aufgrund der verschiedenen Zusammensetzungen tatsächlich unterschiedliche Generationen von Cpx im AA-Peridotit auftreten. Diese Erkenntnis ist von besonderer Bedeutung, da das Auftreten von verschiedenen Phasengenerationen Rückschlüsse auf die petrologische Entwicklung des AA-Peridotitkörpers zuläßt.

Die auf der A-Position Na-reicheren ($\text{Na}+\text{K} \geq 0.5$) Am III-Körner innerhalb der Cpx III-Generation werden gemäß der Nomenklatur von Leake et al. (1997) als Edenite klassifiziert. Die auf der A-Position etwas Na-ärmeren ($\text{Na}+\text{K} < 0.5$) Am III-Körner werden als Magnesiohornblende bezeichnet. Die nachstehend aufgeführte Formel spiegelt die leichte Variabilität in der Zusammensetzung wider:



Diese chemische Zusammensetzung entspricht in etwa der Zusammensetzung der Klino-Amphibol-Entmischungen in den Cpx Ia- und Cpx Ib-Körnern und spricht eventuell für eine späte Entstehung.

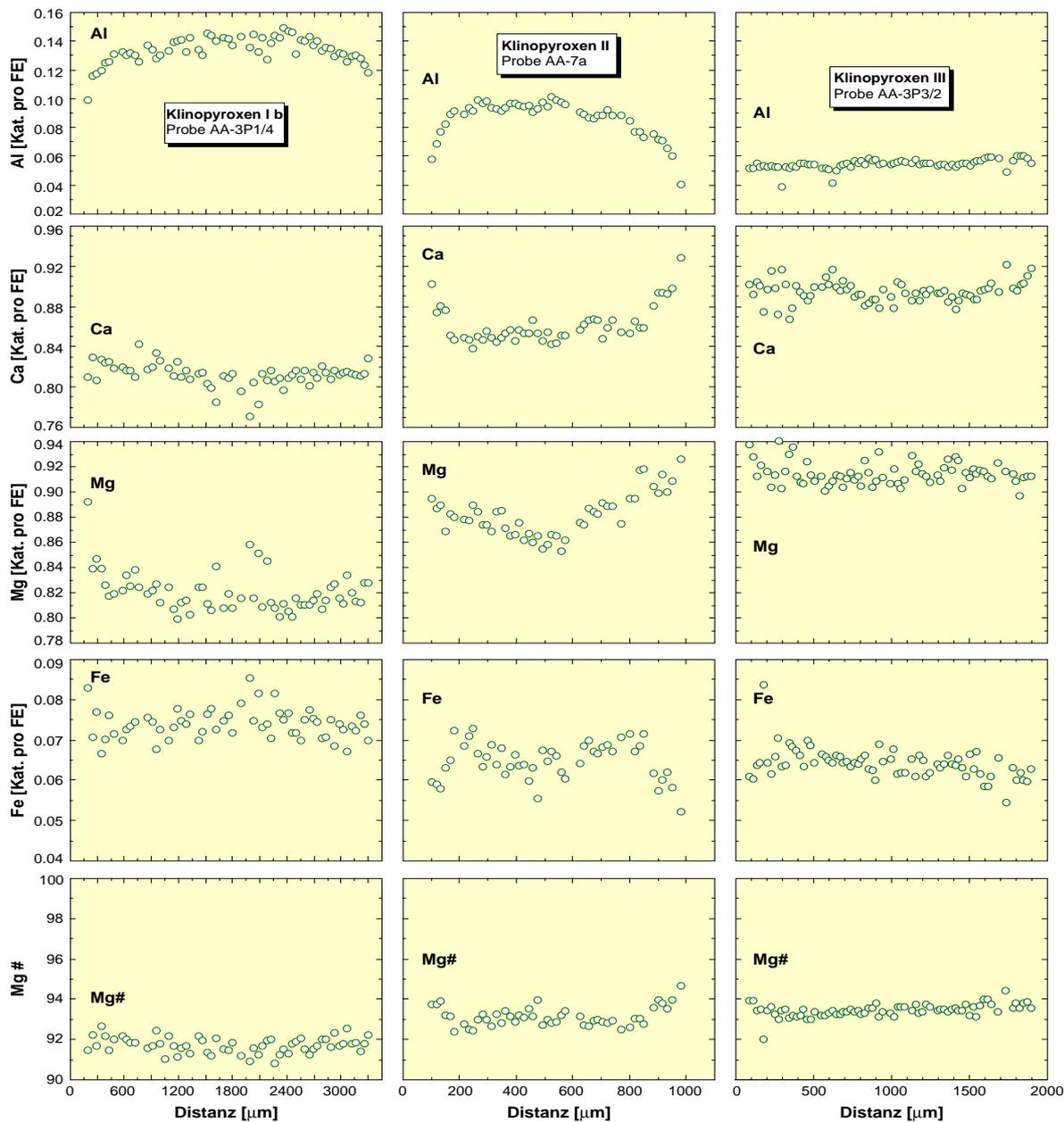


Abb. 38. Elementkonzentrationsprofile (Rand zu Rand) entlang von Cpx-Körnern unterschiedlicher Phasengenerationen (Ib, II, III) (Fortsetzung auf der nächsten Seite). Die differierenden Zusammensetzungen deuten auf verschiedene Phasengenerationen von Cpx hin. Für die Elemente V, Sc, Co und Ni entsprechen die Fehlerbalken 1σ .

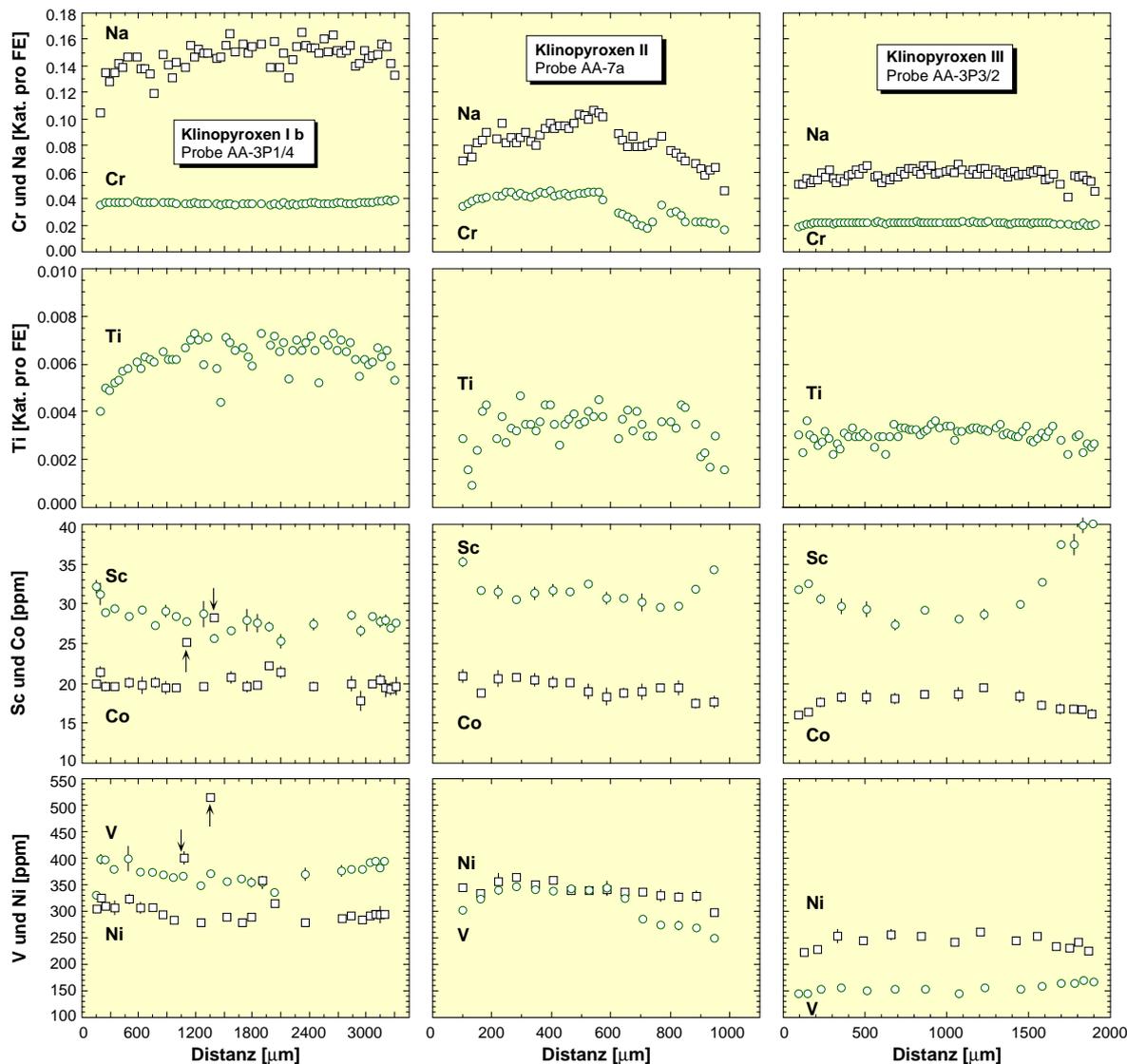
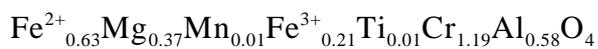


Abb. 38. Fortsetzung.

3.1. Probe AA-3P3

Spinell III

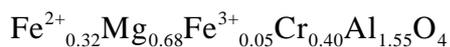
Die grobkörnigen Spinelle III sind sehr Al- und Cr-reich. Es ergibt sich keine große chemische Variabilität zwischen den einzelnen Körnern. Die durchschnittliche Zusammensetzung ist:



Die Cr#-Werte [= 100 * molar Cr/(Cr+Al)] liegen zwischen 61.0 und 70.8 (Tab. 9). Demnach sind die Spinelle III Al-ärmer, aber Cr-reicher im Vergleich zu den Spinellen, die Bestandteil des Kelyphites um Grt I sind und Cr#-Werte von etwa 7 aufweisen.

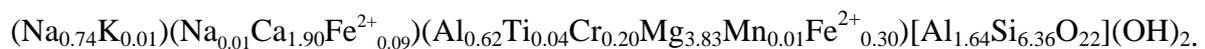
Spinell-Amphibol-Orthopyroxen/Chlorit-Symplektit

In dem Spinell-Amphibol-Orthopyroxen/Chlorit-Symplektit (nach Granat) im Cpx III-Gang sind die Spinelle wie folgt zusammengesetzt:



Die Cr#-Werte liegen bei ungefähr 21. Diese Spinelle als Bestandteil des Spinell-Amphibol-Orthopyroxen/Chlorit-Symplektites im Cpx III-Gang sind etwas Cr-reicher und Al-ärmer verglichen mit den gewöhnlichen Spinellen im Spinell-Amphibol-Orthopyroxen/Chlorit-Symplektit nach Granat des Hauptgesteins.

Die Amphibole haben nach der Klassifikation von Leake et al. (1997) eine pargasitische Zusammensetzung von etwa



Die Orthopyroxene wurden vollständig in Chlorit umgewandelt. Analysen von Chlorit wurden in diesem Symplektit nicht angefertigt. Allerdings ist nicht zu erwarten, daß die Chlorit-Analysen stark von den gewöhnlichen Chlorit-Zusammensetzungen in den Kelyphiten um Grt I abweichen, da sowohl der Symplektit als auch der Kelyphit als Abbauprodukte des Granats entstanden sind.

3.2. Probe AA-3P4

Granat III

Die Granate innerhalb der Cpx III-Gänge sind homogen aufgebaut. Die nur leicht erhöhten Fe- und Mn-Gehalte und die etwas niedrigeren Mg- und Sc-Gehalte an den Rändern sind die Folge einer Abkühlung. Generell zeichnet sich Grt III durch äußerst variable Cr₂O₃-Gehalte (0.05-2.40 Gew.%) aus (Abb. 39, Tab. 9). Im Gegensatz dazu ist die chemische Zusammensetzung der Hauptelemente (MgO, FeO, MnO) zwischen den verschiedenen Grt III-Körnern mit den unterschiedlichen Cr₂O₃-Gehalten kaum verändert. Die Grt III-Körner mit den höheren Cr₂O₃-

Gehalten scheinen im allgemeinen höhere CaO-Gehalte (4.73 vgl. zu 5.67 Gew.%) (Abb. 39) und niedrigere Mg# (75 vgl. zu 77) zu besitzen. Verglichen mit Grt I ist der Grt III im wesentlichen durch geringere Sc- (60 vgl. zu ~100 ppm), Co- (37 vgl. zu 46 ppm), Ni-Gehalte (~ 20 vgl. zu 67 ppm) und Mg# (77 vgl. zu 82) und durch höhere V-Gehalte (140 vgl. zu 110 ppm) charakterisiert (Abb. 18 und 40, Tab. 2 und 9).

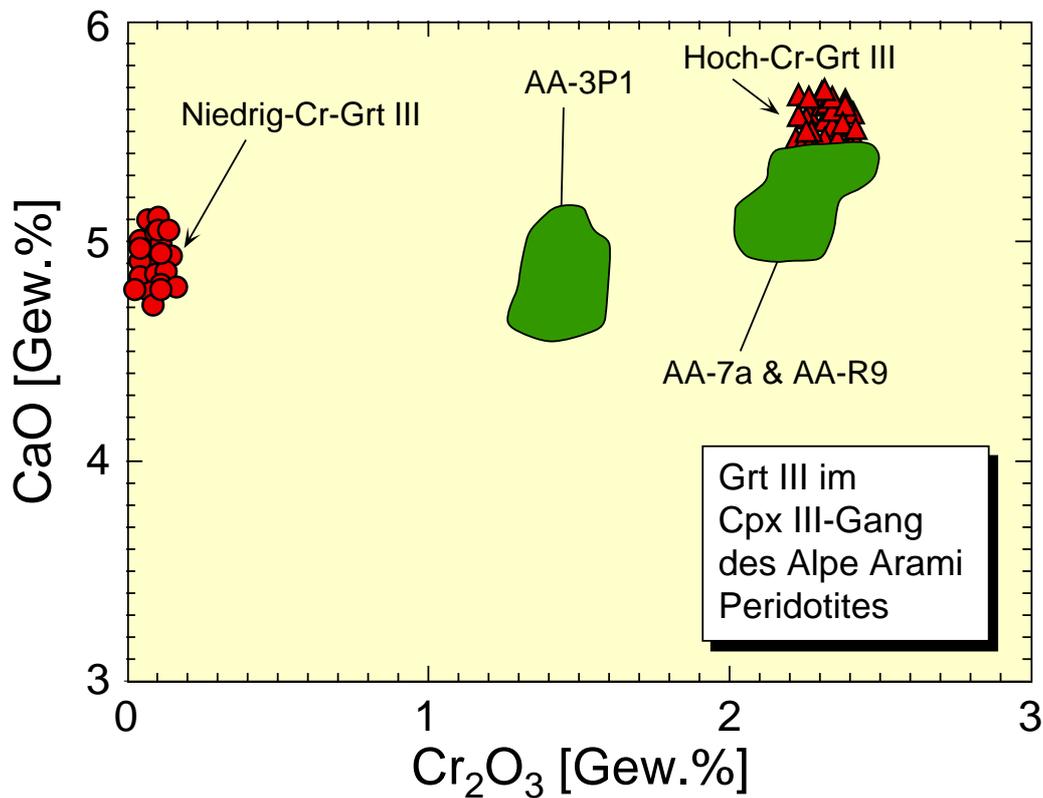


Abb. 39. CaO-Cr₂O₃-Diagramm für Niedrig-Cr- und Hoch-Cr-Grt III-Körner des Alpe Arami-Granat-Peridotites. Die Niedrig-Cr-Grt III besitzen auch geringere CaO-Gehalte als die Hoch-Cr-Grt III. Zum Vergleich sind AA-Granate (Grt I) aus den Proben AA3P1, AA-7a und AA-R9 (grüne Felder) mit angeführt. Damit wird deutlich, daß die Grt III-Körner eine unterschiedliche Zusammensetzung zeigen verglichen zu den Grt I-Porphyrklasten.

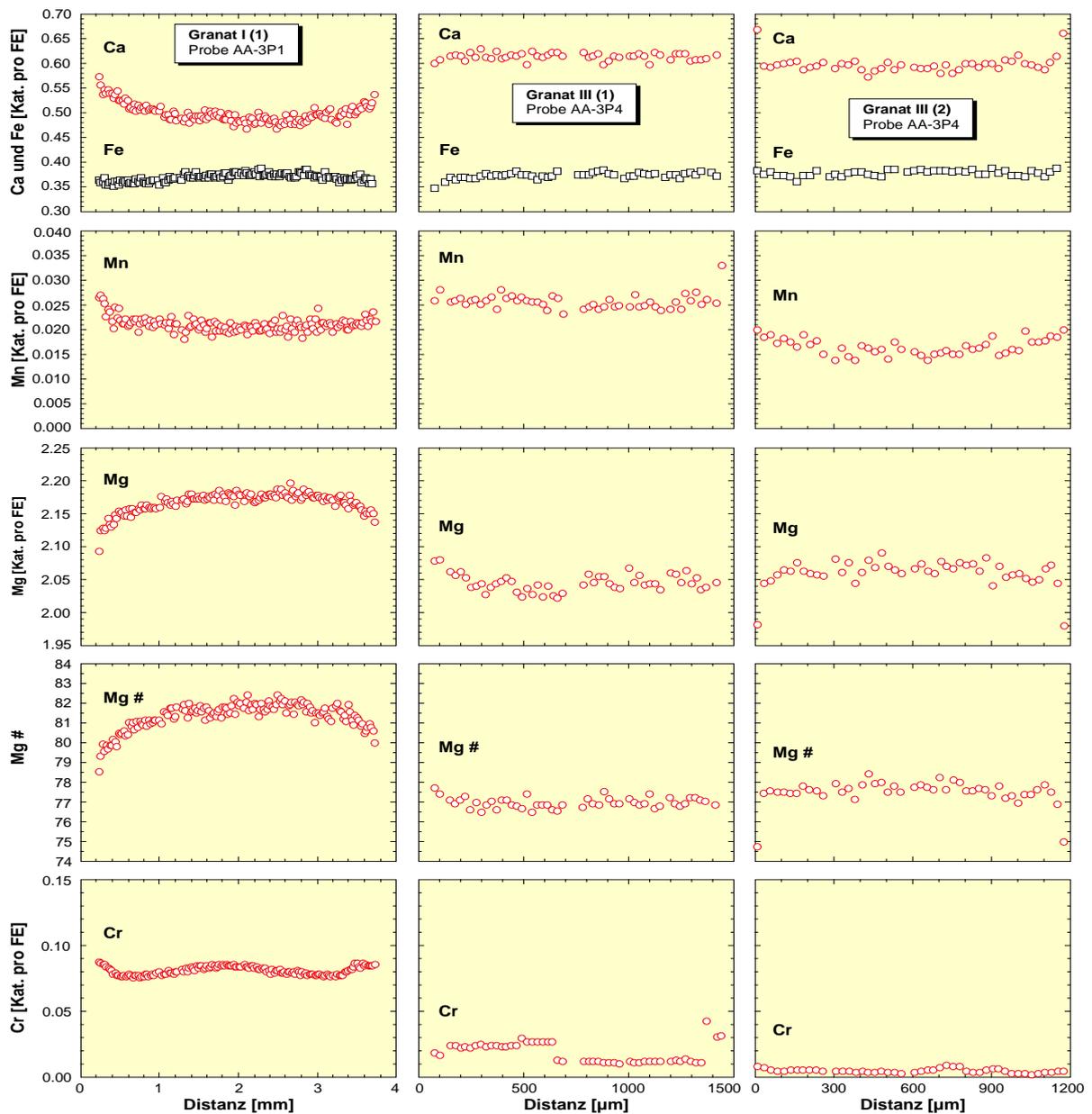


Abb. 40. Elementkonzentrationsprofile durch zwei Grt III-Körner (Fortsetzung auf der nächsten Seite). Zum Vergleich ist nochmals aus der Abb. 18 der Grt I (1) angeführt. Verglichen mit Grt I zeigt Grt III deutlich unterschiedliche Konzentrationen in den Haupt- und Spurenelementen auf. Für die mit dem SIMS gemessenen Elemente Sc, V, Co und Ni entsprechen die Fehlerbalken 1σ . Zu beachten sind die unterschiedlichen Cr- und Ca-Gehalte der Grt III-Körner. Beim Grt III (1)-Korn handelt es sich um zwei zusammengewachsene Körnern, die unterschiedliche Cr-Gehalte führten. In den schnell diffundierenden Elementen (Fe, Mg, Mn, Co, Ni) hingegen haben sich die Konzentrationen schon nahezu angeglichen.

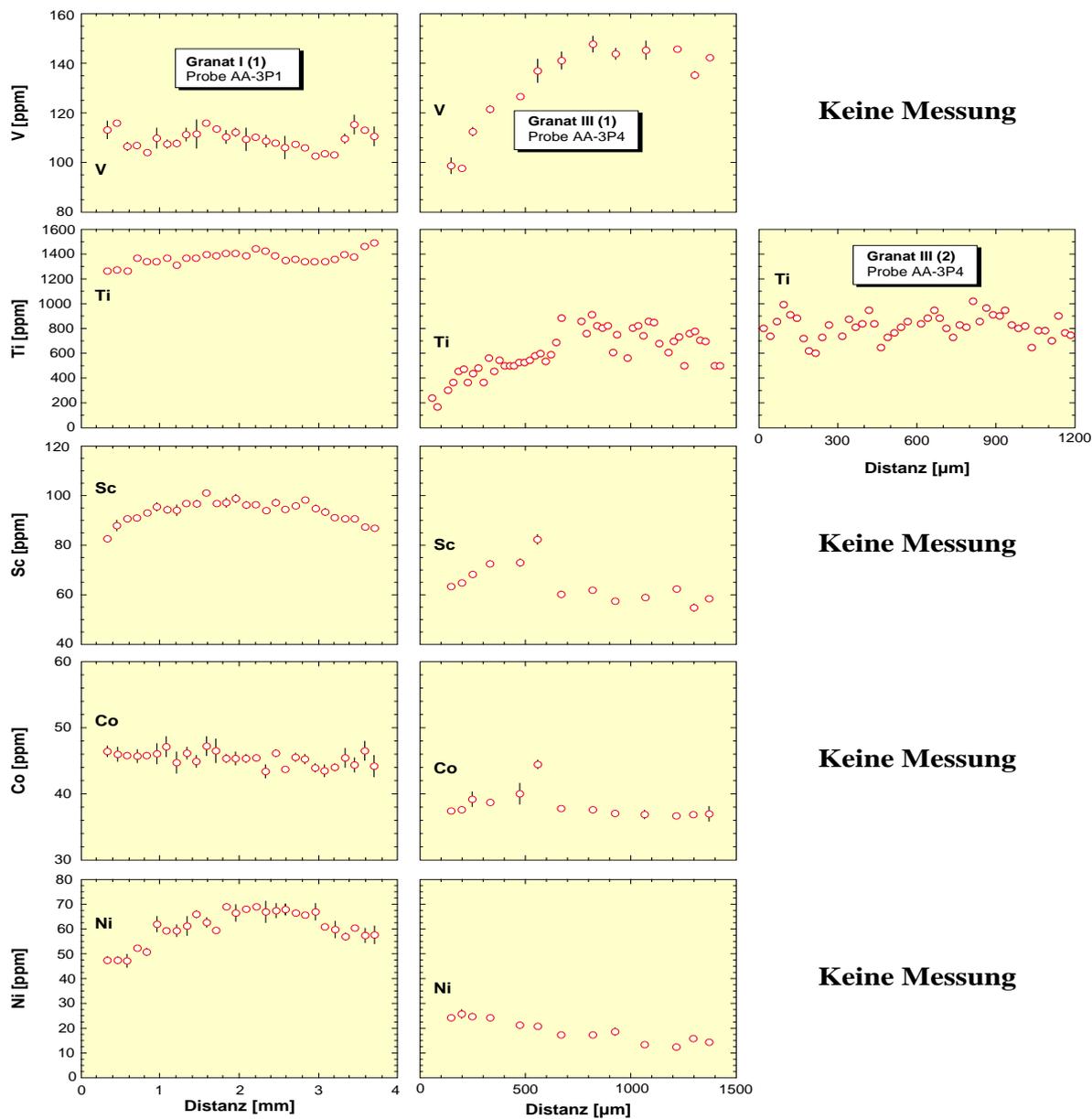


Abb. 40. Fortsetzung.

Tab. 8. Repräsentative Auswahl an Mineralanalysen von den Cpx III-Gängen im Alpe Arami-Granat-Peridotit. Haupt- und Nebenelemente [Gew.-%] wurden mit einer Elektronenstrahlmikrosonde ermittelt. Spurenelemente [ppm] wurden mit einem Sekundärionenmassenspektrometer gemessen.

Phase	Grt III	Grt III	Cpx III	Cpx III	Sp III	Sp III
Bereich	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand
SiO ₂	41.57	42.06	54.97	54.89	0.00	0.00
TiO ₂	0.12	0.04	0.10	0.11	0.71	0.25
Al ₂ O ₃	23.23	23.04	1.32	1.21	13.78	19.20
Cr ₂ O ₃	0.18	0.33	0.77	0.65	45.33	44.84
Fe ₂ O ₃	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	9.28	4.41
FeO	10.20	10.01	2.03	2.02	23.10	21.12
MnO	0.41	0.43	0.06	0.08	0.38	0.26
NiO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
MgO	19.03	19.52	16.82	17.41	7.35	8.78
CaO	4.86	4.52	23.32	23.29	0.00	0.00
Na ₂ O	0.02	0.00	0.85	0.72	0.00	0.02
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Summe	99.62	99.94	100.25	100.36	99.92	98.88
Si	2.986	3.005	1.987	1.982	0.000	0.000
Ti	0.007	0.002	0.003	0.003	0.018	0.006
Al	1.967	1.940	0.056	0.051	0.540	0.733
Cr	0.010	0.018	0.022	0.018	1.192	1.149
Fe ³⁺	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0.232	0.107
Fe ²⁺	0.612	0.598	0.061	0.061	0.643	0.572
Mn	0.025	0.026	0.002	0.002	0.011	0.007
Ni	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Mg	2.037	2.079	0.907	0.937	0.364	0.424
Ca	0.374	0.346	0.903	0.901	0.000	0.000
Na	0.003	0.000	0.060	0.050	0.000	0.001
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	8.020	8.014	4.001	4.006	3.000	3.000
Mg #	76.9	77.7	93.6	93.9	36.2	42.6
Cr #	5.0	9.0	28.1	26.4	68.8	61.0
Sc	58.8	67.9	28.0	42.3	n.a.	n.a.
V	146	113	144	166	n.a.	n.a.
Co	36.9	37.3	18.7	16.3	n.a.	n.a.
Ni	17.3	14.2	241	225	n.a.	n.a.

Formelberechnung basiert auf 12 Sauerstoffen für Grt, 6 Sauerstoffen für Cpx und 4 Sauerstoffen für Sp. Mg# = $[100 * \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})]$; Cr# = $[100 * \text{Cr}/(\text{Al} + \text{Cr})]$. Mineralabkürzungen sind nach Kretz (1983) erweitert von Bucher & Frey (1994); n.a. = nicht analysiert; n.b. = nicht berechnet.

Tab. 9. Chemische Variabilität der Phasen in den Cpx III-reichen Gängen des AA-Granat-Peridotites.

Phase	Parameter	Kern	Rand
Granat III	Cr ₂ O ₃ [Gew.%]	0.05 - 2.40	0.09 - 2.21
	CaO [Gew.%]	4.73 - 5.67	4.52 - 5.50
	TiO ₂ [Gew.%]	0.08 - 0.15	0.03 - 0.14
	Mg#	75.2 - 78.1	70.8 - 77.7
	Sc [ppm]	57.3 - 82.2	58.4 - 63.1
	Ni [ppm]	17.3 - 25.8	14.2 - 24.1
	Co [ppm]	36.9 - 44.5	37.0 - 42.6
Klinopyroxen III	Al ₂ O ₃ [Gew.%]	0.75 - 1.64	0.47 - 1.47
	Cr ₂ O ₃ [Gew.%]	0.09 - 0.89	0.13 - 0.93
	CaO [Gew.%]	22.46 - 24.09	23.05 - 24.76
	TiO ₂ [Gew.%]	0.07 - 0.13	0.03 - 0.12
	Na ₂ O [Gew.%]	0.56 - 1.01	0.15 - 0.86
	Mg#	92.4 - 93.6	93.2 - 95.1
	Sc [ppm]	16.4 - 34.1	20.8 - 42.3
	V [ppm]	144 - 164	109 - 268
	Ni [ppm]	226 - 253	143 - 242
	Co [ppm]	17.3 - 19.5	16.2 - 17.8
Spinell III	Al ₂ O ₃ [Gew.%]	13.78 - 16.15	19.20 - 13.90
	Cr ₂ O ₃ [Gew.%]	44.47 - 49.88	44.19 - 44.84
	Cr#	64.9 - 70.8	61.0 - 68.1

Mg# = 100 * Mg/(Mg+Fe_{tot}), Cr# = 100 * Cr/(Cr+Al).

4. Li-Konzentrationen in den Phasen des Alpe Arami-Peridotites

Systematische Messungen von Li wurden an allen dominierenden Phasen des AA-Granat-Peridotites durchgeführt, um die Li-Verteilung zwischen den Phasen zu bestimmen. Die Li-Messungen wurden an einem SIMS durchgeführt. Die Methodik ist im Anhang näher erläutert. Die Li-Gehalte aller untersuchten Phasen und deren Variabilität sind in Tabelle 10 angegeben.

Granat

Einige Grt I-Körner sind in ihren Li-Gehalten noch deutlich zoniert mit ansteigender Konzentration in Richtung der Ränder (Abb. 41). Während der Kernbereich leicht verarmte Mantel-Werte für Li zwischen 0.14 bis 0.18 ppm aufweist, besitzen die Ränder einen um einen Faktor 2 höheren Gehalt mit Werten bis zu 0.27 ppm Li, die eine unverkennbare Anreicherung an diesem Element anzeigen. Andere Grt I-Körner dagegen sind recht homogen zusammengesetzt (Abb. 42) und zeichnen sich durch generell höhere Li-Konzentrationen von

ca. 0.20 bis 0.28 ppm aus (Tab. 10). Bemerkenswert ist das Vorkommen eines Grt I-Korns in Probe AA-3P4, der in unmittelbarer Nähe des Cpx III-reichen Ganges liegt und durch abnehmende Li-Gehalte vom Kern zum Rand charakterisiert ist (Abb. 43) und darüber hinaus ungewöhnlich hohe Li-Gehalte von ca. 0.5 ppm im Kern besitzt.

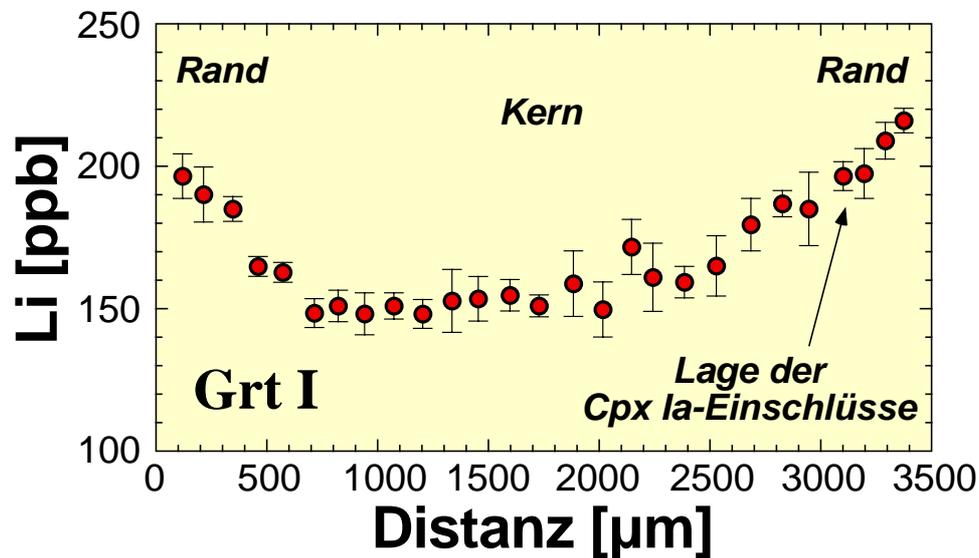


Abb. 41. Li-Profil durch ein Grt I-Korn mit ansteigenden Li-Gehalten vom Kern zum Rand. Probe AA-3P1.

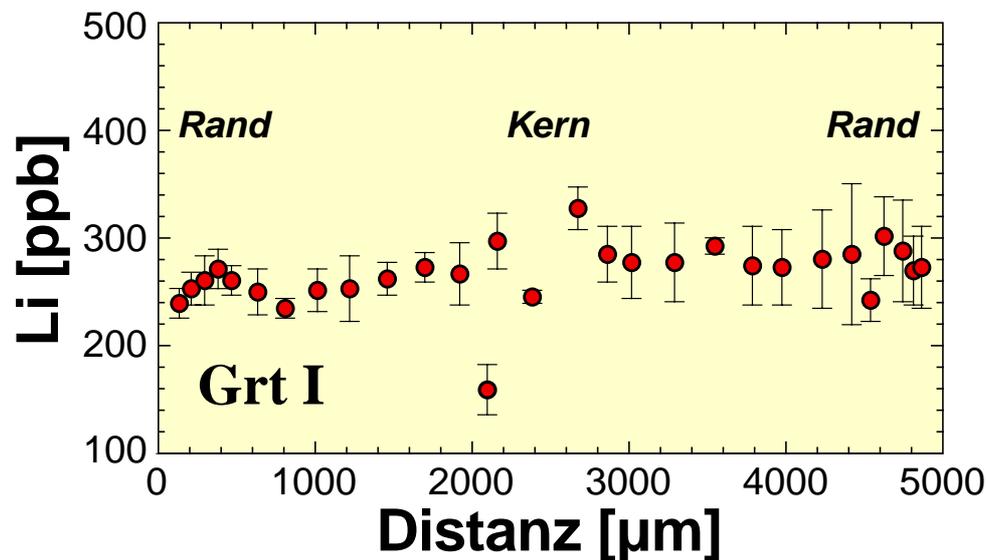


Abb. 42. Homogenes Li-Profil durch ein Grt I-Korn mit insgesamt schon leicht erhöhten Li-Konzentrationen. Probe AA-7a.

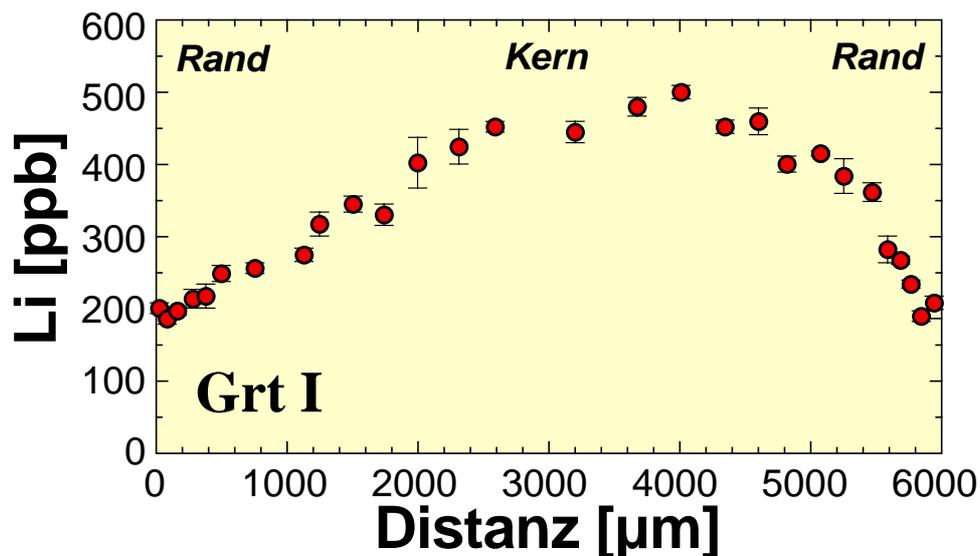


Abb. 43. Li-Profil durch ein Grt I-Korn nahe des Cpx III-reichen Ganges ist charakterisiert durch hohe Li-Konzentrationen im Kern und abnehmende Konzentrationen in Richtung Rand. Probe AA-3P4/1.

Alle Grt III-Körner innerhalb der Cpx III-reichen Gänge besitzen geringere Li-Konzentrationen von ca. 0.15 ppm (Tab. 10) im Kern. Während jedoch die meisten Körner homogen in ihrer Li-Verteilung aufgebaut sind (Abb. 44), zeichnen sich einige wenige Körner durch abnehmende Li-Konzentrationen auf Werte bis zu 0.05 ppm in Richtung der Ränder aus (Abb. 45).

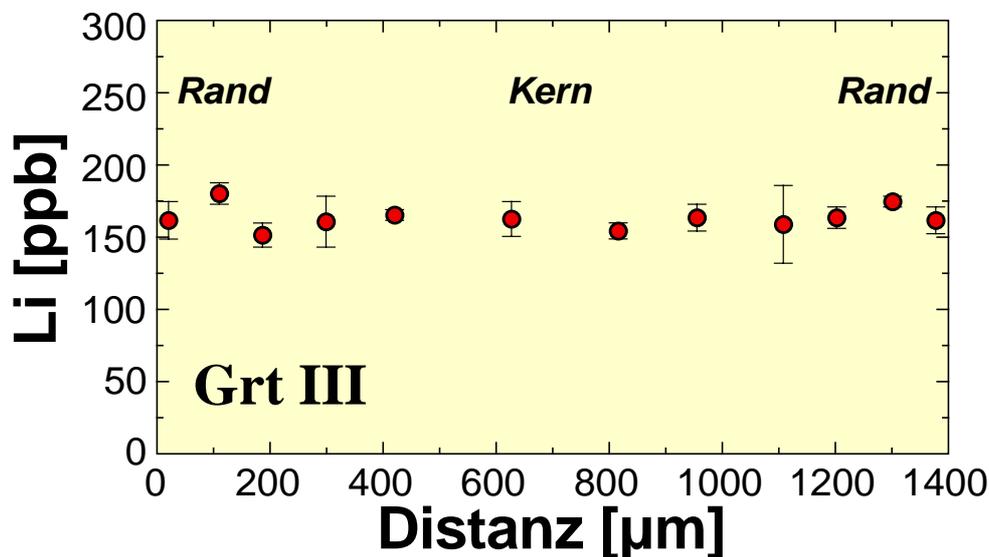


Abb. 44. Homogenes Li-Profil durch ein Grt III-Korn. Probe AA-3P4.

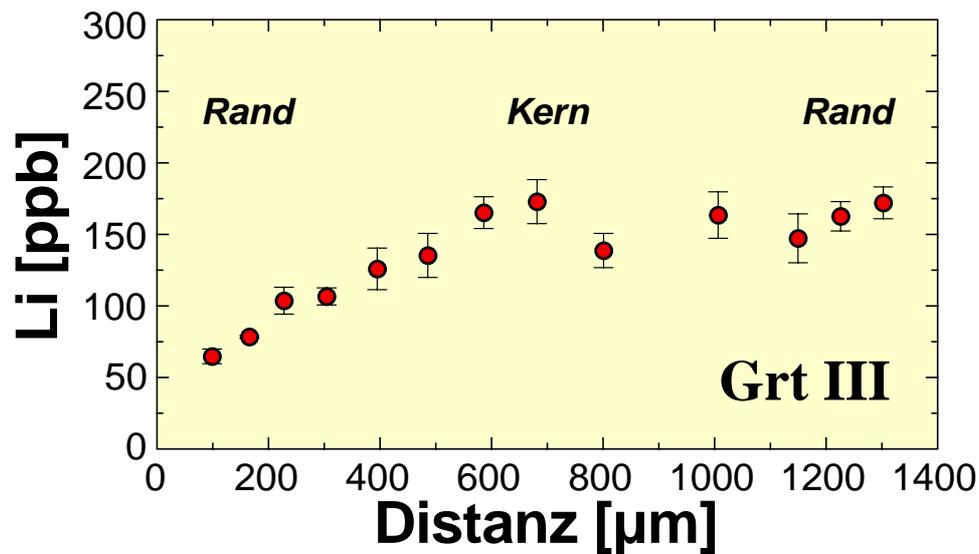


Abb. 45. Zoniertes Li-Profil durch ein Grt III-Korn mit abnehmenden Li-Konzentrationen zum Rand. Probe AA-3P4.

Orthopyroxen

Unabhängig von ihrer textuellen Position und Größe weisen alle Orthopyroxen-Körner ziemlich konstante Li-Gehalte auf. Allerdings führen die Opx Ib-Porphyroklasten Li-Gehalte zwischen 0.15 bis 0.27 ppm und die Opx II-Matrix-Körner weisen eine größere Variation mit Werten zwischen 0.11 und 0.36 ppm Li (Tab. 10) auf. Dennoch sind die Orthopyroxene prinzipiell durch sehr niedrige Li-Gehalte charakterisiert und lassen nicht den Schluß zu, daß diese später wie die Grt I an Li angereichert wurden, sondern implizieren vielmehr einen verarmten Charakter.

Olivin

Abgesehen von den leicht erhöhten Li-Gehalten (bis zu 1.79 ppm) in den Rändern von Ol II-Körnern, unterscheiden sich die Ol Ib-Porphyroklasten in ihren Li-Konzentrationen nicht von den Ol II-Matrix-Körnern. Die Li-Werte beider Olivin-Generationen liegen in einem Bereich zwischen 0.95 und 1.53 ppm (Tab. 10) und reflektieren somit Werte, wie sie für den fertilen bis leicht verarmten Erdmantel üblich sind.

Klinopyroxen

Sämtliche unterschiedlichen Generationen von Klinopyroxen besitzen eine moderate bis sehr starke Anreicherung an Li. Einschlüsse von Cpx Ia in Grt I haben in der Regel leicht erhöhte Li-Gehalte von 1.3 bis 1.6 ppm (Tab. 10). Jedoch sind einige wenige Einschlüsse so nahe an

den Grt I-Rändern gelegen und sind durch Risse mit der Matrix verbunden, daß diese durch höhere Li-Gehalte von bis zu 3.22 ppm charakterisiert sind. Cpx Ib-Porphyrklasten zeigen einen höheren Li-Gehalt von 2.14 bis 3.23 ppm, während die Matrix-Cpx II-Körner die höchsten Gehalte mit Werten von 3.22 bis zu ca. 16 ppm aufweisen (Tab. 10). Die Li-Gehalte in den Cpx III-Körnern sind leicht erhöht und schwanken im Kernbereich von 1.47 bis 1.98 ppm und im Randbereich von 0.71 bis 2.20 ppm. Li-Profile entlang von Cpx Ib-Körnern sind bei kleinräumig starken Variationen durch eine Zunahme in Richtung der Ränder charakterisiert (Abb. 46). Dabei präsentieren die Kerne schon leicht erhöhte Li-Gehalte von 2.14 bis 3.09 ppm, während die Ränder Werte bis zu 3.23 ppm führen. Alle Zonierungsprofile entlang von Cpx III-Körnern zeigen ein M-Muster mit zunehmenden Li-Gehalten vom Kern zum Rand gefolgt von abnehmenden Gehalten an den äußersten Rändern (Abb. 47).

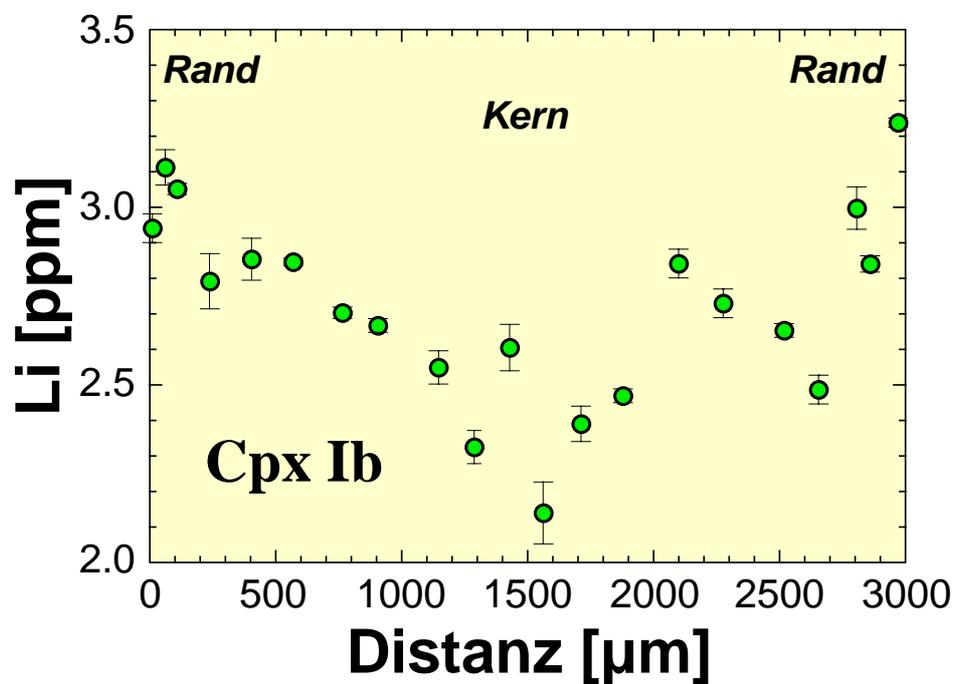


Abb. 46. Zoniertes Li-Profil durch einen Cpx Ib-Porphyrklasten gekennzeichnet durch eine insgesamt erhöhte Li-Konzentration und zunehmende Konzentrationen in Richtung Rand. Probe AA-3P1/6.

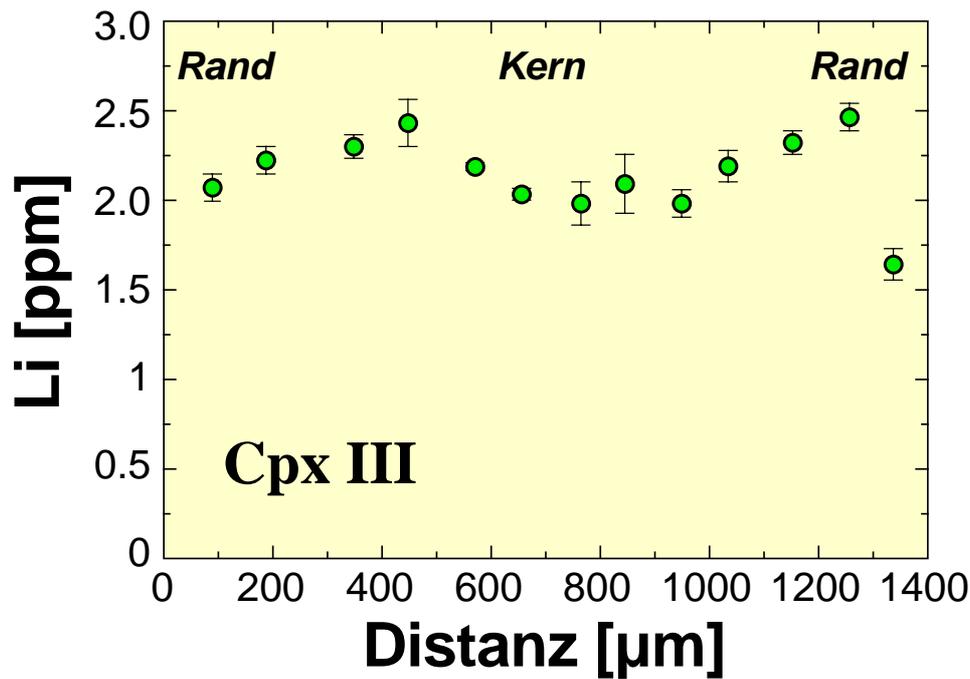


Abb. 47. M-förmiges Zonierungsprofil durch ein Cpx III-Korn. Die insgesamt noch leicht erhöhten Li-Konzentrationen nehmen vom Kern zum Rand zu gefolgt von einer abrupten Abnahme an den äußersten Rändern. Probe AA-3P3/1.

Tab. 10. Chemische Variabilität der Li-Gehalte [ppm] in den Phasen des Alpe Arami Granat-Peridotites.

Phase	Kern	Rand
Granat I	0.14 - 0.49	0.19 - 0.27
Granat III	0.15 - 0.18	0.07 - 0.16
Klinopyroxen Ia	1.29 - 1.79	1.46 - 3.22
Klinopyroxen Ib	2.14 - 3.09	2.94 - 3.23
Klinopyroxen II	3.67 - 15.4	3.22 - 15.8
Klinopyroxen III	1.47 - 1.98	0.71 - 2.20
Orthopyroxen Ia	n.a.	n.a.
Orthopyroxen Ib	0.18 - 0.24	0.15 - 0.27
Orthopyroxen II	0.11 - 0.34	0.13 - 0.36
Olivin Ia	n.a.	n.a.
Olivin Ib	0.95 - 1.44	1.02 - 1.53
Olivin II	1.01 - 1.32	1.10 - 1.79

n.a. = nicht analysiert.

5. Li-Verteilung im Alpe Arami-Peridotit

Die signifikant erhöhten Li-Gehalte in jeder Klinopyroxen-Generation können nur durch eine spätere Stoffzufuhr im Zuge einer metasomatischen Überprägung des Gesteinkörpers erklärt werden. Dabei wurde nicht nur die phasenchemische Zusammensetzung von Cpx Ia und Cpx Ib geändert, sondern es kam vermutlich auch erst hierdurch zur Bildung von Cpx II. Die Cpx III-Gänge wurden ohne Zweifel über eine metasomatische Phase später zugeführt, da sie das primäre porphyroklastische Gefüge des AA-Peridotites durchschlagen haben. Zunächst wird jedoch auf die Li-Verteilung zwischen den Einschlüssen (Ia), Porphyroklasten (Ib) und Matrix-Mineralen (II) eingegangen.

Der gelbe Balken sowohl in Abbildung 48 als auch in Abbildung 49 reflektiert die Gleichgewichtsverteilung für Li zwischen Orthopyroxen und Klinopyroxen bzw. Olivin und Klinopyroxen, wie sie von Seitz & Woodland (2000) ermittelt wurde. Im Falle einer Abreicherung an Li, z.B. durch eine partielle Schmelzbildung, tendieren die Li-Werte in Richtung niedrigerer Konzentrationen. Nur bei einer gleichzeitigen Gleichgewichtseinstellung ändert sich die Li-Verteilung entlang des gelben Balkens für Gleichgewichtsverteilung. Eine Anreicherung hat den gegenteiligen Effekt und äußert sich daher in hohen Li-Konzentrationen, die im Falle einer Gleichgewichtseinstellung auf den gelben Balken zum Liegen kommen.

Die Abbildung 48 zeigt ein Ungleichgewicht zwischen den verschiedenen Orthopyroxen- und Klinopyroxen-Generationen, das sich vor allem in dem bevorzugten Einbau von Li in Klinopyroxen im Zuge der metasomatischen Überprägung zeigt. Prägnant ist dabei, daß die Opx Ib und Opx II keine Li-Anreicherung zeigen, sondern einen leicht verarmten Charakter haben. Gesamtgesteins-Spurenelementanalysen des AA-Granat-Peridotites zeigen eine generelle Verarmung in den leichten Seltenen Erden relativ zum primitiven Erdmantel und belegen somit auch einen mehr verarmten Charakter für den AA-Peridotit (Ottonello et al., 1984). Zusätzlich sind die absoluten Ni-, Co- und Sc-Konzentrationen ein Hinweis darauf, daß der Peridotitkörper, nachdem von diesem Schmelze extrahiert wurde, ein Schmelzresiduum darstellt (Ottonello et al., 1984).

Die metasomatische Überprägung des AA-Peridotites äußert sich auch in einem Ungleichgewicht in der Li-Verteilung zwischen den verschiedenen Generationen von Olivin und Klinopyroxen (Abb. 49). Die Li-Konzentrationen von Ol Ib-Porphyroklasten und Ol II-Matrix-Körnern repräsentieren verglichen mit dem verarmten Charakter von Opx Ib und Opx II normale Mantel-Werte. Die jetzt vorherrschenden normalen Li-Gehalte von 1.0 bis 1.8 ppm in den verschiedenen Typen von Olivinen sind vermutlich durch eine Anreicherung an Li im Zuge

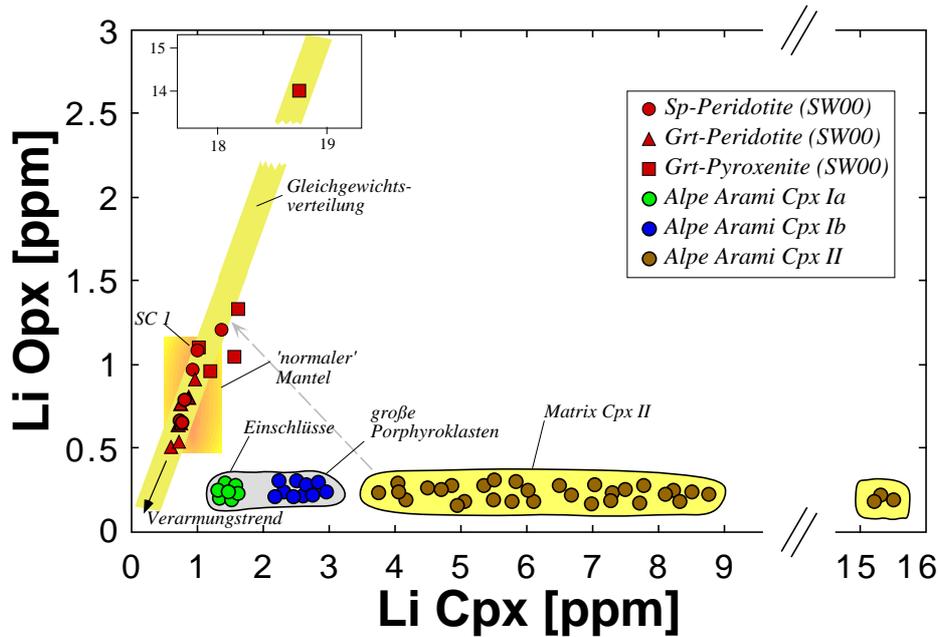


Abb. 48. Das Konzentrationsdiagramm zeigt ein Ungleichgewicht in der Li-Verteilung zwischen Opx Ia, Ib und II und koexistierenden Cpx Ia, Ib und II. Opx führt leicht verarmte Li-Konzentrationen, während Cpx Ia moderat erhöhte, Cpx Ib erhöhte und Cpx II die höchsten Li-Konzentrationen besitzt. Der gelbe Balken repräsentiert Gleichgewichtsverteilung nach Seitz & Woodland (2000). Li-Konzentrationen in Opx und Cpx von fertilen Sp- und Grt-Peridotiten sowie von Grt-Pyroxeniten definieren das schattierte Rechteck und repräsentieren normale Mantel-Bedingungen (Seitz & Woodland, 2000). SW00 = Seitz & Woodland (2000).

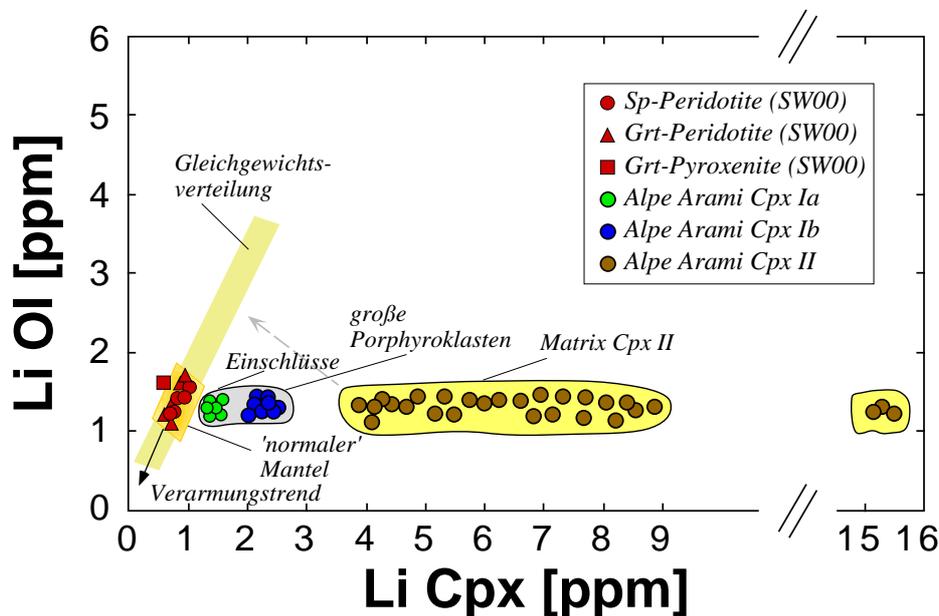


Abb. 49. Das Konzentrationsdiagramm zeigt ein Ungleichgewicht in der Li-Verteilung zwischen Ol Ia, Ib und II und koexistierenden Cpx Ia, Ib und II. Ol führt normale Li-Konzentrationen, während Cpx Ia moderat erhöhte, Cpx Ib erhöhte und Cpx II die höchsten Li-Konzentrationen besitzt. Der gelbe Balken repräsentiert Gleichgewichtsverteilung nach Seitz & Woodland (2000). Li-Konzentrationen in Opx und Cpx von fertilen Sp- und Grt-Peridotiten sowie von Grt-Pyroxeniten definieren das schattierte Rechteck und repräsentieren normale Mantel-Bedingungen (Seitz & Woodland, 2000). SW00 = Seitz & Woodland (2000).

der metasomatischen Überprägung zurückzuführen. Das bedeutet natürlich, daß auch die Olivine zuvor durch niedrigere Li-Gehalte gekennzeichnet waren, die gleichermaßen für einen mehr verarmten Charakter des AA-Peridotites sprechen. Prinzipiell zeigen die Li-Daten, daß neben Klinopyroxen auch der Olivin im Vergleich zum Orthopyroxen bevorzugt Li inkorporiert bzw. der Olivin schneller versucht bezüglich der Li-Verteilung ein Gleichgewicht einzustellen als der Orthopyroxen. Die schnelle Einstellung von Olivin auf die vorherrschenden äußeren Bedingungen ist nichts Ungewöhnliches (Smith et al., 1991), da dieser sich auch äußerst zügig auf niedrigere Temperaturen reäquilibriert aufgrund der schnelleren Fe-Mg-Diffusion in Olivin verglichen mit der Fe-Mg-Diffusion in anderen Erdmantelphasen wie Granat, Ortho- und Klinopyroxen (Ganguly & Tazzoli, 1994; Brenker & Brey, 1997). Eine fiktive Gleichgewichtseinstellung bezüglich der Li-Verteilung würde sich schematisch entlang des gestrichelten grauen Pfeils entwickeln (Abb 48 und 49). Die Steigung im Diagramm ist allerdings abhängig von dem Gesamtgehalt an Li und der modalen Zusammensetzung im Gestein.

Ein weiterer Beweis für die postulierte metasomatische Überprägung liegt in den Li-Zonierungsprofilen einiger Grt I-Körner (Abb. 41). Die in diesen Körnern vom Kern zum Rand ansteigenden Li-Gehalte sind ein eindeutiger Hinweis darauf, daß die Ränder mit der metasomatischen Phase reagiert haben und dabei an Li angereichert wurden. Die konstanten Li-Gehalte im Kernbereich mit normalen Mantel-Werten < 0.2 ppm weisen darauf hin, daß die Kerne von der diffusiven Li-Infiltration noch nicht betroffen wurden. Die Ursache in P-T-Änderungen zu suchen ist nicht notwendig, da die Studie von Seitz & Woodland (2000) zweifelsfrei ergeben hat, daß die Verteilung von Li zwischen den Mantelphasen eines Peridotites unabhängig von Temperatur und Druck ist. Somit ist das Profil nicht von diesen Zustandsvariablen kontrolliert und stützt die Argumentation einer metasomatischen Überprägung des Gesteins nach dem Wachstum des Granats. Li dürfte wegen seiner geringen Ladung und Teilchengröße bei höheren Temperaturen wesentlich schneller als die anderen im Granat enthaltenen Atome (Mg, Ni, etc.) diffundieren. Li ist weit in die Granatkörner hineindiffundiert (Abb. 41). Einige Grt I-Körner (Abb. 42) zeigen durch ihre erhöhten und homogenen Li-Gehalte nahezu eine Sättigung an. Diese Grt I-Körner entstammen offensichtlich Bereichen, die besonders intensiv von der metasomatischen Überprägung betroffen wurden. Die bisher gefundenen Einschlüsse von Cpx Ia im Grt I befinden sich alle in den Bereichen, die bereits durch erhöhte Li-Gehalte charakterisiert sind. Die geringfügig erhöhten Li-Gehalte dieser volumenmäßig kleinen Cpx Ia-Körner sind daher ebenfalls auf die Li-Zufuhr zurückzuführen. Da Granat im Gleichgewicht mit Olivin, Ortho- und Klinopyroxen einen um den Faktor 3-10 geringeren Li-Gehalt als die anderen Phasen aufweist (0.15 gegen ca. 0.5-1.5 ppm), stellt er gegenüber dem zugeführten Li eine „Barriere“ dar. Somit ist leicht zu erklären, warum die großen Porphyroklasten von Cpx Ib höhere Li-Gehalte als die Einschlüsse in Grt I haben. Das Auftreten erhöhter Li-Gehalte in den Rändern der Cpx Ib-Porphyroklasten liegt

ebenso in der Reaktion zwischen den Rändern und der metasomatischen Phase begründet. Die im Gegensatz zu Grt I erhöhten Li-Gehalte in den Cpx Ib-Kernen sind ein Hinweis auf den bevorzugten Einbau von Li in eine bestimmte Phase, die möglicherweise abhängig ist von der Art der metasomatischen Phase (Yaxley et al., 1991, 1997; Seitz & Woodland, 2000). Die Cpx II-Körner repräsentieren ebenso Produkte der metasomatischen Überprägung, da sie die höchsten und auch variableren Li-Werte anzeigen.

Die Li-Gehalte in den Cpx III-Körnern (0.71-2.20 ppm) sind deutlich niedriger als die der Cpx II-Körner (bis zu 16 ppm) (Tab. 10). Dies könnte dadurch verursacht sein, daß die Quelle durch die vorherige metasomatische Überprägung, die zur Bildung von Cpx II-Körnern geführt hat, an Li immer mehr abgereichert wird. Die Zonierungsprofile sowohl in Grt III als auch in Cpx III sind durch abnehmende Li-Konzentrationen in Richtung der Ränder gekennzeichnet. Dies könnte einen Hinweis darauf darstellen, daß die metasomatische Phase, die für die Bildung der Cpx III-reichen Gänge verantwortlich war, im letzten Stadium wieder Li von den bereits ausgeschiedenen Mineralphasen abgezogen hat.

Über die Ursache für den ungewöhnlich hohen Li-Gehalt des Grt I-Korns in der Nähe des Cpx III-reichen Ganges (Probe AA-3P4) kann nur spekuliert werden. Auffällig ist, daß dieser Bereich durch zahlreiche Serpentinadern gekennzeichnet ist. Allerdings ist es äußerst unwahrscheinlich, daß die Li-Zufuhr in Verbindung mit der lokalen Serpentinisierung steht, da die Serpentine nur sehr geringe Li-Konzentrationen von 0.15 bis 0.28 ppm besitzen. Generell kann Serpentin (u.a. aus ozeanischen Peridotiten) Li-Gehalte bis zu 20 ppm aufweisen (Decitre et al., 2000). Auch die Olivine (Ol II) in der Nähe des Grt I-Korns zeigen keine erhöhten Li-Gehalte (1.2-1.5 ppm) verglichen mit Ol II-Körnern aus anderen Bereichen. Ebenso zeigen nahegelegene Cpx II-Körnern nur mäßig angereicherte Li-Gehalte von 3 bis 6 ppm auf. Zu beachten ist, daß eine moderate Li-Zufuhr auch nicht unbedingt im Li-Gehalt des Olivins erkennbar sein muß, da Olivin diese Li-Zufuhr durch seinen primären hohen Gehalt an Li und seinen hohen Modalbestand abpuffert.

Die Li-Verteilung im AA-Peridotit läßt den Schluß zu, daß, nachdem es zur Bildung der Cpx II-Körner durch eine zugeführte metasomatische Phase kam, dieser Zustand als Folge einer schnellen Abkühlung während der Exhumierung teilweise eingeforen worden ist. Nur so konnte das Li-Ungleichgewicht zwischen Cpx und Opx bzw. Cpx und Ol konserviert werden. Allerdings zeigt der Ol Ib durch seine gegenüber Opx Ib deutlich erhöhten Li-Gehalte bereits an, daß er sich in Richtung einer Gleichgewichtsverteilung mit Cpx Ib entwickelt hat.

6. Geochemische und geodynamische Implikationen für den Alpe Arami-Peridotit

Da der AA-Granat-Peridotitkörper seine metamorphe Prägung während eines Subduktionsprozesses erhielt, sollte auch die metasomatische Überprägung mit diesem tektonischen Milieu in Verbindung stehen. Auch die niedrigen Ti-Gehalte in den unterschiedlichen Cpx-Generationen (Cpx II, Cpx III) deuten auf einen mehr orogenen Charakter der metasomatischen Phase hin (Foley, 1994; Zanetti et al., 1999). Die schematische Abbildung 50 stellt ein mögliches Szenario für die Quelle der metasomatischen Überprägung dar. Während fortschreitender Subduktion werden Fluide und Schmelzen von der subduzierten Platte freigesetzt und steigen aufgrund der niedrigeren Dichte zur Umgebung nach oben in den darüberliegenden Mantelkeil auf. In diesem Bereich können die Fluide und Schmelzen durch die aufsteigenden UHP-Gesteine perkolieren, mit diesen wechselwirken und letztendlich im Gestein auskristallisieren. Diese Art der Infiltration von Fluiden und Schmelzen ist ein kontinuierlicher Prozeß und kann daher während der ganzen Phase der Exhumierung von UHP-Gesteinen andauern.

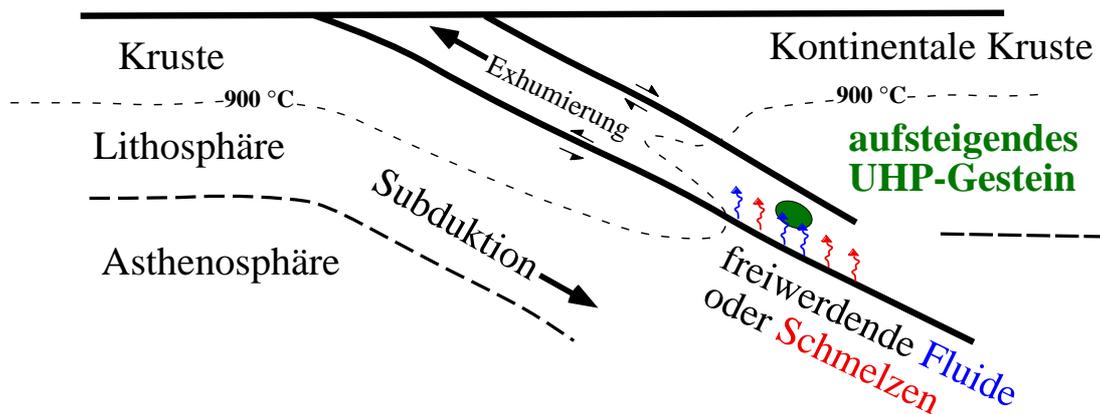


Abb. 50. Schematisches Szenario für die metasomatische Überprägung des Alpe Arami-Granat-Peridotites. Von der subduzierten Platte werden Fluide und Schmelzen freigesetzt und steigen in den darüberliegenden Mantelkeil auf. In diesem Bereich perkolieren diese freigesetzten Fluide und Schmelzen durch den aufsteigenden UHP-Gesteinskörper und kristallisieren in diesem aus. Diese Infiltration von metasomatischen Phasen kann während der ganzen Phase der Exhumierung stattfinden.

Der AA-Peridotit hat zwei verschiedene Stadien metasomatischer Überprägung erfahren. Im Stadium 1 kam es zur Bildung der Cpx II-Körner und im Stadium 2 wurde der Peridotitkörper von kleinen Cpx III-reichen Gängen durchschlagen.

Eine zentrale Frage ist, ob Fluide oder Schmelzen für die metasomatische Überprägung des AA-Peridotites verantwortlich waren. Experimentelle Arbeiten haben gezeigt, daß D_{Li} (Cpx/Fluid) zwischen 0.06 und 0.3 (Brenan et al., 1998b) und D_{Li} (Cpx/Schmelze) zwischen

0.07 und 0.25 (Blundy & Wood, 1994; Blundy et al., 1998; Brenan et al., 1998a; Blundy & Dalton, 2000; Wood & Trigila, 2001) liegen. Dabei tendiert D_{Li} (Cpx/Schmelze) für silikatische Schmelzen zu niedrigeren Werten (0.07-0.10) und für karbonatitische Schmelzen zu höheren Werten (0.10-0.25) (Blundy & Dalton, 2000). Bei diesen Verteilungskoeffizienten müßte, wenn die Cpx II-Körner mit ihren hohen Li-Gehalte von 16 ppm aus einer mafischen silikatreichen Schmelze auskristallisiert und mit dieser im Gleichgewicht gewesen wären, die Schmelze einen Li-Gehalt von ca. 64 bis 230 ppm geführt haben. Da der Li-Gehalt im Erdmantel mit etwa 1.0 bis 1.9 ppm abgeschätzt wird (Ryan & Langmuir, 1987; Seitz & Woodland, 2000), kann eine aus dem Erdmantel stammende mafische silikatreiche bzw. basaltische Schmelze bei den oben angegebenen D_{Li} (Cpx/Schmelze) nur einen maximalen Li-Gehalt von ca. 30 ppm führen. Diesen Gehalt führt die Schmelze jedoch nur dann, wenn es sich hypothetisch betrachtet um eine der ersten unendlich kleinen Teilschmelzen handelt, die bei einem äußerst geringen Aufschmelzgrad (< 0.05) produziert und sofort dem System entzogen wurden. Nicht alterierte und somit frische MORB-Gläser besitzen niedrige Li-Gehalte zwischen 2 und 8 ppm (Seyfried et al., 1984; Ryan & Langmuir, 1987) und liegen somit deutlich unter den Li-Gehalten der Cpx II-Körner. Demnach scheinen die hohen Li-Gehalte von bis 16 ppm in den Cpx II-Körnern nur über eine Kristallisation aus einer Fluidphase möglich zu sein. Für ein Fluid als metasomatische Phase würden auch die niedrigen Ti-Gehalte in den Cpx II- und Cpx III-Körnern sprechen. Experimentelle Arbeiten zur Bestimmung von Verteilungskoeffizienten in Subduktionsmagmen haben gezeigt, daß sich D_{Ti} (Cpx/Schmelze) und D_{Ti} (Cpx/Fluid) erheblich voneinander unterscheiden (Keppler, 1996; Stalder et al., 1998; Blundy & Dalton, 2000). Während Ti einigermaßen in silikatischen Schmelzen löslich ist [D_{Ti} (Cpx/Schmelze) = 0.4-0.8], liegt D_{Ti} (Cpx/Fluid) bei Werten von 0.068 (Keppler, 1996). Demzufolge scheint Ti nur sehr schlecht in Fluiden löslich zu sein, was zu einer Ti-Armut in Fluiden führt. Folglich werden auch die Kristallisate aus Fluiden durch ihre Ti-Armut charakterisiert sein. Als weiteres Argument für ein Fluid kann die Mineralogie der Cpx III-reichen Gänge herangezogen werden. Wenn es sich nämlich um eine Schmelze gehandelt haben sollte, dann sollte diese bei hohen Drucken Granat abgesetzt haben. Nur im Cpx III-reichen Gang der Probe AA-3P4 wurde Granat (Grt III) gefunden. Allerdings kann anhand textueller Kriterien und der chemischen Zusammensetzung nicht eindeutig geklärt werden, ob Grt III primärer Natur ist und erst durch die metasomatische Überprägung seine Zusammensetzung geändert hat oder ob Grt III direkt aus der metasomatischen Phase auskristallisiert ist. Auch sprechen die hohen Mg#-Werte von 93 bis 94 in den Cpx II-Körnern gegen eine Kristallisation aus Schmelzen, da die Mg#-Werte partieller Schmelzen aus dem oberen Erdmantel deutlich kleiner 90 sind und je nach Fraktionierungsgrad (Olivin) bei 70 liegen (Kinzler & Grove, 1992; Robinson et al., 1998).

Studien an Fluid-Einschlüssen aus UHP-Terranes lassen den Schluß zu, daß während einer Subduktion hauptsächlich wässrige Fluide und nur lokal Schmelzen freigesetzt werden

(Scambelluri & Philippot, 2001). Unter hohen Drucken sind Fluide durch einen sehr hohen Anteil (bis zu 50 Gew.%) an gelösten silikatischen Komponenten (Ryabchikov, 1993) gekennzeichnet und gleichen sich in ihren physikochemischen Eigenschaften den Schmelzen an. Subduktionsfluide aus großen Tiefen werden als „silikatreiche Suppen“ bezeichnet, die H₂O als größte Komponente gelöst haben (Scambelluri & Philippot, 2001). Bei hohen Drucken und Temperaturen besteht eine vollständige Mischbarkeit zwischen silikatischen Schmelzen und wässrigen Fluiden (Bureau & Keppler, 1999). Dadurch wird eine Unterscheidung zwischen den beiden metasomatischen Phasen Fluid und Schmelze unmöglich. Insgesamt gibt es mehr Argumente für eine metasomatische Überprägung des AA-Peridotites durch eine wässrige Fluidphase als für eine Überprägung durch eine Silikatschmelze. Daher ist davon auszugehen, daß der AA-Granat-Peridotitkörper während der Exhumierung eine Zufuhr Li-reicher superkritischer H₂O-Silikatschmelz-Phasen erlebt hat, durch die sekundärer Klinopyroxenen (Cpx II) gebildet wurde und die des Weiteren den Li-Gehalt der bereits vorhandenen Mineralphasen signifikant erhöhten. In einer späteren Phase kam es dann zur Bildung der Cpx III-reichen Gänge.

Stadium 1

Die P-T-Bedingungen der metasomatischen Überprägung, die zur Bildung der Cpx II-Körner geführt hat, kann anhand der Spurenelementverteilungen im AA-Peridotitkörper abgeschätzt werden. Im vorherigen Kapitel wurde schon das Ungleichgewicht zwischen Klinopyroxen und Orthopyroxen im Hinblick auf die Ca-Verteilung festgestellt (Abb. 22). Unter anderem wird dies auch in den niedrigeren 2-Pyroxen-Temperaturen verglichen mit den auf den Fe-Mg-Austausch-Thermometern basierenden Ergebnissen dokumentiert. Des Weiteren ergeben die Spurenelementthermometer beruhend auf der Verteilung der Übergangsmetalle Ti, Cr, V und Sc sowohl zwischen Opx Ib und Cpx Ib-Paaren als auch zwischen Opx II und Cpx II-Paaren (Seitz et al., 1999) inkonsistent niedrige Temperaturen, die sich durch ein Ungleichgewicht während der Peakbedingungen aufgrund der niedrigen Diffusivität dieser Elemente erklären lassen (Paquin & Altherr, 2001). Sowohl die Ni- und Co-Zonierungsprofile (siehe Abb. 19 und 21) entlang von Opx Ib- und Cpx Ib-Porphyrklasten und Matrix-Körnern als auch die in sich konsistenten Temperaturabschätzungen basierend auf der Verteilung von Ni und Co zwischen Ortho- und Klinopyroxen und auf den Fe-Mg-Austauschthermometern (Grt-Ol, Grt-Opx, Grt-Cpx) weisen ohne Zweifel daraufhin, daß sich die Pyroxene gegenseitig in Bezug auf Fe, Mg, Co und Ni im Gleichgewicht befunden haben. Dies ist auch nicht weiter verwunderlich, da es sich um Elemente mit relativ hoher Diffusivität handelt und sich des Weiteren die Opx II- und Cpx II-Körner häufig im Kontakt zueinander befinden. Ferner ist die Tatsache, daß T_{Ni} und T_{Co} für Opx II-Cpx II-Paare (Seitz et al., 1999) um 1110 °C liegen, ein Hinweis für die schnelle Bildung der Klinopyroxen-Neoblasten (Cpx II) bei noch sehr hohen Temperaturen.

Da die Entstehung der Cpx II-Körner direkt im Zusammenhang mit der Infiltration einer metasomatischen Phase steht, fand dieser Prozeß somit bei Temperaturen um ca. 1100 °C im Erdmantel statt. Diese Behauptung wird zudem durch Temperaturen deutlich über 1050 °C (Tab. 3) berechnet aus der Fe-Mg-Verteilung zwischen Grt I und Cpx II (Krogh Ravna, 2000) gestützt. Die Al-Zonierung im Opx Ib kann einen indirekten Hinweis auf die P-T-Bedingungen während der Infiltration der metasomatischen Phase liefern. Der anfängliche Anstieg im Al-Gehalt gefolgt von einer deutlichen Abnahme in den Randbereichen von Opx Ib-Porphyrklasten (Abb. 19) wurde interpretiert als isothermale Dekompression, die von einer relativ schnellen Abkühlung gefolgt war (siehe Kapitel 4.2. Interpretation der Zonierungsprofile). Während das träge diffundierende Al in Opx Ib noch die isothermale Dekompression reflektiert, zeigen die Verteilungen in Elementen mit ebenso niedriger Diffusivität (Ca, Ti, Cr, V, Sc) zwischen Opx II und Cpx II ein Ungleichgewicht an. Dies kann nur erklärt werden, wenn die rapide Infiltration der metasomatischen Phase von einer schnellen Abkühlung begleitet war, so daß hierdurch eine Gleichgewichtseinstellung in den Elementen mit niedriger Diffusivität verhindert wurde. Die nicht erfolgte Gleichgewichtseinstellung des AA-Peridotites ist neben der Verteilung von Elementen mit niedriger Diffusivität (Ca, Ti, Cr, V, Sc) zwischen Orthopyroxen und Klinopyroxen auch in den erhöhten Li-Konzentrationen von Olivin und Klinopyroxen verglichen mit Granat und Orthopyroxen dokumentiert. Zusätzlich deuten die buchtigen bis zerlappten Korngrenzen der Cpx II-Körner (Abb. 12) auf ein Ungleichgewicht zwischen metasomatischer Phase und Gestein hin, was ein zusätzliches Kriterium für die rapide Infiltration des Fluids darstellt. Ansonsten hätten sich im Falle eines Gleichgewichts idiomorphe Cpx II-Körner mit geraden Korngrenzen ausbilden können.

Das Fehlen von Amphibol ist ein Hinweis darauf, daß die metasomatische Überprägung außerhalb der Stabilität von Amphibol stattgefunden hat. Nach der Amphibol-Stabilität von Niida & Green (1999) sollten somit entweder die Drucke größer als 3.0 GPa oder die Temperaturen größer als 1100 °C gewesen sein. Der Solidus im peridotitischen Systemen in Anwesenheit einer freien wässrigen Fluidphase liegt bei Drucken von 3 bis 4 GPa im Bereich von 1100 bis 1200 °C (Green & Wallace, 1988; Wallace & Green, 1988; Falloon & Green, 1989). Da nun Solidus und die obere thermische Stabilität von Amphibol in einem sehr engen Temperaturbereich liegen, kann die Beobachtung, daß in sämtlichen Proben des AA-Peridotites keine Anhaltspunkte für eine Schmelzbildung vorhanden sind, nicht zur Temperaturabschätzung herangezogen werden. Die metasomatische Überprägung fand somit bei ca. 1100 °C und außerhalb der Amphibolstabilität statt.

Ein weiterer Hinweis für die Hoch-Temperatur-Überprägung des AA-Peridotites ist in der textuellen Position der Cpx II-Körner gegeben. Diese bilden ausschließlich Zwickelfüller, die nur dann entstehen können, wenn die Temperatur des Gesteins hoch genug ist, daß eine Schmelze oder Fluidphase hindurch perkolieren kann (Spera, 1987). Andernfalls würden sich

bei niedrigeren Temperaturen diskrete Bahnen wie kleine Gänge oder Adern bilden (Spera, 1987). Das beobachtete Ungleichgewicht im AA-Granat-Peridotit bei Elementen mit niedriger Diffusivität wie Ca, Ti, Cr, V und Sc unterstützt die postulierte Annahme, daß die Genese der Cpx II-Körner und somit auch die metasomatische Überprägung sehr schnell passierte gefolgt von weiterer isothermaler Dekompression und anschließender rascher Abkühlung.

Stadium 2

Für die Entstehung der kleinen Am III-Körner als Einschlüsse in den Cpx III-Körnern gibt es zwei Möglichkeiten. Da Klinopyroxen bei hohen Drucken einen signifikanten Anteil an H₂O lösen kann, ist es möglich, daß sich dieser Anteil an gelöstem H₂O während einer Druckerniedrigung in Form von Am III-Körner entmischt hat. Eine andere Möglichkeit wäre, daß Cpx III mit den Am III-Körnern direkt aus einer Fluidphase auskristallisiert wurde. Eine rapide Auskristallisation würde in diesem Falle aus kinetischen Gründen eine Bildung von isolierten Cpx III- und Am III-Körnern verhindern.

Über die P-T-Bedingungen während der Bildung der Cpx III-reichen Gänge können keine eindeutigen Aussagen getroffen werden. Geothermobarometrische Berechnungen konnten am Gang der Probe AA-3P3 nicht durchgeführt werden, da die vorhandene Mineralparagenese sich hierzu nicht eignet. Die Anwesenheit von Spinell in Probe AA-3P3 impliziert, daß die Bildung des Cpx III-reichen Ganges innerhalb des Spinell-Stabilitätsfeldes ($\sim < 2$ GPa) stattgefunden hat (Carroll Webb & Wood, 1986). Der Grt III in Probe AA-3P4 stellt nicht unbedingt einen Hinweis für hohe Drucke dar. Wie schon zuvor diskutiert wurde, ist nicht eindeutig gesichert, ob der Grt III primärer Natur ist oder sekundär im Zuge der metasomatischen Überprägung seine chemische Zusammensetzung geändert hat. Da sich Grt III im Kontakt mit Cpx III befindet, ist das Fe-Mg-Austauschthermometer von Krogh Ravna (2000) angewendet worden. Für einen nominalen Druck von 5.9 GPa, um besser mit den Peak-P-T-Bedingungen vergleichen zu können, ergibt sich eine Temperatur von 929 ± 10 °C, für einen Druck von 3 GPa ergibt sich eine Temperatur von 745 ± 9 und für 2 GPa liegt die Temperatur bei 681 ± 8 °C. Diese berechneten Temperaturen sind minimale T-Werte. Allerdings ist nicht zweifellos gesichert, ob sich Grt III und Cpx III zueinander im Gleichgewicht befinden. Zumindest tendieren die Grt-Cpx-Temperaturen verglichen mit den Peakbedingungen zu deutlich niedrigeren Werten und reflektieren durchaus realistische Temperaturen. Die Druck-Bedingungen für das Stadium 2 konnten nicht näher eingrenzt werden. Die vorherrschende Mineralparagenese führt keinen Opx, der für eine Druck-Berechnung notwendig ist. Zumindest implizieren die diskreten Bahnen in Form von Gängen, daß die Temperaturen bei der Bildung dieser Gänge nicht sehr hoch (< 900 °C) gewesen sein konnten. Denn sonst hätten sich wie im Falle der Cpx II-Körner die Cpx III-Körner ebenso fein verteilen sollen. Verbunden mit dem

Exhumierungspfad für den AA-Peridotit impliziert dies Drucke von etwa 2 bis 3 GPa. Im Prinzip ist die Druckabschätzung sehr stark davon abhängig, in wie weit die Temperatur mit dem Druck während des nahezu isothermalen Dekompressionsverlaufes abnimmt.

Abbildung 51 zeigt den Exhumierungspfad für den AA-Granat-Peridotit und die P-T-Bedingungen für die Infiltration der metasomatischen Phase im ersten und im zweiten Stadium. Die Druckbedingungen für die beiden metasomatischen Stadien konnten nicht eindeutig bestimmt werden, daher enthält die Abbildung 51 nur eine grobe Abschätzung. Die Abwesenheit von Phlogopit, der im Erdmantel bis zu 8 GPa stabil ist (Sato et al., 1997; Konzett & Ulmer, 1999), ist ein weiteres Indiz dafür, daß die infiltrierte Fluidphase arm an dem Element K gewesen ist. In gleicher Weise kann das Fehlen von Apatit als Zeichen für die Phosphor-Armut in der infiltrierenden Fluidphase sein.

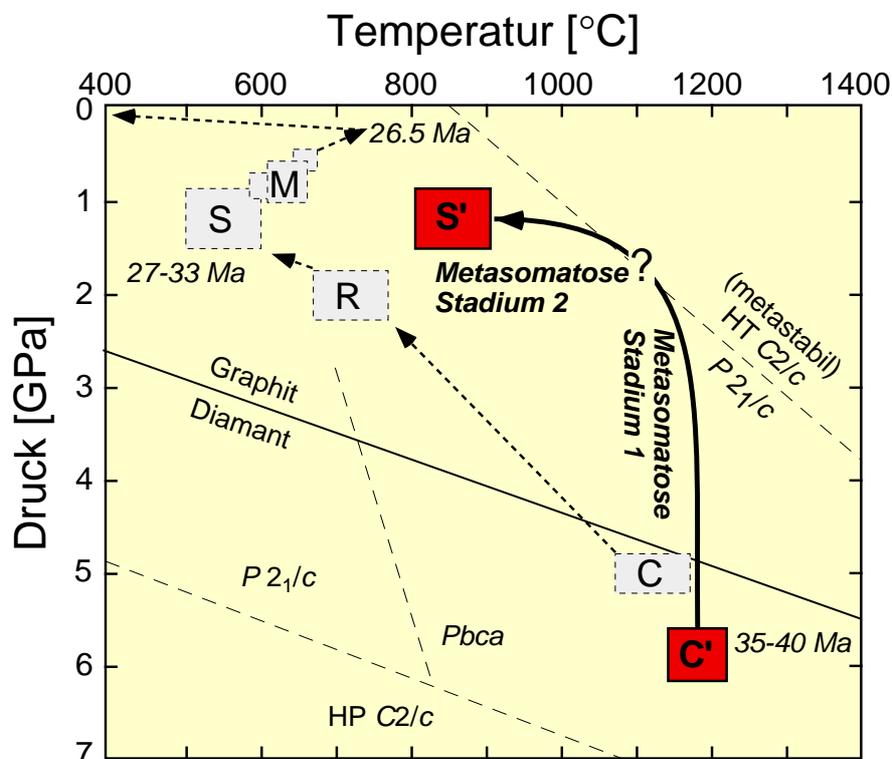


Abb. 51. P-T-t-Pfad des Alpe Arami-Granat-Peridotites mit den Stadien 1 und 2 der metasomatischen Überprägung. Erläuterungen zum Exhumierungspfad sind in Abb. 25 gegeben. Die Co- und Ni-Verteilung zwischen Opx II und Cpx II-Körnern implizieren für das Stadium 2 hohe Temperaturen von ca. 1100 °C. Die Cpx III-reichen Gänge deuten dagegen auf deutlich niedrigere Temperaturen für das Stadium 2 hin, denn sonst hätten sich wie im Stadium 1 die neu gebildeten Phasen ebenso fein verteilen sollen.

2. TEIL: DER KALSKARET-GRANAT-OLIVIN-WEBSTERIT AUS DER WESTERN GNEISS REGION, SW-NORWEGEN

I. Die metamorphe Entwicklung des Kalskaret-Granat-Olivin-Websterits

1. Die geologische Entwicklung der skandinavischen Kaledoniden

1.1. Großräumiger Zusammenhang

Die Bildung der Kaledoniden begann mit dem Auseinanderbrechen des neoproterozoischen Großkontinentes Vendia (Hoffman, 1989; Dalziel, 1992). Infolge der Ausdünnung der kontinentalen Kruste entstanden Becken, in denen vor ca. 950 Ma vorwiegend klastische Sedimente abgelagert wurden (Harland & Gayer, 1972). In diese Becken intrudierten tholeiitische Basaltgänge, die aufgrund ihrer geochemischen Zusammensetzung den MORBs und Intra-Platten-Basalten zuzuordnen sind. Daher werden sie als Indikatoren für das initiale Riftstadium eines Ozeans um ca. 700 bis 640 Ma betrachtet (Solyom et al., 1979).

Das Ende des Präkambriums bis hin zum mittleren Kambrium ist gekennzeichnet durch aktives Spreading, so daß im Süden ein ca. 10000 km breiter Ozean, der sich nach Norden auf ca. 6000 km verengte, entstand (Barker & Gayer, 1985). Man bezeichnet diesen Ozean auch als Iapetus oder Protoatlantik (Harland & Gayer, 1972). Er trennte die Kontinente Baltika im Osten von Laurentia im Westen (Abb. 52a). Paläontologische Daten belegen eindeutig, daß dieser Ozean breit genug war, damit sich an seinen Rändern verschiedene Faunenprovinzen entwickeln konnten (Spjeldnaes, 1985). Gegen Ende des Kambriums kam es zu einer nach Westen gerichteten Subduktion am Nordwestrand des Iapetus (Abb. 52a), die durch Inselbogen-Komplexe wie zum Beispiel im Gander Terrane auf Neufundland belegt wird (Barker & Gayer, 1985). Weiteres Anzeichen für die frühen Phasen der Schließung des Iapetus-Ozeans ist die finnmarkische Orogenese im Norden Norwegens am Ende des Kambriums. Diese wird als Kollision des Baltischen Kratons mit einem ehemaligen

kontinentalen Fragment des passiven Kontinentalrandes von Baltika verstanden, welches möglicherweise bei der Entwicklung des Iapetus weggedriftet war (Barker & Gayer, 1985). Im frühen Ordovizium, während der Endphase der finnmarkischen Orogenese, wurden weiter im Süden durch eine nordwestwärts gerichtete Subduktion Ophiolithe südostwärts auf den Baltischen Schild obduziert.

Im mittleren Ordovizium kam es während der fortschreitenden Schließung des Iapetus zu einem Wechsel der tektonischen Aktivität. Dies zeigt sich durch kontinentalwärts einfallende Subduktionszonen beiderseits des Iapetus-Ozeans. Inselbögen entstanden im Llanvirn entlang des Baltischen Kontinents (Barker, 1984). Die Subduktion währte bis zum mittleren Silur (Abb. 52b) und resultierte in der Kollision der beiden Kontinente Laurentia und Baltika. Den Höhepunkt bildete die skandische Orogenese vor ca. 400 Ma, die sich über die ganze Länge Norwegens und Schwedens erstreckte. Im späten Silur bis zum frühen Devon, der Endphase der skandischen Orogenese, wurde Baltika unter Laurentia gedrückt. Die einzelnen Deckeneinheiten wurden so, kontrolliert von einem sinistralen Transpressions-Regime (Soper et al., 1992), nach Osten auf den Baltischen Schild geschoben (Hossack, 1985) und der Großkontinent Laurussia bildete sich (Abb. 52c). Die Verdickung der Lithosphäre führte zur einer hochgradigen Regionalmetamorphose und Hebung des Orogens. Im frühen Devon setzte Erosion ein. Die Abtragungsprodukte lagerten sich in intramontanen Molassebecken ab (Steel et al., 1985).

Durch die Öffnung des Atlantiks während des Mesozoikums wurde das kaledonische Orogen zerteilt und es entstanden der grönländische und der eurasische Teil (Gee & Zachrisson, 1979). Heute wird das Erscheinungsbild der skandinavischen Kaledoniden geprägt durch die Erosion der Gletscher im Zuge der letzten Eiszeiten.

1.2. Tektonostratigraphie

Der ca. 1800 km lange und ca. 300 km breite Gebirgsgürtel der skandinavischen Kaledoniden wird aus flachliegenden SSW-NNE streichenden Deckeneinheiten aufgebaut (Abb. 53). Die Transportrichtung erfolgte vorwiegend in südöstliche Richtung (Stephens & Gee, 1989; Soper et al., 1992). Das Orogen wird von Ost nach West in das Autochthon, das Untere, Mittlere, Obere und Oberste Allochthon unterteilt (Kulling, 1972; Roberts & Gee, 1985). Diese einzelnen Allochthone werden durch großangelegte duktile Scherzonen voneinander getrennt, die vorwiegend nach Westen einfallen. (Hossack, 1985). Die Allochthone werden als ehemalige, nebeneinanderliegende Ablagerungsräume, die im Zuge der kaledonischen Orogenese auf Baltika geschoben und deformiert wurden, interpretiert (Gee & Zachrisson,

1979). Der Metamorphosegrad und die Transportweite der Allochthone nimmt vom Unteren zum Obersten Allochthon zu.

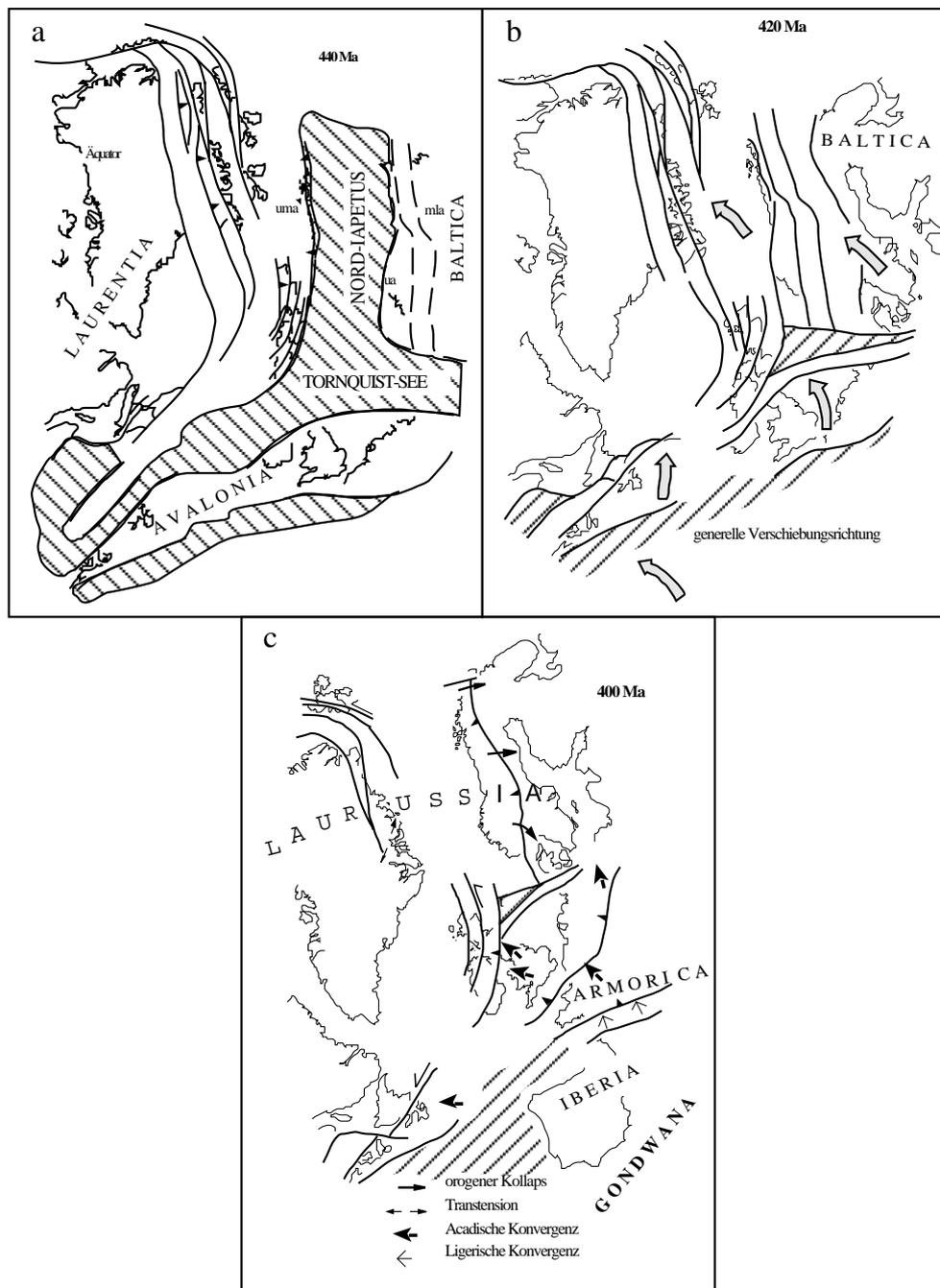


Abb. 52. Modifizierte Paläogeographie nach Soper et al. (1992). a: Relative Position von Laurentia, Baltica und des Iapetus-Ozeans am Ende des Ordoviziums (440 Ma) vor der skandischen Orogenese. Abkürzungen: uma = Oberstes Allochthon; ua = Oberes Allochthon; mla = Mittleres- und Unteres Allochthon. b: Rekonstruktion des mittleren Stadiums der Schließung des Iapetus. Durch das schräge Zusammenlaufen von Baltica mit Laurentia kommt es in den skandinavischen Kaledoniden zur Imbrikation und damit zur einer NW-SE gerichteten Überschiebung einzelner Deckenkomplexe. c: Darstellung der Verhältnisse nach der Schließung des Iapetus und Bildung des Kontinentes Laurussia.

Das Autochthon besteht hauptsächlich aus svecofennischen, 1.8 bis 1.7 Ga alten Graniten und Gneisen, die dem präkambrischen Baltischen Schild zuzuordnen sind. Darüber liegen spätkambrische bis ordovizische Sedimente. Im Osten, dem Vorland, wird die kaledonische Überprägung bestimmt durch *thin-skinned fold and thrust tectonics* (z.B. Rey et al., 1997).

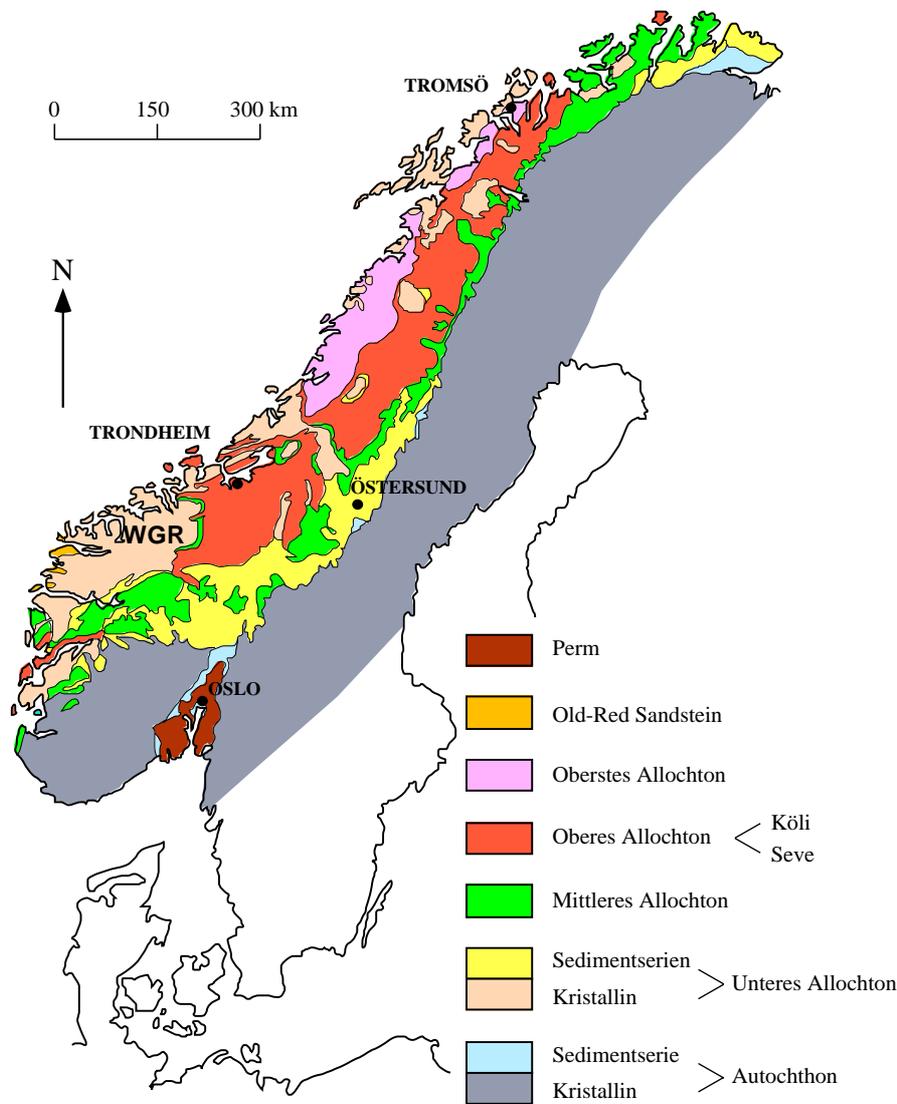


Abb. 53. Vereinfachte geologische Karte der skandinavischen Kaledoniden modifiziert nach Roberts & Gee (1985). Zu erkennen ist das auffällige NE-SW Streichen der einzelnen Allochthone. Die *Western Gneiss Region* (WGR) liegt im SW von Norwegen.

Das Untere Allochthon setzt sich aus spätkambrischen bis spätsilurischen Sedimenten und einem nur im Westen aufgeschlossenen Kristallin zusammen. Die Sedimente wurden in weiten Teilen grünschieferfaziell überprägt (Bryhni & Andréasson, 1985; Barker, 1989). Als Ablagerungsraum wird der Schelfbereich des passiven Baltischen Kontinentalrandes angenommen (Gayer & Greiling, 1989). Im Westen, dem Hinterland, ist das Kristallin des Unteren Allochthons in tektonischen Fenstern, wie zum Beispiel der *Western Gneiss Region* (WGR), aufgeschlossen.

Das Mittlere Allochthon führt präkambrisches Grundgebirge und spätproterozoische Psammite, die sehr wahrscheinlich im Übergangsbereich zwischen Schelf und Kontinentalrand abgelagert wurden (Greiling & Kumpulainen, 1989). Es wird geprägt von zahlreichen intrudierten Doleritgängen (Greiling, 1989). Strukturgeologische Daten legen eine Transportweite von ca. 300 km (Milnes et al., 1997) nahe. Dabei wurden die Gesteine des Mittleren Allochthons einer grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Metamorphose unterworfen.

Das Obere Allochthon ist die komplexeste Einheit innerhalb der skandinavischen Kaledoniden. Sie läßt sich in zwei Subeinheiten unterteilen. Den unteren Teil bildet die Seve-Einheit, welche von der Köli-Einheit überlagert wird. Die Seve-Einheit, ein Komplex aus Schiefen, Amphiboliten und Gneisen, ist amphibolitfaziell und höhergradig metamorph überprägt worden (Gee & Zachrisson, 1979; Barker, 1989). Die Köli-Einheit dagegen führt nur grünschieferfazielle Gesteine. Kennzeichnend für die Seve-Einheit ist auch das besonders häufige Auftreten von ultrabasischen Gesteinen und retrograden Eklogiten in Form von Linsen (van Roermund, 1985, 1989). Die Ausgangsgesteine der Seve-Einheit werden dem Übergangsbereich zwischen kontinentaler und ozeanischer Kruste am äußeren Rand Baltikas zugeordnet (Andréasson, 1986). Die Köli-Einheit besteht aus Metasedimenten und sauren bis basischen Metavulkaniten. Biostratigraphische Daten belegen ein ordovizisches bis silurisches Alter der Metasedimente. U-Pb-Datierungen an Zirkon in den Metavulkaniten ergeben Alter von 488 bis 438 Ma (Stephens et al., 1993). Des Weiteren treten auch vulkanosedimentäre Serien meist ordovizischen Alters auf, die stark deformiert sind (Stephens & Gee, 1989). Sie sind ein Indikator für die im Ordovizium beginnende Subduktion des Iapetus. Die unteren Serien der Köli-Einheit repräsentieren ehemalige Inselbögen, die näher bei Baltika lagen. Dagegen werden die Gesteinsabfolgen der mittleren und oberen Köli-Einheit als exotische Inselbogen-Komplexe, die sich an der laurentischen Seite des Iapetus-Ozeanes gebildet haben, interpretiert (Stephens & Gee, 1985).

Das Oberste Allochthon besteht vorwiegend aus Schiefen, Gneisen, Migmatiten und Marmoren, wobei die Edukte dieser Gesteine den aktiven Kontinentalrand von Laurentia repräsentieren. Die Gesteine des Obersten Allochthons sind im Zuge der kaledonischen Orogenese zum größten Teil amphibolitfaziell überprägt worden (Stephens & Gee, 1985). Zahlreiche Datierungen an Gneisen (Rb-Sr-Gesamtgestein) kumulieren um 1100 Ma (Cribb, 1981; Brattli et al., 1982; Stephens et al., 1985). Es existieren jedoch auch für andere Gneise aus dem Obersten Allochthon Alterswerte (Rb-Sr-Gesamtgestein) von 495 bis 362 Ma (Cribb, 1981; Brattli et al., 1982). Diese Alterswerte werden als ein Resultat der späten kaledonischen Metamorphose und Deformation interpretiert, bei denen sich das Rb-Sr-Isotopensystem zurückgestellt hat (Cribb, 1981; Brattli et al., 1982).

1.3. Geologie der *Western Gneiss Region*

Die WGR repräsentiert einen tektonostratigraphisch tiefen Teil innerhalb der skandinavischen Kaledoniden und wird selbst als großes tektonische Fenster angesehen, das vorwiegend kristallines Basement des Unteren Allochthons führt (Bucher-Nurminen, 1991), welches während der silurischen Kollision zwischen Laurentia und Baltika subduziert wurde (Dallmeyer et al., 1992). Die Eduktgesteine der WGR entstanden während der svecofennischen (1650-1750 Ma) und der sveconorwegischen Orogenese (950-1100 Ma) und wurden bei der kaledonischen Orogenese (ca. 430 Ma) teilweise bei bis zu eklogitfaziellen Bedingungen überprägt (Tucker et al., 1990). Die WGR ist jedoch in ihrer heutigen Form ein Produkt der kaledonischen Orogenese.

Die WGR ist ein großer metamorpher Kern-Komplex (Krabbendam & Dewey, 1998), der sich über eine Fläche von mehr als 35000 km² erstreckt. Postkaledonische extensionale Scherzonen und Abschiebungen in der oberen und mittleren Kruste trennen im S und E den Kern-Komplex von den darüberliegenden kaledonische Deckeneinheiten (Norton, 1987; Milnes et al., 1997). Die Überschiebungsrichtung der kaledonische Decken war im mittleren und späten Silur nach E bis SE gerichtet. Hauptsächlich besteht die WGR aus migmatitischen Orthogneisen, die eine tonalitische bis granodioritische Zusammensetzung aufweisen sowie aus Paragneisen. Die Alter für die Ausgangsgesteine der Ortho- und Paragneise sind entweder svecofennisch (1650-1750 Ma) oder sveconorwegisch (950-1100 Ma) und werden als orogene Ereignisse interpretiert (Tucker et al., 1990). Ferner treten auch Hochdruck-Granulite, Amphibolite, Anorthosite, Quarzite, Schiefer und Linsen von Eklogiten und Peridotiten auf, wobei die Ausgangsgesteine ebenso proterozoischer Herkunft sind (Krabbendam & Dewey, 1998). Die Ortho- und Paragneise sind während der kaledonischen Phase amphibolitfaziell überprägt worden. Innerhalb dieser Gneise treten zahlreiche Linsen und Boudins von Eklogiten auf (Jamtveit, 1987; Cuthbert & Carswell, 1990), welche die Basis für die klassische Arbeit von Eskola (1921) über die Eklogit-Fazies bilden. Einige Eklogitvorkommen führen noch Coesit als Ultra-Hochdruckphase. Diese Hochdruckmetamorphose wird in Verbindung mit der kaledonischen Subduktion von Baltika unter Laurentia gebracht. Dabei nimmt der Metamorphosegrad von SE nach NW zu (Krogh 1977). Über einen langen Zeitraum wurde die Herkunft der Eklogite heftig diskutiert. Ausgangspunkt der Debatte war die Frage, ob diese Eklogite von allochthoner Natur seien und damit erst nach der eklogitfaziellen Metamorphose in die Kruste eingeschuppt worden sind oder aber in situ, also in der Kruste, hochdruckmetamorph mit ihrem Nebengestein überprägt worden sind (Smith, 1988; Brueckner & Medaris, 1998) und nach einer amphibolitfaziellen Überprägung als Hochdruck-Relikte erhalten blieben. Diese Frage wurde spätestens zugunsten der in situ Herkunft geklärt, als Relikte von Hochdruckphasen in den umgebenden amphibolitfaziell überprägten Gneisen gefunden wurden (Andréasson et al., 1985; Cuthbert & Carswell, 1990). Weitere Beweise für eine in situ Herkunft der Eklogite sind

(1) die Mineralzonierungen, die für einen *clockwise* P-T-Pfad (Hochdruckstadium gefolgt von einem Hochtemperaturstadium) stehen, die typisch für Subduktionszonen sind, (2) die Zunahme des Metamorphosegrades der Eklogite von SE nach NW, was im Einklang steht mit einer nach W gerichteten Subduktion (Krogh, 1977), (3) eine gemeinsame strukturelle Entwicklung der Eklogite und ihrer Nebengesteine ((Bryhni, 1966; Brueckner, 1969, 1977a) sowie (4) die jetzigen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse (0.7047 ± 1) von Klinopyroxenen aus den Eklogiten, die als krustale isotopische Signaturen interpretiert werden (Brueckner, 1977b) und (5) kaledonische Kristallisationsalter von 410 bis 425 Ma (Griffin & Brueckner, 1980, 1985; Gebauer et al., 1985) für die Eklogite (Abb 54.). Die Subduktion der WGR reichte bis in eine Tiefe von ca. 100 km (Brueckner & Medaris, 1998; Krabbendam & Dewey, 1998). Die zeitliche Abfolge der orogenen Entwicklung der WGR ist in Abbildung 54 dargestellt. Hornblende-Abkühlungsalter anhand von $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen mit einer Schließungstemperatur von ca. 500 °C häufen sich bei 410 bis 395 Ma, während $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen an Muskowiten mit einer Schließungstemperatur von ca. 350 °C Alter von 405 bis 385 Ma aufweisen (Chauvet & Dallmeyer, 1992; Boundy et al., 1996). Diese Abkühlungsalter legen nahe, daß die Exhumierung und Abkühlung der WGR sehr schnell abgelaufen sein muß (Krabbendam & Dewey, 1998). Die kaledonische Orogenese innerhalb der WGR war ein relativ kurzes Ereignis, so daß sich der Auf- und Abbau des Orogens innerhalb einer

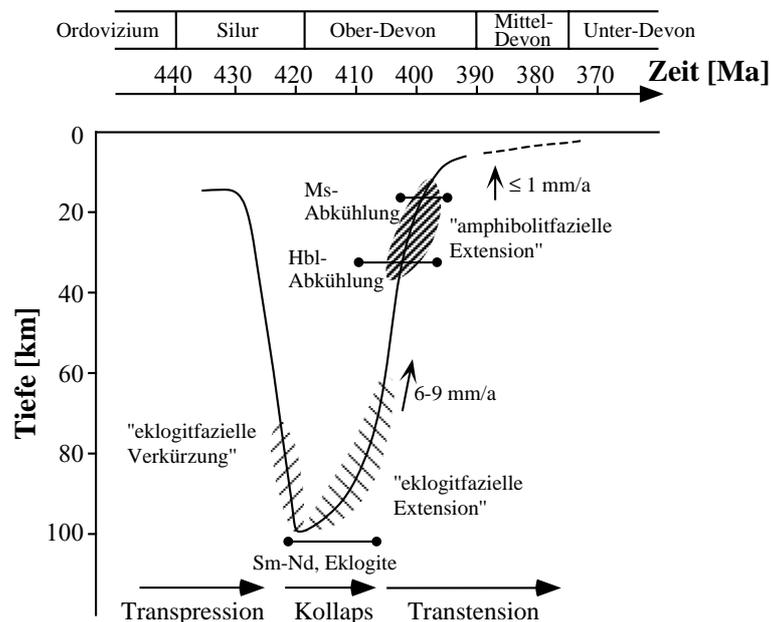


Abb. 54. Druck-Zeit-Entwicklung der *Western Gneiss Region*. Die Exhumierungsraten sind angezeigt. Modifiziert nach Krabbendam & Dewey (1998).

Zeitspanne von weniger als 40 Ma ereignet hat. Subduktion und Exhumierung sind damit sehr schnell abgelaufen. Exhumierungsraten werden für die tiefsten Gesteine mit 6 bis 9 mm/a von ca. 3 bis 1 GPa angegeben (Krabbendam & Dewey, 1998). Für den letzten Teil des Exhumierungspfades nimmt die Exhumierungsrate im Zeitraum von 410 bis 375 Ma

kontinuierlich auf Werte < 0.2 mm/a ab (Wilks & Cuthbert, 1994). Transtension wird als der vorwiegende Mechanismus zur Exhumierung der UHP-Gesteine in der WGR angesehen (Krogh & Carswell, 1995; Krabbendam & Dewey, 1998).

Die WGR in SW-Norwegen ist in der Literatur bestens bekannt für ihre spektakulären und reichlich vorkommenden Eklogit- und Granat-Peridotitkörper. Carswell et al. (1983) haben die Granat-Peridotite in der WGR aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzungen in zwei Gruppen unterschieden. Der Fe-Ti-Typ der Granat-Peridotite ist relativ Fe-reich ($Mg\# = 60-75$) und TiO_2 -reich (~ 1 Gew.%), arm an Cr_2O_3 (< 0.05 Gew.%) und enthält bemerkenswert große Mengen an Fe- und Ti-Oxiden. Dagegen ist der Mg-Cr-Typ der Granat-Peridotite Mg-reich ($Mg\# = 80-92$), reich an Cr_2O_3 (~ 0.5 Gew.%) und arm an TiO_2 (~ 0.25 Gew.%). Dabei gilt: $Mg\# = 100 \cdot MgO / (MgO + FeO_{tot})$. Abbildung 55 zeigt die Lokalisation der wichtigsten Mg-Cr-Granat-Peridotitkörper in der WGR.

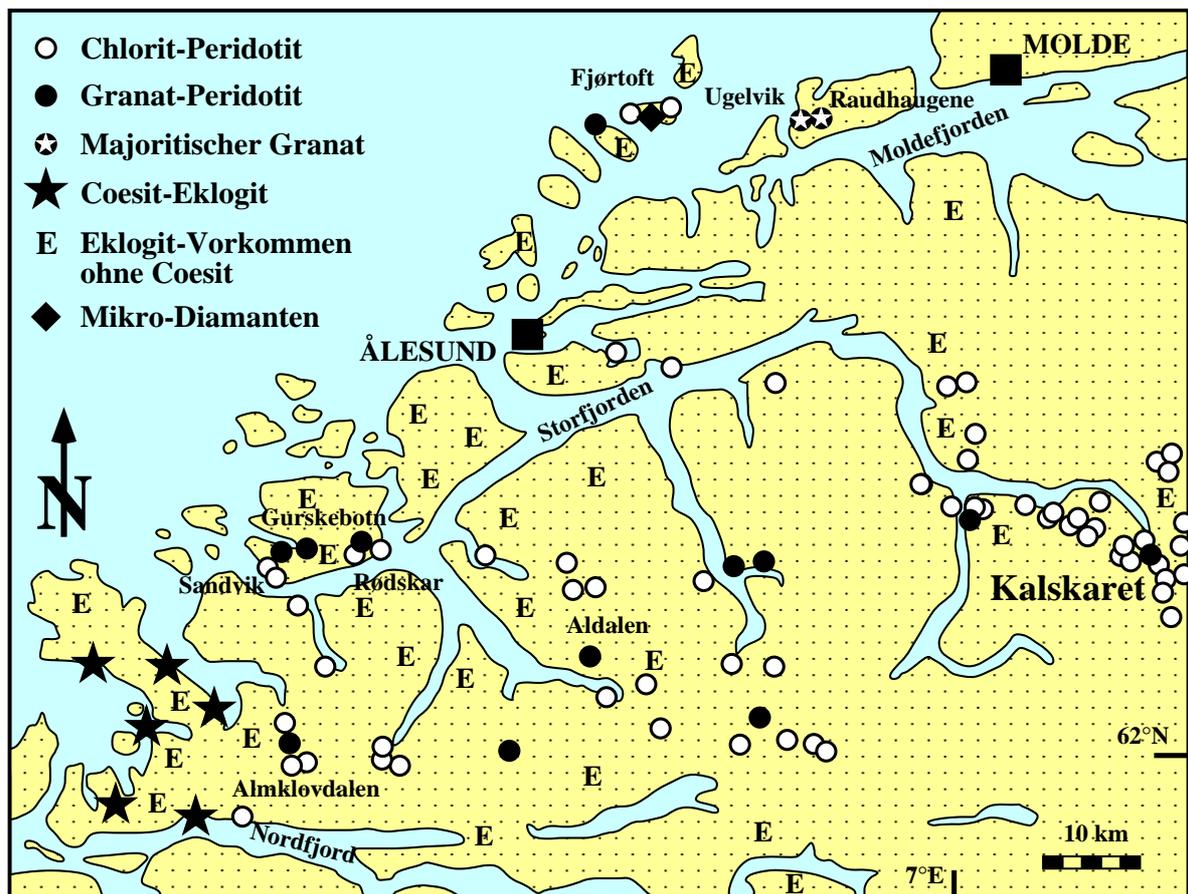


Abb. 55. Vorkommen von UHP-Gesteinen in der *Western Gneiss Region* modifiziert nach Van Roermund et al. (2001). Majoritische Granate von der Insel Otrøy, Ugelvik wurden von Van Roermund & Drury (1998), Van Roermund et al. (2000, 2001) beschrieben. Diamantführende Gneise sind auf der Insel Fjørtoft gefunden worden (Dobrzhinetskaya et al., 1995).

Die Mineralogie, die chemische Zusammensetzung des Gesamtgesteins, die Gefügemerkmale und die strukturellen Beziehungen zu den Nebengesteinen deuten darauf hin, daß die Fe-Ti-Granat-Peridotite im Zuge der Krustenakkretion bei relativ niedrigen Drucken (≤ 1.0 GPa) aus gebänderten, basischen Intrusionen, die anschließend eklogitfaziell überprägt wurden, entstanden sind (Carswell et al., 1983; Jamtveit, 1987; Cuthbert & Carswell, 1990). Die Genese der Mg-Cr-Granat-Peridotite (Carswell, 1986; Griffin, 1987; Mearns, 1986) ist bislang hinsichtlich der Frage umstritten, ob die granatführende Mineralparagenese der Peridotite allofaziell oder isofaziell im Vergleich zu den umgebenden Gneisen ist. Allerdings ist zu beachten, daß es sich bei den Granat-Peridotiten zweifelsfrei um allochthone Körper handelt, die heutzutage als mantelderivierte Linsen in krustalen Gesteinen stecken. Somit ist es eher wahrscheinlich, daß diese Peridotit-Körper nach der Bildung ihrer UHP-Mineralparagenese in die Kruste eingeschuppt wurden.

1.4. Petrologie der Mg-Cr-Granat-Peridotite in der *Western Gneiss Region*

Die Mg-Cr-Granat-Peridotite erfuhren eine komplexe metamorphe Geschichte. In der WGR sind folgende große tektonometamorphe Ereignisse dokumentiert (Brueckner et al., 1996): svecofennische Orogenese (1650-1740 Ma), die sveconorwegische Orogenese (900-1050 Ma) und die kaledonische Orogenese (ca. 430 Ma). Carswell (1986) stellt die metamorphe Entwicklung der Granat-Peridotite in sieben Stadien dar (Abb. 56). Da aus anderen Kollisionsorogenen (Variszikum, Alpen) bekannt ist, daß durchaus häufig innerhalb einer tektonischen Einheit (Decke) Peridotitkörper vorkommen, die sich bei deutlich unterschiedlichen P-T-Bedingungen äquilibriert haben (Kalt et al., 1995; Kalt & Altherr, 1996; Altherr & Kalt, 1996; Paquin & Altherr, 2001), ist die metamorphe Entwicklung der Mg-Cr-Granat-Peridotite der WGR nach Carswell (1986) äußerst fragwürdig. Dennoch wird auch in den jüngst veröffentlichten Arbeiten an diesem Schema der metamorphen Entwicklung festgehalten. Daher wird im weiteren Teil dieses Abschnitts das Schema von Carswell (1986) kurz vorgestellt. Es wird jedoch bereits an dieser Stelle darauf hingewiesen, daß die folgenden Kapitel dieser Arbeit sich allerdings nicht mehr auf das Schema von Carswell (1986) beziehen.

Nach Carswell (1986) hat jedes metamorphe Stadium eine spezielle Mineralparagenese hervorgebracht. Ein besonderes Charakteristikum der Proben mit porphyroklastischem Gefüge ist das Auftreten von zwei Generationen pyropreicher Granate. Die meisten Vorkommen zeigen allerdings eine intensive retrograde Überprägung und führen eine amphibolitfazielle Mineralparagenese. Nach Carswell (1986) ist nur aus einem Vorkommen (Sandvik, Gurskøy) die Paragenese des Stadiums I $Ol + Opx + Cpx \pm Spl$ bekannt. Allerdings implizieren neueste Entdeckungen von majoritischen Granaten in Ugelvik auf der Insel Otrøy (SW-Norwegen) Drucke von 6.0 bis 6.5 GPa und werden dem Stadium I zugeordnet (van Roermund & Drury,

1998; van Roermund et al., 2000). Anhand von Ca-Al-Cpx, die in einer isolierten Granat-Pyroxenit-Linse innerhalb des Peridotitkörpers vorkommen (Carswell, 1973), werden Temperaturen von ca. 1400 °C angegeben (van Roermund & Drury, 1998; van Roermund et al., 2000; Drury et al., 1999). Die Kombination aus hohen Temperaturen und Drucken sind allerdings sehr spekulativ, da die Ca-Al-Cpx nicht unbedingt mit den majoritischen Granaten im Gleichgewicht gestanden haben müssen. So beträgt allein die räumliche Trennung zwischen den majoritischen Granaten und den Ca-Al-Cpx mehrere hundert Meter. Detaillierte geothermobarometrische Untersuchungen durch mehrere Bearbeiter lieferten für Stadium II P-T-Bedingungen von 2.8 bis 3.2 GPa und 825 bis 725 °C (Medaris, 1980a; Medaris, 1984; Carswell, 1986; Jamtveit et al., 1991; Krogh & Carswell, 1995). Stadium III wird in Verbindung gebracht mit der tektonischen Inkorporation lithosphärischer Mantelgesteine in die

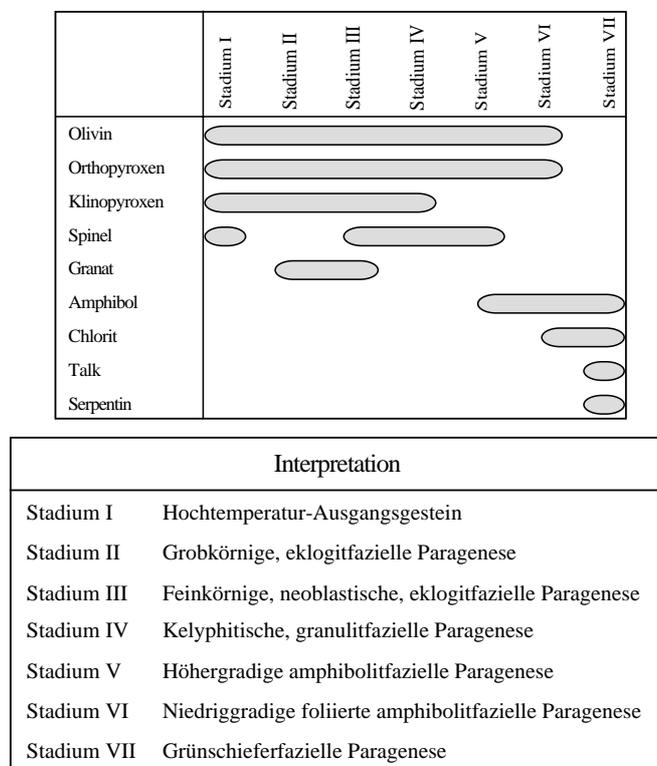


Abb. 56. Tektonometamorphe Entwicklung der Mg-Cr-Granat-Peridotite in der *Western Gneiss Region* unterteilt in sieben Stadien. Modifiziert nach Carswell (1986). Zu beachten ist, daß neuste Funde von majoritischen Granaten dem Stadium I zugeordnet werden (z.B. Van Roermund et al., 2001).

untere Kruste während der kaledonischen Orogenese (Brueckner, 1969; Medaris, 1980b; Brueckner et al., 1996; Krogh & Carswell, 1995). Sm-Nd-Datierungen an Granat ergaben für das Stadium III Alter von 437 ± 38 Ma (Jamtveit et al., 1991) und stützen damit die Zuordnung des Stadiums III zur kaledonischen Orogenese. Problematischer dagegen erwies sich die Interpretation von Sm-Nd-Datierungen an Granaten des Stadiums II mit Altern variierend zwischen 816 bis 1350 Ma (Jamtveit et al., 1991; Brueckner et al., 1996) und einem Grt-Cpx-

Gesamtgesteinsalter von 1703 ± 29 Ma (Mearns, 1986). Jamtveit et al. (1991) nehmen an, daß bei den Altern < 1703 Ma das Sm-Nd-System nachfolgend durch tektonothermische Ereignisse gestört wurde und somit diesen Modellaltern nicht ohne weiteres eine geologische Bedeutung beigemessen werden kann. Einige der Modellalter lassen sich jedoch mit der sveconorwegischen Orogenese vor 950 bis 1100 Ma korrelieren, obwohl im allgemeinen angenommen wird, daß dieses Ereignis die Entwicklung der Granat-Peridotite in der WGR nicht beeinflußt hat. Brueckner et al. (1996) zeigen anhand von Spurenelement-Zonierungen (Ti, Y, V, Zr, Cr, Yb) und Sm-Nd-Alters-Zonierungen in Granaten, daß eine starke Reäquilibration während der sveconorwegischen Orogenese stattgefunden hat, analog zu granatführenden Granuliten innerhalb eklogitfazieller Scherzonen mit kaledonischem Alter, die ebenfalls noch sveconorwegische Alter aufweisen (Cohen et al., 1988). Diese Autoren interpretieren das Fehlen einer Gleichgewichtseinstellung der seltenen Erden in Granat im Gegensatz zu den nahezu homogenen Profilen in Ti, Y, V, Zr, Cr und Yb als Anzeichen dafür, daß die Granat-Peridotite aus einer kalten Mantel-Umgebung stammen, die von der Temperatur nur geringfügig unter der Schließungstemperatur des Sm-Nd-Systems lagen, bevor sie in das kaledonische Orogen inkorporiert wurden (Brueckner et al., 1996).

Insgesamt betrachtet stellen die Granat-Peridotite der WGR vorzügliche Beispiele eines Typs von Lithosphäre dar, die kalt, an Schmelze verarmt und LILE-arm war, wie man es unter dem Baltischen Schild bzw. Laurentischen Schild vor der kaledonischen Orogenese vermuten würde (Brueckner & Medaris, 1998).

1.5. Der Granat-Peridotit von Kalskaret, Tafjord

Grundsätzlich sind die Lokalitäten für Granat-Peridotite in der WGR auf die Küstenregion und deren Inseln beschränkt (Abb. 55). Nur das Peridotitvorkommen von Kalskaret, Tafjord, befindet sich am Storfjord, weit östlich im Landesinneren gelegen. Dieses Vorkommen umfaßt mehr als 70 isolierte Körper. Davon haben die meisten Körper einen Durchmesser im 10 m-Bereich. Ein größerer Peridotitkörper erstreckt sich auf ca. 800 m mit einer durchschnittlichen Breite von ca. 100 m entlang des Bauchlaufes Richtung Tafjord (Abb. 57). Frische Proben des Granat-Peridotites von Kalskaret kommen nur auf einem Gebirgspäß zwischen Tafjord und Herdalen 1000 m über dem Meeresspiegel vor (Abb. 58). Im Aufschluß ist die heterogene Erscheinung des Granat-Peridotites schon anhand seiner Bänderung ersichtlich. Dabei wechseln sich Partien, die durch Anreicherungen jeweils in Granat oder Klinopyroxen charakterisiert sind, ab.

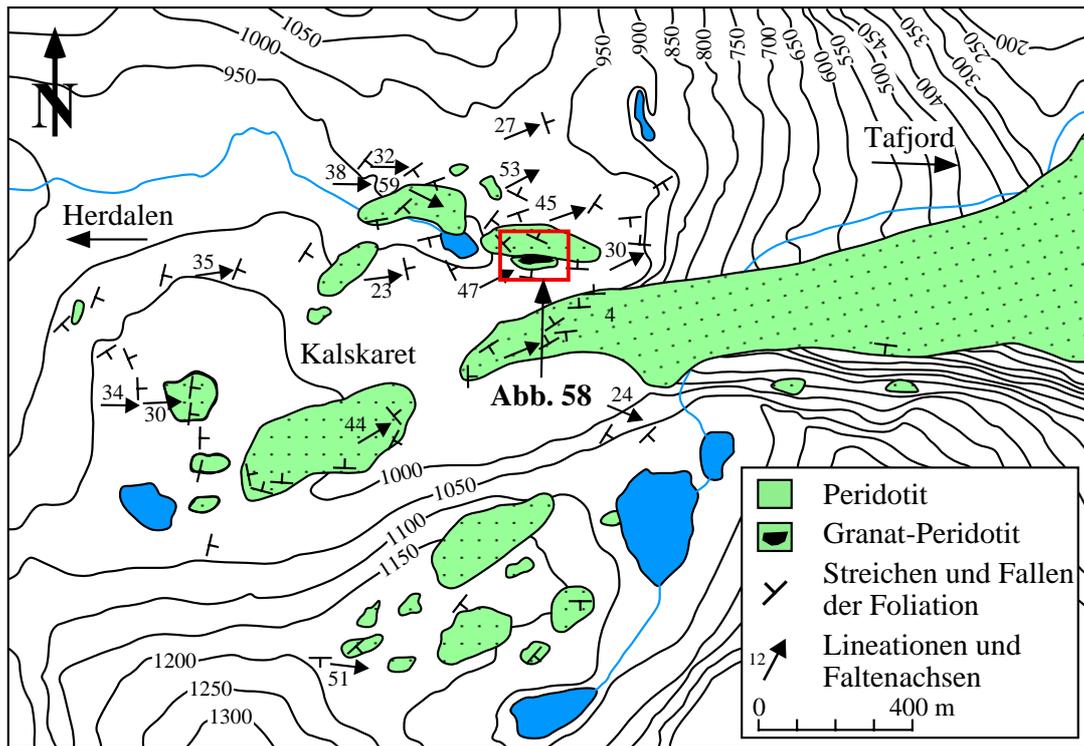


Abb. 57. Übersichtskarte des Kalskaret-Peridotitkörpers. Modifiziert nach Carswell (1968). Ein vergrößerter Ausschnitt des Granat-Peridotitvorkommens ist in Abbildung 58 gegeben.

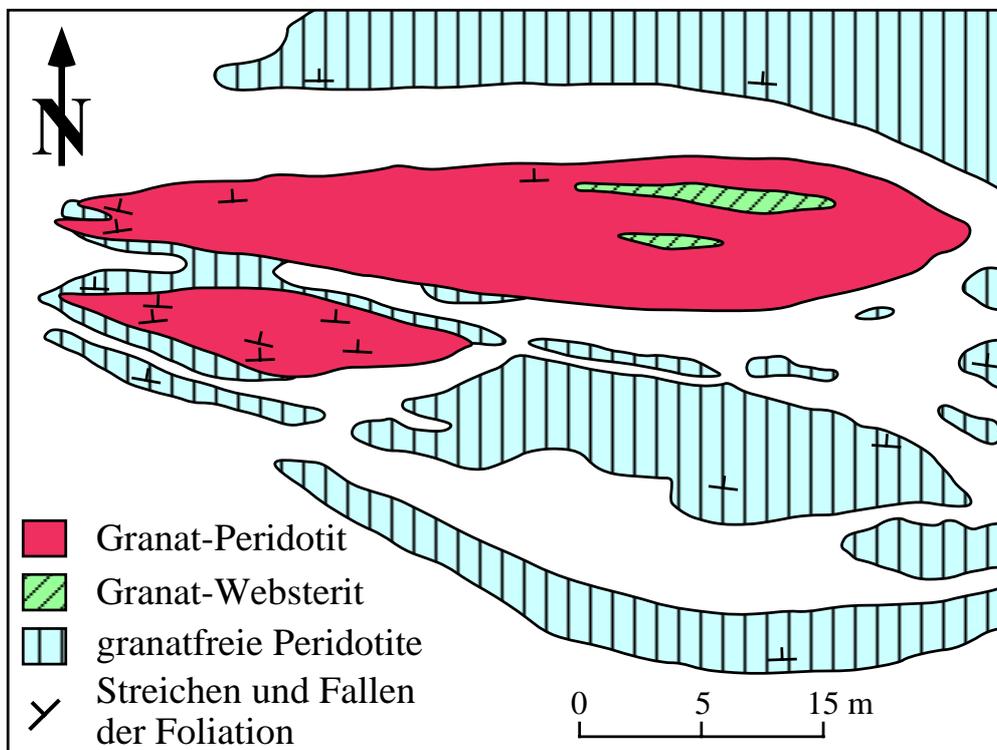


Abb. 58. Detailkarte des Kalskaret-Granat-Peridotitkörpers. Modifiziert nach Carswell (1968).

Früheste Beschreibungen über die Kalskaret-Fundstelle sind in den Arbeiten von Brøgger (1880), Vogt (1883), Reusch (1877) und Eskola (1921) zu finden. Erste Arbeiten zur chemischen Zusammensetzung aller Phasen wurden von O'Hara & Mercy (1963) und Carswell (1968) durchgeführt. Diese Autoren haben aus der mineralogischen Zusammensetzung des Peridotitkörpers geschlossen, daß dieser tektonisch in seine heutige Position eingeschuppt worden ist und oberes Erdmantelmaterial repräsentiert. Jetzige niedrige $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von 0.7016 ± 1 in den Klinopyroxenen wurden als Beweis dafür verwendet, um darüber hinaus eine Mantelherkunft für die Peridotitkörper zu postulieren (Brueckner, 1974, 1977b). O'Hara (1963) hielt die mineralogische Zusammensetzung des Granat-Peridotites für eine Gleichgewichtsparagenese, die relativ niedrige Temperaturen von 600 °C widerspiegelt. Starke Variationen sowohl in der modalen als auch in der chemischen Zusammensetzung der Phasen Ol, Cpx, Opx und Grt kommen im dm-Bereich vor (Carswell, 1968). Anhand dieser Variationen folgerte Carswell (1968), daß das Kalskaret-Peridotitvorkommen Erdmantelmaterial repräsentiert, welches durch partielle Schmelzprozesse modifiziert worden ist. Dabei stellen die granatfreien Bereiche, die des Weiteren durch niedrige CaO-, Al_2O_3 - und Alkali-Gehalte charakterisiert sind, Residuen dar, nachdem Schmelze extrahiert worden ist. Dagegen werden die granat- und klinopyroxenenreichen Lagen als verbliebene Schmelzen interpretiert. Diese partiellen Schmelzen wurden nicht dem Peridotit entzogen, sondern wurden vielmehr lokal eingeschlossen und sind im Peridotitkörper selbst wieder auskristallisiert (Carswell, 1968). Der Granat-Peridotitkörper zeichnet sich im Vergleich zu den anderen Granat-Peridotitvorkommen in der WGR durch sehr hohe FeO-Gehalte von bis zu 14 Gew.% (Mg# 81) im Olivin aus (Medaris, 1984). Während die Mg#-Werte von Olivinen aus fertilen Granat-Peridotiten um die 90 liegen, könnten die niedrigen Mg#-Werte der Kalskaret-Olivine aus Kumulatbildungen stammen.

Die metamorphe Entwicklung der Kalskaret-Peridotitkörper war immer wieder Ziel zahlreicher petrologischer Untersuchungen (Medaris, 1984; Carswell, 1986; Jamtveit et al., 1991; Krogh & Carswell, 1995). Eine Übersicht der bisher berechneten Peak-P-T-Bedingungen für die porphyroklastische Mineralparagenese (Stadium II nach Carswell (1986) gibt Tabelle 11. Generell liegen die maximalen P-T-Bedingungen im Bereich zwischen 825 °C / 3.2 GPa (Krogh & Carswell, 1995) und 949 °C / 4.2 GPa (Jamtveit et al., 1991). Sm-Nd-Datierungen (Gesamtgesteins-Cpx-Grt-Isochrone) ergaben für zwei untersuchte Proben (T96, T153) proterozoische Alterswerte von 1303 ± 236 Ma und 1163 ± 14 Ma für dieses metamorphe Ereignis (Jamtveit et al., 1991). Der große Fehler in Probe T96 wird in der Mischung von Mineralseparaten verschiedener Generationen gesehen (Jamtveit et al., 1991).

Tab. 11. Druck- [GPa] und Temperatur- [°C] Berechnungen basierend auf Kernzusammensetzungen der Porphyroklasten des Kalskaret Granat-Peridotitkörpers durch vorherige Bearbeiter (Medaris, 1984; Medaris & Carswell, 1990; Jamtveit et al., 1991).

Geothermobarometer	Medaris (1984)	Medaris & Carswell (1990)	Jamtveit et al. (1991)
Grt II / Opx II Kerne			
T _{Fe-Mg} (MG 78), für 3 GPa	828 ± 37		
T _{Fe-Mg} (?) für 3 GPa		842 ± 12	
T _{Fe-Mg} (H 84)			889 / 874
P _{Al-Opx} (NK 85)			3.80 / 3.80
Grt II / Ol II Kerne			
T _{Fe-Mg} (OW 79) für 3 GPa	809 ± 12		
P _{Al-Opx} (W 74)	3.35 ± 0.17		
T _{Fe-Mg} (?) für 3 GPa		821 ± 43	
T _{Fe-Mg} (OW 79)			949 / 802
P _{Al-Opx} (NK 85)			4.10 / 3.30
Grt II / Cpx II Kerne			
T _{Fe-Mg} (MG 78) für 3 GPa	831 ± 28		
T _{Fe-Mg} (EG 79) für 3 GPa	860 ± 24		
P _{Al-Opx} (HG 82)	3.55 ± 0.16		
T _{Fe-Mg} (?) für 3 GPa		848 ± 15	
T _{Fe-Mg} (P 85)			873 / 892
P _{Al-Opx} (NK 85)			3.70 / 3.90
Cpx II / Opx II Kerne			
T _{2-Px} (W 77)			834 / 839
P _{Al-Opx} (NK 85)			3.40 / 3.60
T _{2-Px} (BM 85)			771 / 772
P _{Al-Opx} (NK 85)			3.00 / 3.10
T _{2-Px} (BK 90)			850 / 878
P _{Al-Opx} (NK 85)			3.50 / 3.80

Drucke wurden anhand des Al-Gehaltes in Opx koexistierend mit Grt gerechnet (Wood, 1974; Harley & Green, 1982; Nickel & Green, 1985). Temperaturen wurden berechnet mittels (1) Fe-Mg-Austauschthermometer zwischen Grt und Ol (O'Neill & Wood, 1979, 1980), Grt und Opx (Mori & Green, 1978; Harley, 1984b) und Grt und Cpx (Mori & Green, 1978; Ellis & Green, 1979; Powell, 1985), (2) 2-Pyroxen-Thermometer basierend auf dem Enstatit-Diopsid-Solvus (Wells, 1977; Bertrand & Mercier, 1985; Brey & Köhler, 1990). Die P-T-Berechnungen von Jamtveit et al. (1991) beziehen sich auf die zwei Proben T96 und T153.

2. Petrographie

Ausführliche petrographische Beschreibungen des Kalskaret-Granat-Peridotites sind in den Arbeiten von O'Hara & Mercy (1963), Carswell (1968), Medaris (1984), Carswell (1986) und Jamtveit et al. (1991) zu finden. Für diese Studie sind frische Proben aus dem Kernbereich des Granat-Peridotitvorkommens entnommen worden. Bei diesen untersuchten Proben handelt es sich allerdings nicht um Granat-Peridotite, sondern aufgrund des hohen Anteils an Klinopyroxen und des geringeren Anteils an Olivin (Modalbestand < 40 %) um Granat-Olivin-Websterite.

Schon im Handstück ist das porphyroklastische Gefüge des Kalskaret-Granat-Olivin-Websterits zu erkennen. Die zahlreichen bis zu 1 cm großen rundlichen Granat-Porphyroklasten (Grt Ib) sind an ihrer markanten dunkelroten Farbe zu erkennen. Nur in einigen Grt Ib-Körnern sind makroskopisch Klinopyroxen- (Cpx Ia) und Olivin-Einschlüsse (Ol Ia) zu beobachten. Neben den Grt Ib-Porphyroklasten treten auch bis zu 8 mm große apfelgrüne Klinopyroxen-Porphyroklasten (Cpx Ib) auf. Diese Cpx Ib-Porphyroklasten weisen kleine Granat-Einschlüsse (Grt Ia) auf. Alle bearbeiteten Proben zeigen eine feinkörnige, kompakte grünbraune Matrix. An Verwitterungsflächen zeichnet sich die Matrix durch eine braune Farbe aus. Dies deutet auf einen hohen Anteil an Olivin (Ol II) in der Matrix hin. Abbildung 59 zeigt die Übersichtsaufnahme eines Dickschliffes des Kalskaret-Granat-Olivin-Websterits mit einer deutlich ausgebildeten Foliation.

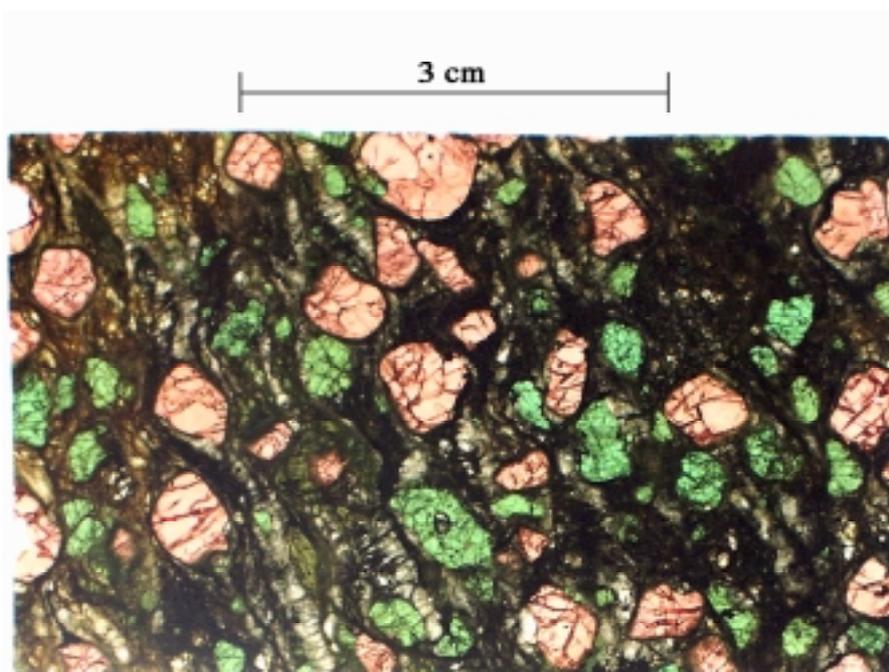


Abb. 59. Übersichtsaufnahme eines Dickschliffes des Kalskaret-Granat-Olivin-Websterits. Große Grt Ib- (rot) und Cpx Ib-Porphyroklasten (grün) sind in einer feinkörnigen kompakten Ol II-Matrix zu erkennen. Opx Ib-Porphyroklasten (grau-grün) treten seltener auf und sind in Richtung der Foliation ausgeleitet.

Im Dünnschliff dominieren vornehmlich die Grt Ib- und Cpx Ib-Porphyroklasten. Nur vereinzelt treten Orthopyroxen- (Opx Ib) und Olivin-Porphyroklasten (Ol Ib) auf (Abb. 60). Die Matrix besteht hauptsächlich aus feinkörnigem, rekristallisiertem Olivin (Ol II) (Abb. 61). Neben den Ol II-Körnern kommen auch in wenigen Bereichen konzentriert feinkörnige Orthopyroxene (Opx II) vor. Die Grt Ib-Körner besitzen eine hypidiomorphe Form, enthalten Cpx Ia- und Ol Ia-Einschlüsse (Abb. 62) und werden von einem feinkörnigen und schmalen (< 20 µm) Kelyphitsaum umgeben (Abb. 63). Dieser Kelyphitsaum besteht aus äußerst feinkörnigem Am + Sp ± Opx, die senkrecht zum Grt Ib angeordnet sind. An diesem Kelyphitsaum schließt sich nach außen ein aus mehr Ol- und weniger Opx-Körnern mit einer Korngröße bis zu 50 µm ein etwa 60 µm breiter Bereich an. Zahlreiche Cpx Ib-Porphyroklasten haben idiomorphe Grt Ia-Einschlüsse (Abb. 64). Diese Grt Ia-Einschlüsse treten vorwiegend konzentriert innerhalb der Cpx Ib-Körner auf und besitzen variable Größen zwischen 50 und 600 µm (Abb. 64). Die große Anzahl von Grt Ia-Einschlüssen machen eine Entmischung von Grt Ia aus Cpx Ib, wie von Carswell (1968, 1986) angenommen, höchst unwahrscheinlich. Vielmehr ist die große Anzahl von Grt Ia-Körnern ein Beleg dafür, daß die Grt Ib-Körner aus vielen kleinen Grt-Nuklei zusammengesetzt sind, die sich später äquilibriert haben und nicht mehr die einzelnen Grt-Nuklei erkennen lassen. Im Fall der Grt Ia-Einschlüsse in den Cpx Ib-Porphyroklasten stellt sich diese Situation als eine Momentaufnahme dar, bei dem Cpx Ib das weitere Wachstum und den Zusammenschluß der einzelnen Grt Ia-Körner durch das Umwachsen dieser unterbunden hat. Überdies sind die Cpx Ib-Körner durch feine (1-5 µm breite), nelkenbraune Ilmenit-Entmischungslamellen charakterisiert (Abb. 65). Diese Ilmenit-Entmischungslamellen sind stark in eine Richtung elongiert und zeigen eine einheitliche Auslöschung an. Obwohl mehr als 20 Dünnschliffe untersucht wurden, konnte niemals Opx als Einschluß in Grt Ib sowie in Cpx Ib gefunden werden. Auch tritt in keinem Dünnschliff Opx Ib im Kontakt mit Cpx Ib auf. Die Cpx Ib-, Opx Ib- und Ol Ib-Porphyroklasten zeigen jeweils undulöse Auslöschung an. Bei einigen der Cpx Ib und Ol Ib-Körner haben sich zusätzlich Deformationslamellen ausgebildet (Abb. 66 und 67). Subkornbildung ist dagegen bei den meisten Opx Ib-Körner zu verzeichnen. Zur Übersicht ist in Abbildung 68 eine schematische Dünnschliffskizze des Kalskaret-Granat-Olivin-Websterits dargestellt.

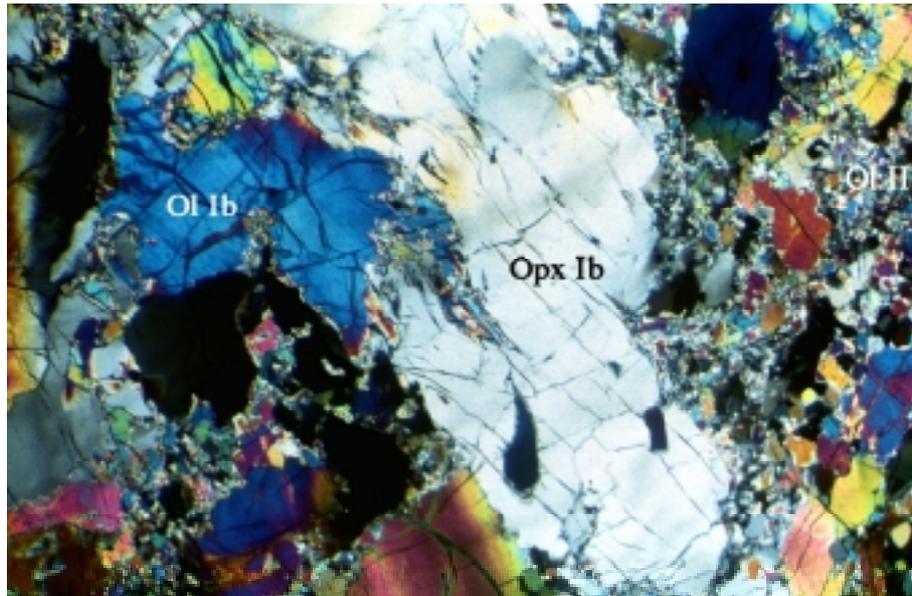


Abb. 60. Lichtmikroskopische Aufnahme bei gekreuzten Polarisatoren. Zu erkennen ist ein Opx Ib-Porphyrklast mit niedriger Interferenzfarbe (grau) im Kontakt mit einem Ol Ib-Porphyrklast in einer Matrix aus feinkörnigem Ol II. Probe K5/1. Bildbreite 1.7 mm.

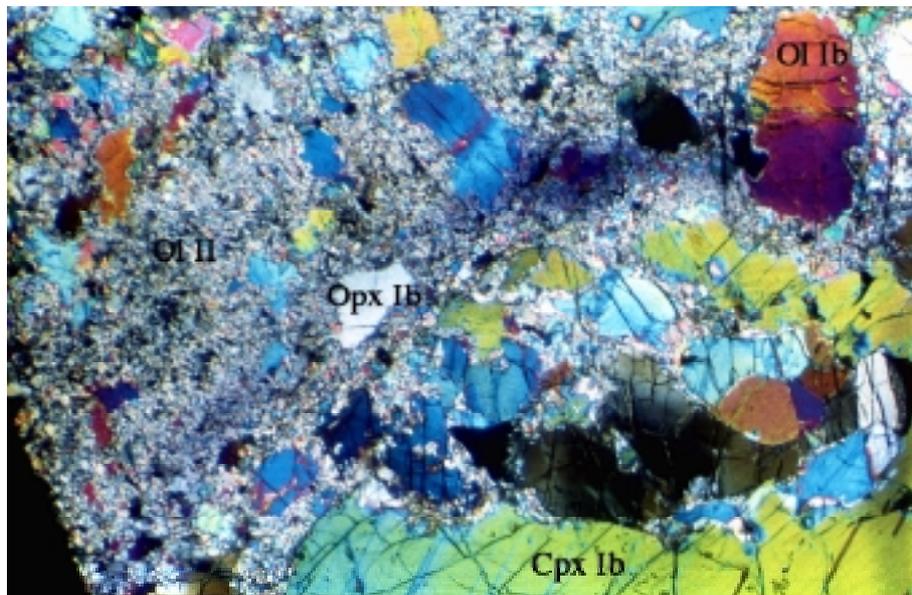


Abb. 61. Lichtmikroskopische Aufnahme bei gekreuzten Polarisatoren. Die feinkörnige Matrix besteht vorwiegend aus Ol II. In dieser Matrix treten große Cpx Ib- (unten) und Ol Ib-Körner auf (rechts oben). Die Opx Ib-Körner kommen dagegen nur selten vor (Mitte). Bildbreite 1.7 mm. Probe K2.

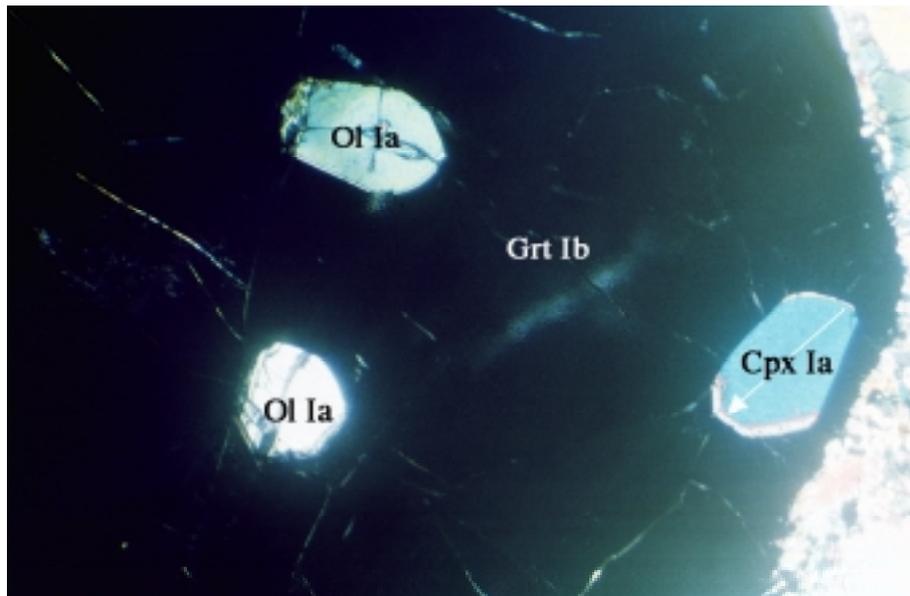


Abb. 62. Lichtmikroskopische Aufnahme bei gekreuzten Polarisatoren eines Grt Ib-Porphyrorklasten mit Ol Ia- und Cpx Ia-Einschlüssen. Der weiße Pfeil im Cpx Ia-Korn markiert die gemessene Profilrichtung sowohl für EMS als auch SIMS (Abb. 69 und 76). Bildbreite 1.7 mm. Probe K5.

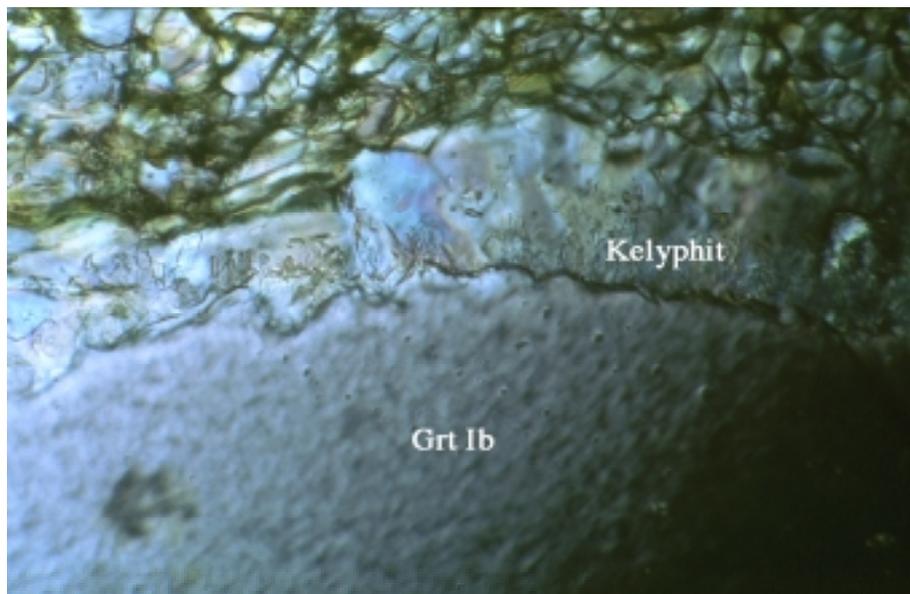


Abb. 63. Lichtmikroskopische Aufnahme bei parallelen Polarisatoren eines Grt Ib-Porphyrorklasten mit Kelyphitsaum am Dünnschlifftrand. An den Kelyphitsaum schließt sich noch eine weitere Zone aus Ol- und Opx-Körnern an. Bildbreite 0.17 mm. Probe K5/1.

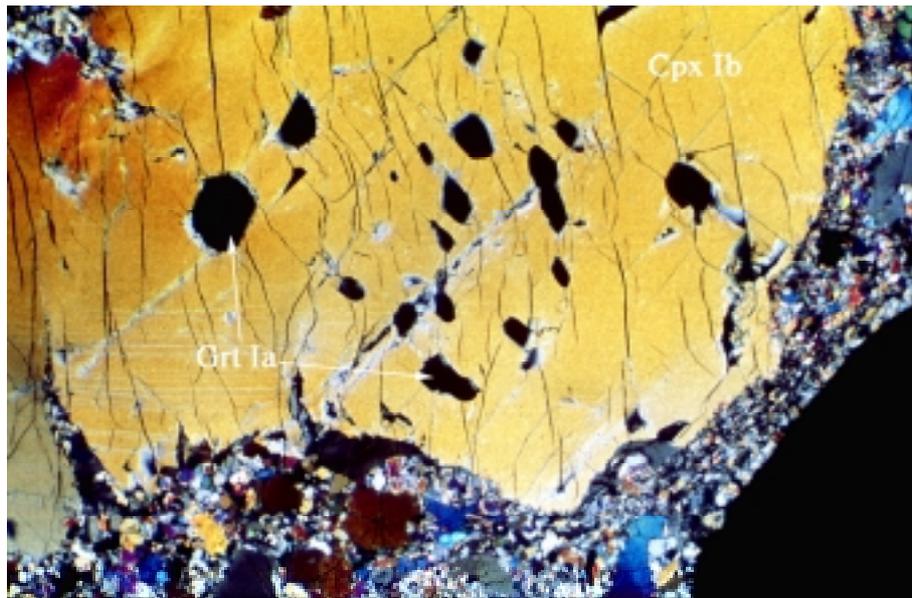


Abb. 64. Lichtmikroskopische Aufnahme bei gekreuzten Polarisatoren eines Cpx Ib-Porphyrorklasten mit zahlreichen Grt Ia-Einschlüssen. Bildbreite 1.7 mm. Probe K5.

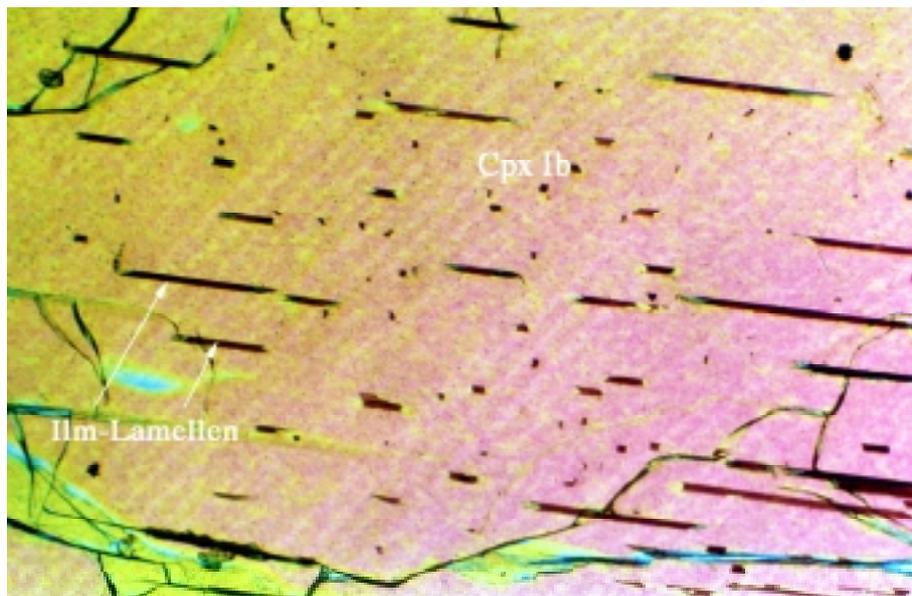


Abb. 65. Lichtmikroskopische Aufnahme bei gekreuzten Polarisatoren eines Cpx Ib-Porphyrorklasten mit dünnen Ilmenit-Lamellen (Ilm-Lamellen). Bildbreite 0.8 mm. Probe K2.

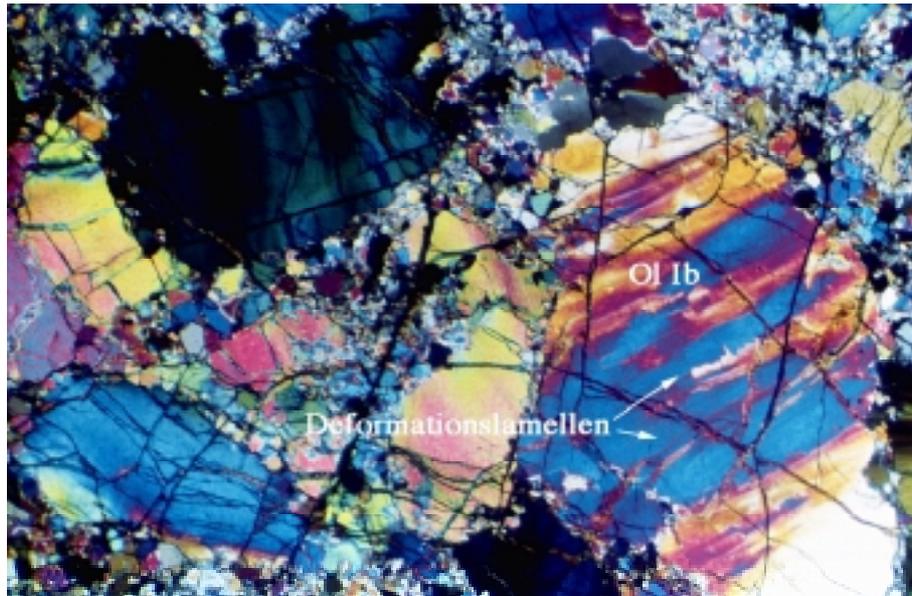


Abb. 66. Lichtmikroskopische Aufnahme bei gekreuzten Polarisatoren eines großen Ol Ib-Porphyrklasten mit Deformationslamellen. Bildbreite 1.7 mm. Probe K5.

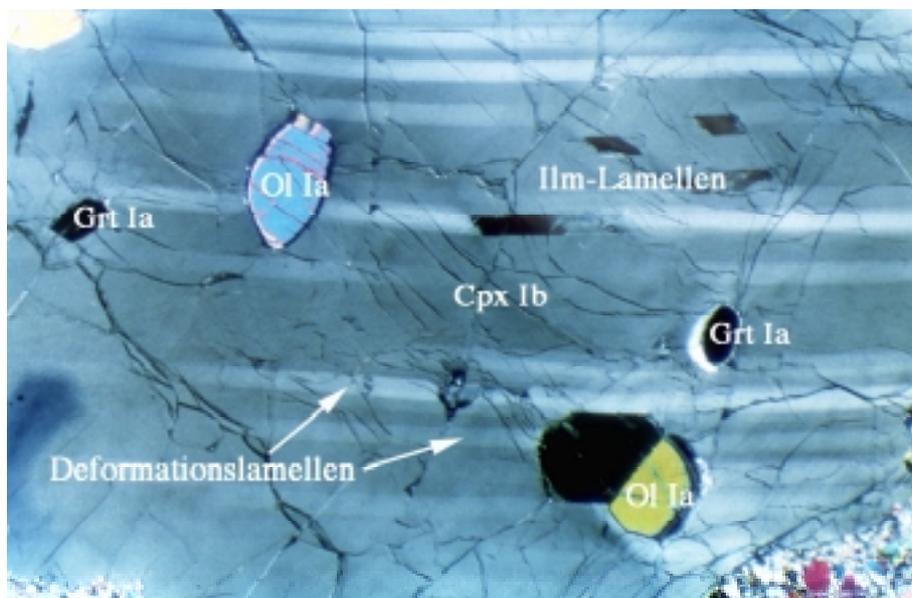


Abb. 67. Lichtmikroskopische Aufnahme bei gekreuzten Polarisatoren eines Cpx Ib-Porphyrklasten mit Deformationslamellen und Ilmenit-Lamellen (Ilm) sowie Grt Ia- und Ol Ia-Einschlüssen. Bildbreite 1.7 mm. Probe K2.

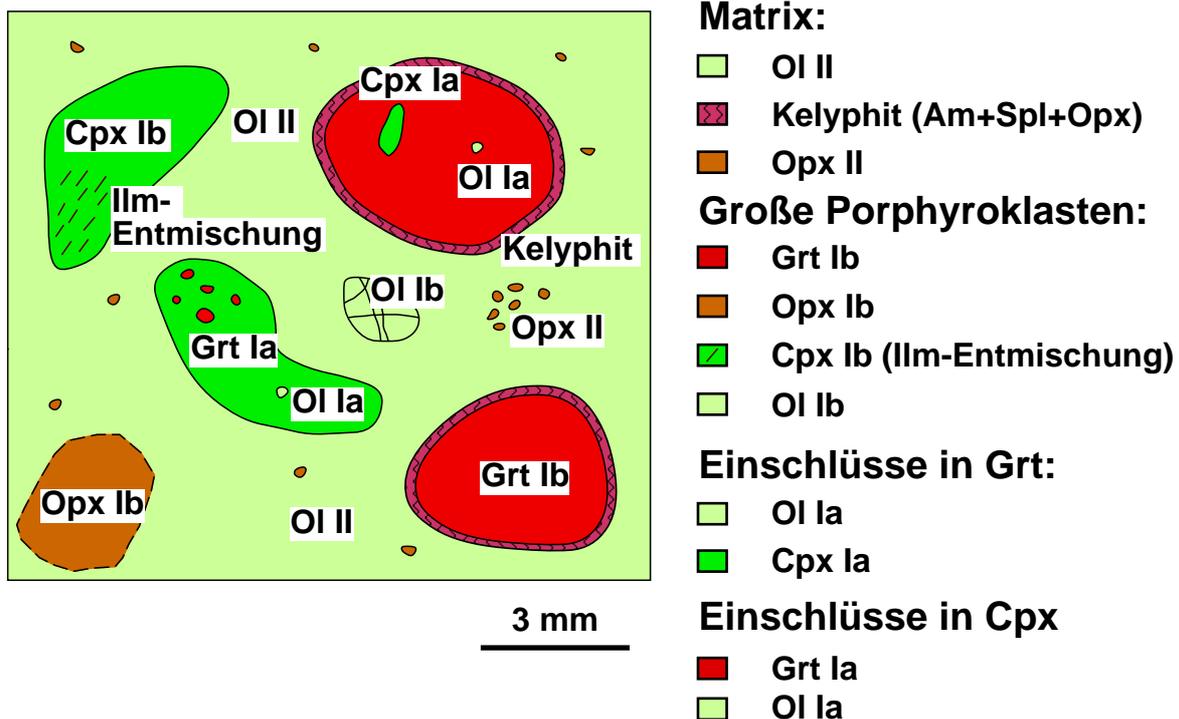


Abb. 68. Schematische Dünnschliffskizze des Kalskaret-Granat-Olivin-Websterits. In einer feinkörnigen Matrix aus vorwiegend Ol II und weniger Opx II kommen Porphyroklasten von Grt Ib, Cpx Ib, Opx Ib und Ol Ib vor. Die Grt Ib-Körner enthalten Einschlüsse von Cpx Ia und Ol Ia und werden von einem dünnen Kelyphitsaum umgeben. Die Cpx Ib-Körner führen zahlreiche Grt Ia-Einschlüsse und besitzen dünne Lamellen von Ilmenit-Entmischungen.

3. Chemische Zusammensetzung der Minerale

An drei Proben (K2, K4, K5) aus dem Kernbereich des Kalskaret-Granat-Olivin-Websterits wurden detaillierte mikrosondenanalytische und ionensondenanalytische Messungen durchgeführt. Die chemische Variabilität der einzelnen Mineralphasen ist in Tabelle 12 aufgeführt. In Tabelle 13 sind repräsentative Mineralanalysen aufgelistet. Bei der Beschreibung der chemischen Zusammensetzung aller Phasen werden nur die wichtigsten Merkmale wiedergegeben. Ausführliche Elementkonzentrationsprofile sind in Abbildung 69 bis 71 dargestellt.

Granat

Die Grt Ia-Einschlüsse in Cpx Ib zeichnen sich durch einen deutlich ausgeprägten Zonarbau aus. Die Grt Ia-Körner zeigen untereinander eine systematische chemische Varianz, aus der sich eine Abhängigkeit von der Korngröße ergibt. Je kleiner die Einschluß-Körner sind, desto

niedriger sind die Mg-, Ti-, Sc- und Ni-Gehalte und desto höher sind die Fe- und Mn-Konzentrationen. Die Tabelle 12 zeigt dabei die Extrema in diesen Variationen auf, die jedoch nicht sehr markant ausfallen. Die Konzentrationen von Fe, Mn nehmen vom Kern zum Rand hin zu, während die von Mg, Cr, V, Ti und Ni zum Rand hin abnehmen (Abb. 69). Fallendes Mg# vom Kern mit Werten von 63.5 bis 64.5 zum Rand mit Werten von 60.8 bis 62.9 sind Anzeichen für einen retrograden Charakter des Zonarbaues (Ghent, 1988; Spear, 1993; Brey et al., 1990).

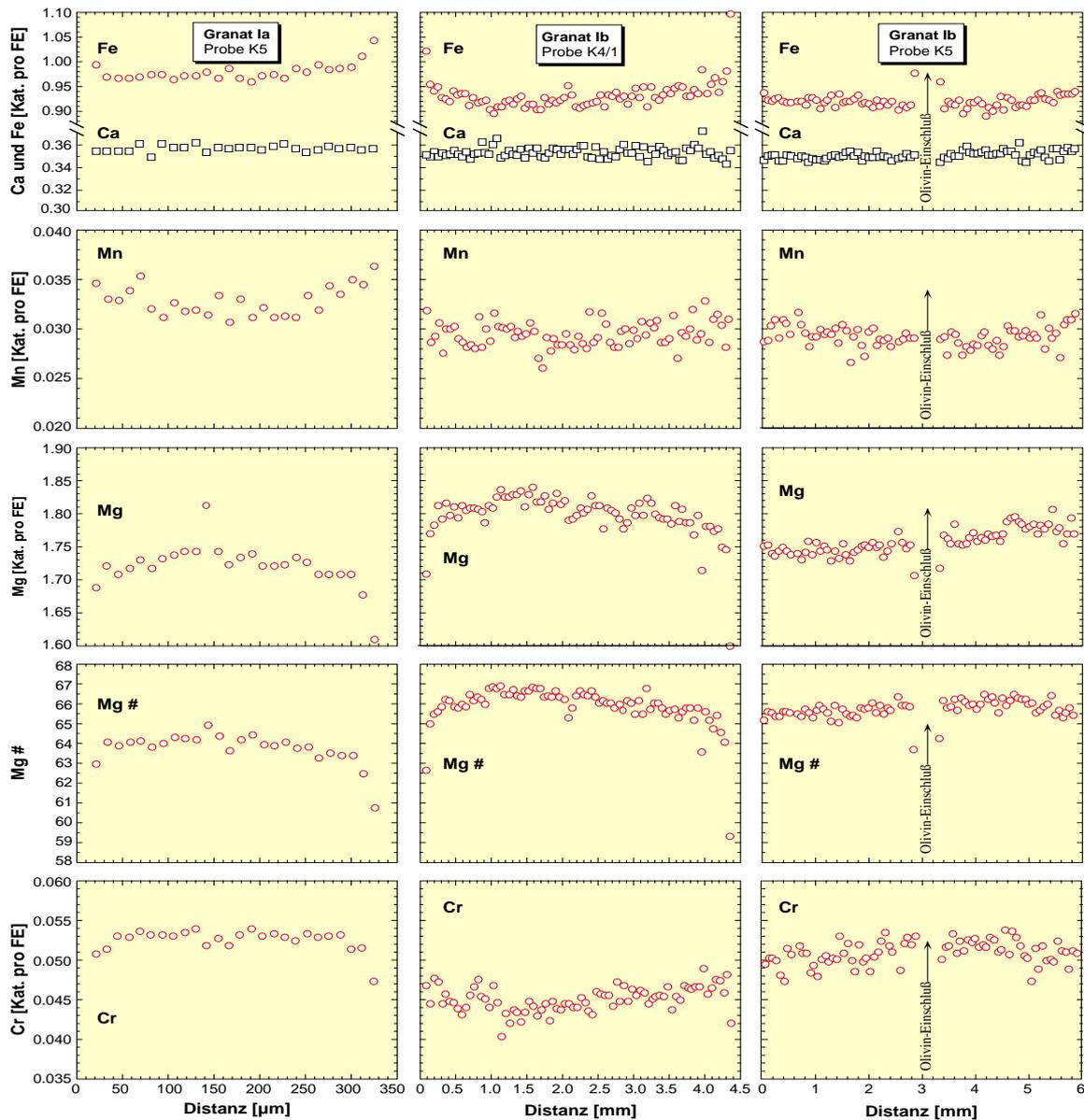


Abb. 69. Elementkonzentrationsprofile durch Grt Ia-Einschlüsse in Cpx Ib und durch zwei verschiedene Grt Ib-Porphyrklasten (Fortsetzung auf der nächsten Seite). Fehlerbalken für die mit dem SIMS gemessenen Elemente V, Sc, Co und Ni entsprechen 1σ . Ausgedehnte homogene Kernzusammensetzungen, jedoch unterschiedliche Cr-Gehalte, sind charakteristisch für die Grt Ib-Körner. Verglichen zu den Grt Ib-Körnern haben die Grt Ia-Einschlüsse deutlich andere chemische Zusammensetzungen.

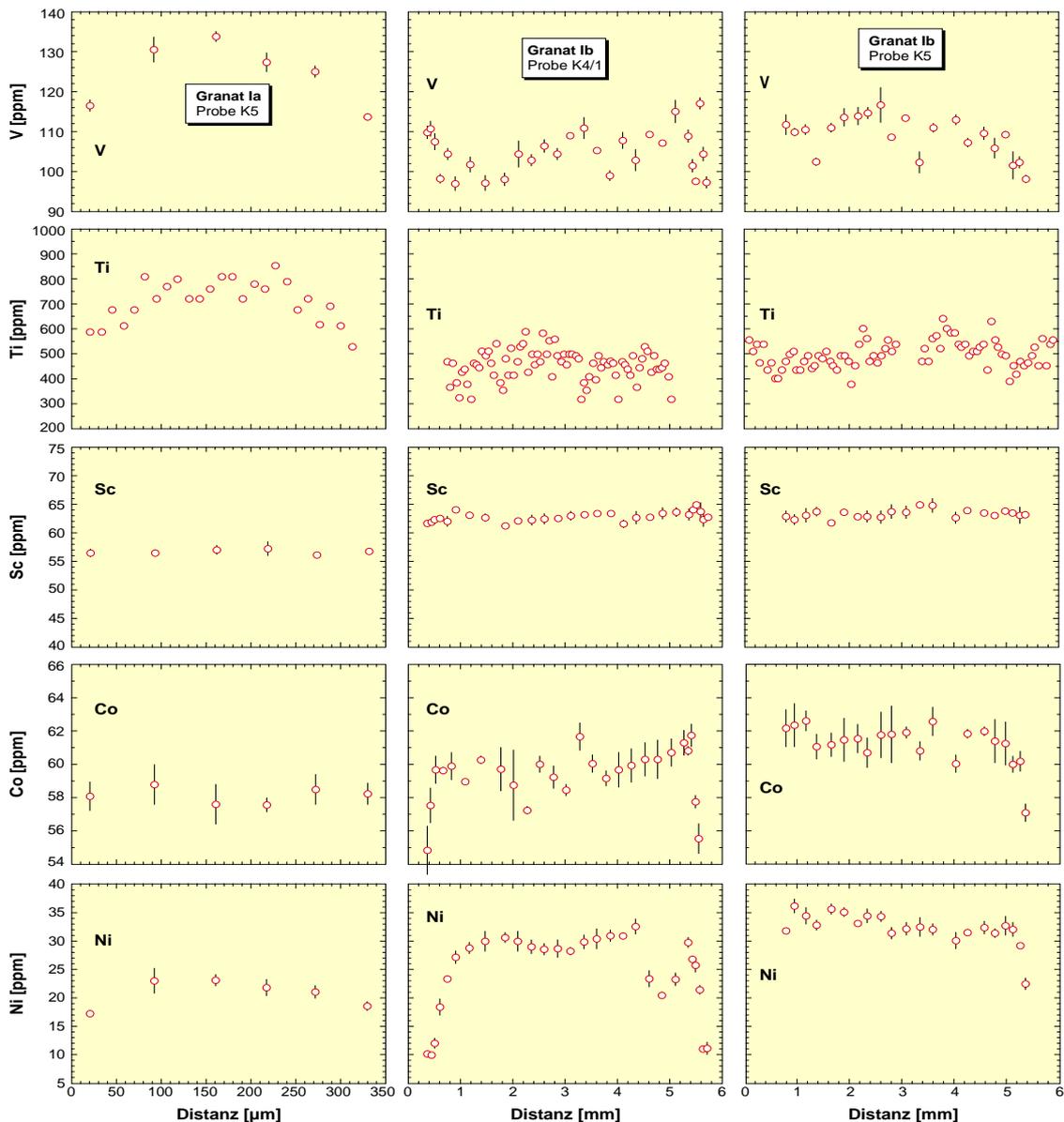


Abb. 69. Fortsetzung.

Die Grt Ib-Porphyrklasten zeichnen sich durch besonders ausgedehnte Kernbereiche mit chemisch homogenen Zusammensetzungen aus (Abb. 69). Nur an den äußersten Rändern sind Zonierungen sichtbar. Dabei nehmen an den Rändern die Elemente Mg, Sc, Co und Ni ab. Die Elemente Fe und Mn dagegen nehmen am Rand signifikant zu. Fallendes Mg# an den Rändern deutet auf einen retrograden Zonarbau hin. Die niedrigen Mg#-Werte im Kernbereich von ca. 66 bis 67 sind ein Hinweis auf einen hohen Fe-Gehalt des Kalskaret-Granat-Olivin-Websterits. Die Cr-Zonierungen besitzen in den Grt Ib-Körnern unterschiedliche Muster. Einige Grt Ib-Körner (Probe K4/1) sind durch zunehmende Cr-Konzentrationen im Randbereich gekennzeichnet, während andere Grt Ib-Porphyrklasten (Probe K5) durch abnehmende Cr-Konzentrationen im Randbereich charakterisiert sind. Auffällig ist weiterhin, daß die Cr-Konzentration zwischen den einzelnen Grt Ib-Körnern variiert.

Orthopyroxen

Zonierungsprofile durch Orthopyroxen Ib-Porphyroklasten zeigen homogene Kernzusammensetzungen, aber deutlich ausgeprägte Zonierungsmuster in den Rändern (Abb. 70). Dabei ist in den Randbereichen eine Zunahme von Fe, Cr, Sc, V und teilweise auch Al zu verzeichnen. Generell ist der Al-Gehalt in den Opx Ib-Körnern relativ variabel. Dies äußert sich in einem unruhigen Verlauf der Al-Zonierungsprofile (Abb. 70). Die Gehalte der Elemente Ca, Mg, Ti, Ni und Co nehmen zum Rand hin ab. Die Abnahme ist besonders deutlich in der Ni-Konzentration. Fallendes Mg# in den Randbereichen der Opx Ib-Körner deutet auf eine Druckabnahme (Brey et al., 1990) hin. Der CaO-Gehalt der Opx Ib-Körner ist sehr gering (< 0.3 Gew.%). Die generell sehr niedrigen Mg#-Werte im Kernbereich (ca. 85.5) weisen auf einen hohen Fe-Gehalt des Websterits hin (Tab. 12).

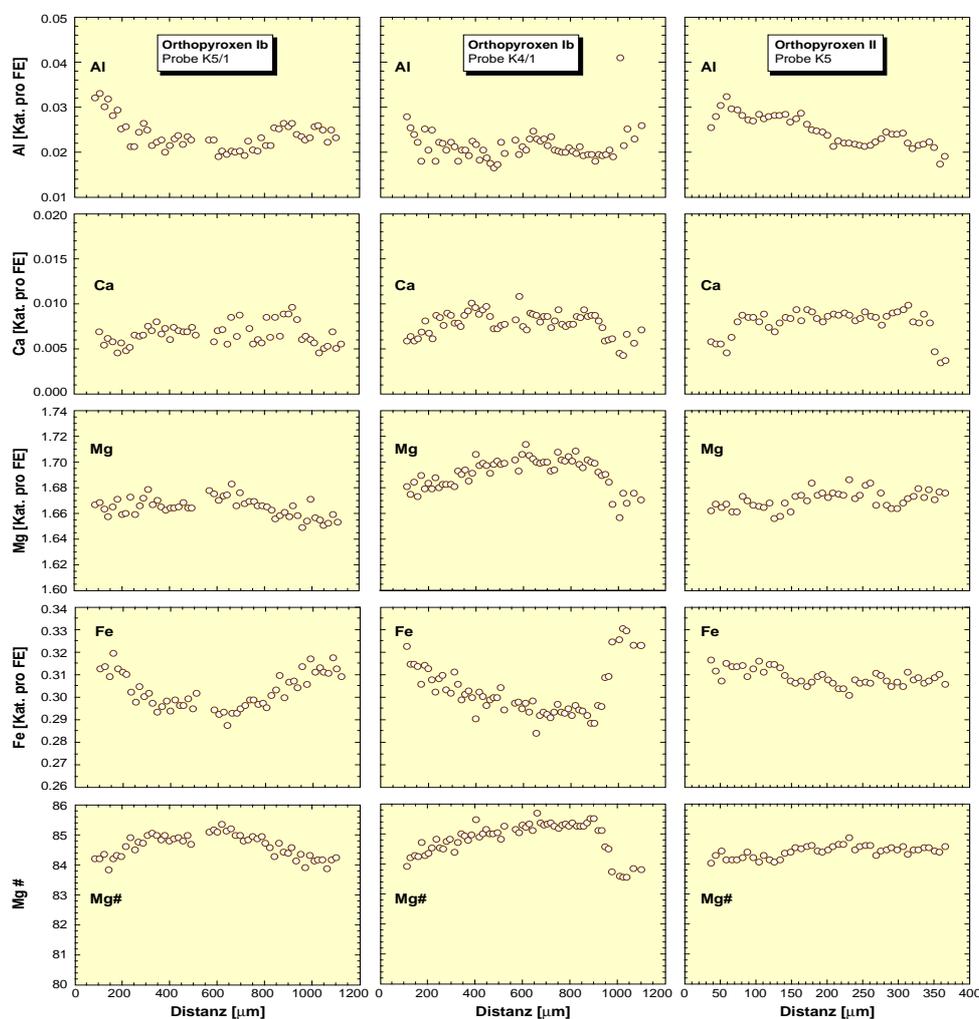


Abb. 70. Elementkonzentrationsprofile durch Opx Ib-Porphyroklasten und Opx II-Matrixkörner (Fortsetzung auf der nächsten Seite). Fehlerbalken für die mit dem SIMS gemessenen Elemente V, Sc, Co und Ni entsprechen 1σ . An den Rändern der Opx Ib-Körner nehmen Fe, Cr, Sc, V und Al zu, während Ca, Mg, Ti, Ni und Co abnehmen. Die Opx II-Körner haben eine nahezu identische Zusammensetzung wie die Opx Ib-Körner.

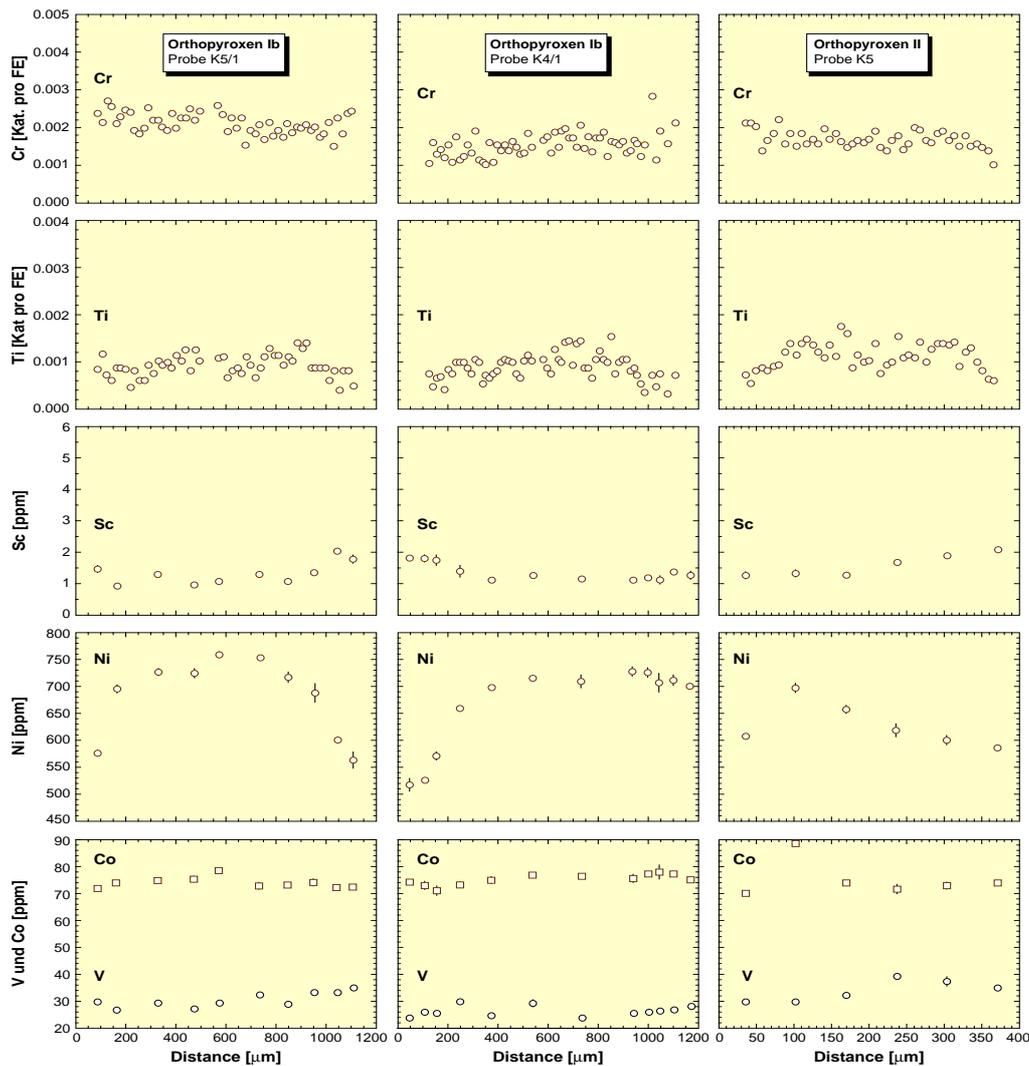


Abb. 70. Fortsetzung.

Die Opx II-Körner haben eine nahezu identische chemische Zusammensetzung im Vergleich zu den Opx Ib-Porphyrklasten. Verglichen mit den Opx Ib-Porphyrklasten ist nur die Mg-Konzentration etwas erhöht und die Al-, Fe- und Ni-Konzentrationen sind leicht erniedrigt (Abb. 70). Die Opx II-Körner sind durch einen inhomogenen chemischen Internbau gekennzeichnet. Systematische Zonierungsmuster sind durch die vom Kern zum Rand abnehmenden Al-, Ca-, Ti- und Ni-Konzentrationen gegeben. Die Mg#-Werte sind recht homogen über das ganze Korn verteilt und liegen bei etwa 84.5. Verglichen mit den Opx Ib-Körnern sind die Mg#-Werte der Opx II-Körner leicht niedriger.

Klinopyroxen

Die chemische Zusammensetzung der Cpx Ia-Einschlüsse in Grt Ib ist sehr variabel (Abb. 71) und wird von der Korngröße kontrolliert. Größere Cpx Ia-Körner (> 500 μm) sind in ihrer chemischen Zusammensetzung den Cpx Ib-Porphyrklasten ähnlich. Indessen besitzen die

kleineren Cpx Ia-Körner ($< 500 \mu\text{m}$) signifikant höhere MgO- (15.50 rel. zu 15.08 Gew.%), CaO- (21.30 rel. zu 20.45 Gew.%) und Sc-Gehalte (32 rel. zu 30 ppm) und niedrigere Al_2O_3 - (2.50 rel. zu 2.80 Gew.%), FeO- (3.50 rel. zu 3.70 Gew.%), TiO_2 - (0.13 rel. zu 0.18 Gew.%) und Ni-Gehalte (290 rel. zu 320 ppm) im Vergleich zu den größeren Cpx Ia-Einschlüssen. Zonierungsprofile zeigen eine Abnahme von Ti, Co und Ni und eine Zunahme von Ca, Cr und Sc (Abb. 71). Die Konzentrationen an Fe, Mg, Mn und V weisen im gesamten Korn homogene Zusammensetzungen auf. Die Al-Zonierung ist komplexer. Vom Kern zum Rand nimmt die Al-Konzentration zunächst ab und danach in den äußersten Randbereichen ($< 50 \mu\text{m}$) wieder zu.

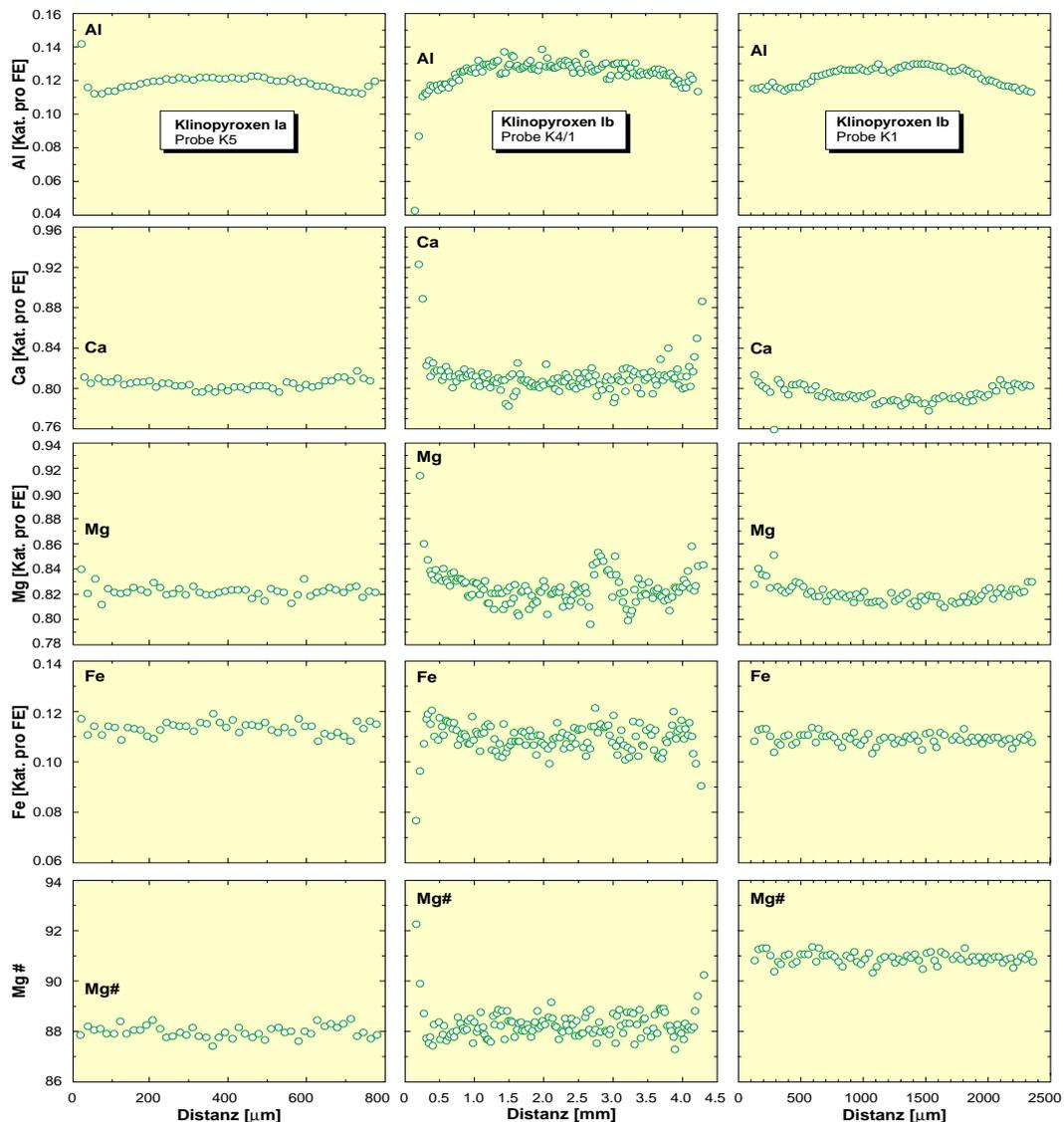


Abb. 71. Elementkonzentrationsprofile durch einen Cpx Ia-Einschlüß in Grt Ib und durch zwei verschiedene Cpx Ib-Porphyrklasten (Fortsetzung auf der nächsten Seite). Fehlerbalken für die mit dem SIMS gemessenen Elemente V, Sc, Co und Ni entsprechen 1σ . Die chemische Zusammensetzung der Cpx Ia-Einschlüsse wird vorwiegend von der Korngröße kontrolliert (siehe Text). Einen ausgeprägten Zonarbau mit zunehmenden Mg- und Ca- Gehalten und abnehmenden Al-, Fe-, Na-, Ti-, Ni-, Co- und Sc-Gehalten zeigen die Cpx Ib-Körner.

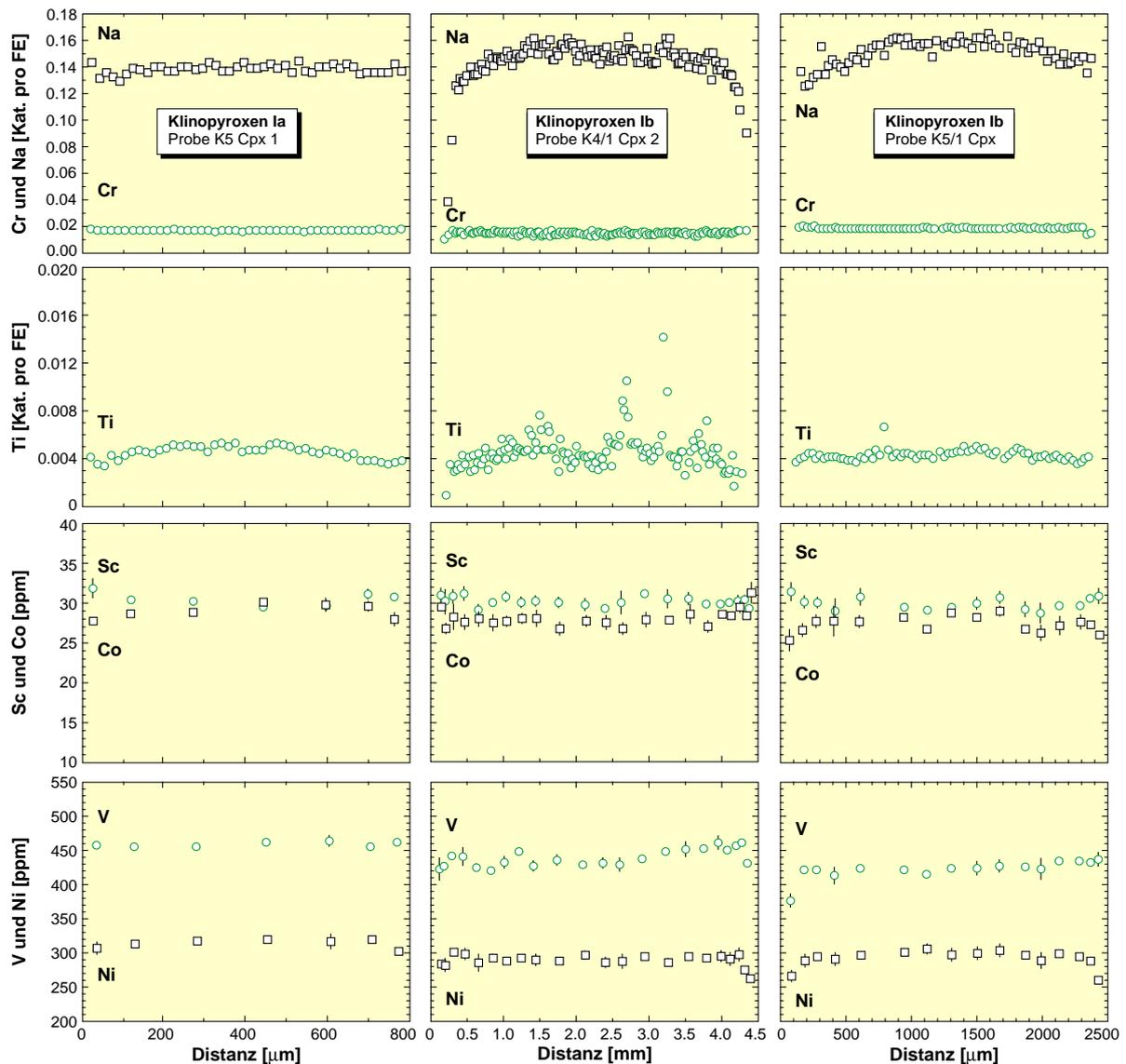


Abb. 71. Fortsetzung.

Die Cpx Ib-Porphyrklasten haben alle eine nahezu identische chemische Zusammensetzung und zeigen einen gleichartigen ausgeprägten Zonarbau. Während die Al-, Fe-, Na-, Ti-, Ni-, Co- und Sc-Konzentrationen vom Kern zum Rand hin abnehmen, sind die Mg- und Ca-Konzentrationen durch eine Zunahme in Richtung der Ränder charakterisiert (Abb. 71). Die V-Zonierung zeigt bei allen gemessenen Körnern eine M-Form auf. Vom Kern zum Rand nimmt die V-Konzentration allmählich zu gefolgt von einer abrupten Abnahme in den äußersten Randbereichen ($< 100 \mu\text{m}$). Generell weisen die Cpx Ib-Körnern hohe CaO-Gehalte (20.33-21.49 Gew.%) auf. Die Mg $\#$ -Werte liegen bei ca. 88 und nur am äußersten Rand ist eine Zunahme auf Werte über 92 zu verzeichnen (Tab. 12).

Olivin

Für die verschiedenen Olivin-Generationen (Ol Ia, Ol Ib, Ol II) konnten keine signifikanten Unterschiede bezüglich ihrer chemischen Zusammensetzung ermittelt werden. Alle Olivin-Körner sind homogen. Jedoch zeigen die verschiedenen Körner vor allem bezüglich ihrer FeO- und MgO-Gehalte eine hohe Variabilität (Tab. 12). Dabei ist keine Systematik hinsichtlich der textuellen Position (Nachbarphase) und Korngröße erkennbar. So schwanken die FeO-Gehalte zwischen 14.45 und 19.17 Gew.% und die MgO-Gehalte zwischen 41.87 und 45.12 Gew.%. Dementsprechend liegen die Mg#-Werte zwischen 79.7 und 84.7. Tendentiell zeigen die Ol Ia-Einschlüsse in Grt Ib leicht höhere Mg#-Werte bis zu 84.7. Die dennoch relativ niedrigen Mg#-Werte der Kalskaret-Olivine deuten auf einen Fe-reichen Websterit hin. Alle drei unterschiedlichen Generationen von Olivin haben gleiche Ni-Konzentrationen von 3042 ± 200 ppm und fallen somit in den Bereich für gewöhnliche Peridotit-Olivine (Ryan et al., 1996).

Tab. 12. Chemische Variabilität der Phasen im Kalskaret-Granat-Olivin-Websterit.

Phase	Parameter	Kern	Rand
Granat Ia	Cr ₂ O ₃ [Gew.%]	0.66 - 1.09	0.65 - 0.92
	CaO [Gew.%]	4.06 - 4.60	4.18 - 4.62
	TiO ₂ [Gew.%]	0.05 - 0.15	0.04 - 0.14
	Mg#	63.6 - 66.8	58.2 - 66.1
	Sc [ppm]	54.7 - 58.8	54.9 - 57.4
	Ni [ppm]	21.9 - 27.7	17.2 - 24.0
	Co [ppm]	59.9 - 61.4	58.1 - 61.9
Granat Ib	Cr ₂ O ₃ [Gew.%]	0.69 - 1.16	0.53 - 1.36
	CaO [Gew.%]	4.28 - 4.67	4.18 - 4.66
	TiO ₂ [Gew.%]	0.01 - 0.15	0.03 - 0.14
	Mg#	62.8 - 67.0	56.0 - 66.4
	Sc [ppm]	61.1 - 64.8	61.4 - 63.1
	Ni [ppm]	28.2 - 35.4	9.9 - 31.5
	Co [ppm]	57.3 - 62.6	52.4 - 62.2
Klinopyroxen Ia	Al ₂ O ₃ [Gew.%]	2.44 - 2.84	2.44 - 3.34
	Cr ₂ O ₃ [Gew.%]	0.55 - 0.64	0.55 - 0.64
	CaO [Gew.%]	20.44 - 21.62	19.51 - 21.44
	TiO ₂ [Gew.%]	0.11 - 0.19	0.12 - 0.17
	Na ₂ O [Gew.%]	1.70 - 2.15	1.47 - 2.12
	Mg#	87.4 - 89.0	87.5 - 89.8
	Sc [ppm]	29.6 - 32.3	30.0 - 32.2
	V [ppm]	424 - 467	427 - 461
	Ni [ppm]	286 - 315	207 - 299
	Co [ppm]	25.8 - 30.2	27.8 - 29.3

Fortsetzung auf der nächsten Seite.

Tab. 12. Fortsetzung.

Phase	Parameter	Kern	Rand
Klinopyroxen Ib	Al ₂ O ₃ [Gew. %]	2.42 - 3.19	0.99 - 3.29
	Cr ₂ O ₃ [Gew. %]	0.44 - 0.79	0.39 - 0.87
	CaO [Gew. %]	19.71 - 21.33	19.73 - 23.84
	TiO ₂ [Gew. %]	0.09 - 0.15	0.03 - 0.17
	Na ₂ O [Gew. %]	1.78 - 2.42	0.56 - 2.43
	Mg#	87.0 - 89.2	87.1 - 93.1
	Sc [ppm]	28.0 - 31.1	29.2 - 31.5
	V [ppm]	399 - 461	382 - 435
	Ni [ppm]	286 - 306	261 - 291
	Co [ppm]	25.5 - 29.0	25.3 - 31.3
Orthopyroxen Ib	Al ₂ O ₃ [Gew. %]	0.41 - 1.17	0.40 - 1.19
	Cr ₂ O ₃ [Gew. %]	0.04 - 0.13	0.02 - 0.12
	CaO [Gew. %]	0.11 - 0.27	0.09 - 0.25
	TiO ₂ [Gew. %]	0.01 - 0.07	0.01 - 0.05
	Mg#	83.0 - 85.4	82.1 - 85.0
	Sc [ppm]	1.26 - 1.80	0.93 - 1.28
	V [ppm]	23.8 - 29.9	23.8 - 32.3
	Ni [ppm]	515 - 576	705 - 758
	Co [ppm]	71.5 - 75.1	72.8 - 78.3
Orthopyroxen II	Al ₂ O ₃ [Gew. %]	0.36 - 0.88	0.36 - 0.97
	Cr ₂ O ₃ [Gew. %]	0.04 - 0.09	0.01 - 0.10
	CaO [Gew. %]	0.08 - 0.26	0.09 - 0.27
	TiO ₂ [Gew. %]	0.02 - 0.07	0.01 - 0.07
	Mg#	82.6 - 84.6	82.9 - 84.6
	Sc [ppm]	1.25 - 2.05	1.26 - 1.87
	V [ppm]	29.8 - 35.1	30.0 - 39.3
	Ni [ppm]	585 - 608	618 - 697
	Co [ppm]	70.0 - 73.6	71.6 - 73.9
Olivin Ia	Mg#	81.0 - 84.7	80.9 - 84.4
	NiO [Gew. %]	0.33 - 0.44	0.34 - 0.42
Olivin Ib	Mg#	81.7 - 82.7	81.5 - 82.5
	NiO [Gew. %]	0.35 - 0.44	0.33 - 0.41
Olivin II	Mg#	80.7 - 82.8	79.7 - 82.9
	NiO [Gew. %]	0.35 - 0.42	0.34 - 0.41

Mg# = 100 * Mg/(Mg+Fe_{tot}); n.a. = nicht analysiert.

Tab. 13. Repräsentative Auswahl an Analysen vom Kalskaret-Granat-Olivin-Websterit. Haupt- und Nebenelemente [Gew. %] wurden mit einer Elektronenstrahlmikrosonde ermittelt. Spurenelemente [ppm] wurden mit einem Sekundärionenmassenspektrometer gemessen.

Phase Bereich	Grt Ia Kern	Grt Ia Rand	Grt Ib Kern	Grt Ib Rand	Cpx Ia Kern	Cpx Ia Rand	Cpx Ib Kern	Cpx Ib Rand	Opx Ib Kern	Opx Ib Rand
SiO ₂	40.67	40.58	40.01	39.79	54.84	55.43	54.89	55.01	57.24	56.63
TiO ₂	0.12	0.07	0.08	0.05	0.17	0.15	0.11	0.03	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	21.10	20.81	22.32	22.03	2.81	3.34	3.07	0.99	0.41	1.00
Cr ₂ O ₃	0.92	0.82	0.78	0.71	0.61	0.63	0.55	0.39	0.05	0.10
Fe ₂ O ₃	n.b.									
FeO	15.43	17.01	14.66	17.58	3.66	3.89	3.69	2.53	10.35	11.18
MnO	0.50	0.55	0.49	0.75	0.06	0.06	0.09	0.05	0.11	0.14
NiO	n.a.									
MgO	15.70	14.73	16.10	14.41	15.22	15.71	15.18	16.93	32.89	31.93
CaO	4.55	4.51	4.53	4.51	20.63	19.51	20.85	23.81	0.19	0.12
Na ₂ O	0.03	0.03	0.03	0.00	1.96	2.04	2.03	0.56	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
H ₂ O	n.b.									
Total	99.02	99.11	98.98	99.83	99.97	100.75	100.45	100.30	101.27	101.13
Si	3.021	3.033	2.963	2.964	1.989	1.987	1.983	1.992	1.982	1.971
Ti	0.007	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004	0.003	0.001	0.001	0.001
Al	1.847	1.833	1.948	1.934	0.120	0.141	0.131	0.042	0.017	0.041
Cr	0.054	0.048	0.046	0.042	0.018	0.018	0.016	0.011	0.001	0.003
Fe ³⁺	n.b.									
Fe ²⁺	0.959	1.064	0.908	1.095	0.111	0.117	0.111	0.077	0.300	0.325
Mn	0.031	0.035	0.030	0.048	0.002	0.002	0.003	0.001	0.003	0.004
Ni	n.a.									
Mg	1.738	1.642	1.777	1.600	0.823	0.840	0.818	0.914	1.698	1.657
Ca	0.362	0.361	0.359	0.360	0.802	0.750	0.807	0.924	0.007	0.005
Na	0.005	0.004	0.004	0.000	0.138	0.142	0.142	0.039	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	8.024	8.024	8.038	8.045	4.007	4.000	4.012	4.001	4.008	4.006
Mg #	64.5	60.7	66.2	59.4	88.1	87.8	88.0	92.3	85.0	83.6
Cr #	2.8	2.6	2.3	2.1	12.8	11.3	10.7	21.0	7.2	6.4
Sc	57.0	57.4	62.9	62.4	29.6	30.8	29.2	29.2	1.14	1.80
V	134	95	109	97.5	461	461	430	430	23.8	238
Co	57.6	57.7	58.5	51.9	30.1	27.9	31.3	27.4	76.3	74.0
Ni	23.2	20.1	28.2	11.2	319	302	263	289	709	516

Fortsetzung auf der nächsten Seite.

Tab. 13. Fortsetzung.

Phase Bereich	Opx II Kern	Opx II Rand	Ol Ia Kern	Ol Ia Rand	Ol Ib Kern	Ol Ib Rand	Ol II Kern	Ol II Rand
SiO ₂	56.43	56.81	39.78	39.93	39.43	39.44	39.28	39.68
TiO ₂	0.04	0.02	0.00	0.01	0.06	0.00	0.01	0.03
Al ₂ O ₃	0.59	0.46	0.00	0.01	0.56	0.01	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.06	0.04	0.00	0.00	0.03	0.07	0.00	0.01
Fe ₂ O ₃	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
FeO	10.57	10.44	15.23	15.25	16.76	16.83	17.11	17.36
MnO	0.11	0.16	0.09	0.07	0.11	0.15	0.12	0.11
NiO	0.00	0.00	0.33	0.37	0.37	0.39	0.37	0.39
MgO	32.00	32.09	45.00	45.12	42.95	43.57	43.05	43.13
CaO	0.21	0.10	0.01	0.03	0.57	0.00	0.01	0.01
Na ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.13	0.01	0.02	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Total	100.00	100.13	100.46	100.81	100.95	100.47	99.98	100.72
Si	1.981	1.989	0.996	0.996	0.991	0.996	1.000	1.002
Ti	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Al	0.024	0.019	0.000	0.000	0.016	0.000	0.000	0.000
Cr	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Fe ³⁺	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Fe ²⁺	0.310	0.306	0.319	0.318	0.352	0.355	0.364	0.367
Mn	0.003	0.005	0.002	0.001	0.002	0.003	0.003	0.002
Ni	n.a.	n.a.	0.007	0.008	0.008	0.008	0.007	0.008
Mg	1.675	1.675	1.680	1.678	1.610	1.640	1.633	1.624
Ca	0.008	0.004	0.000	0.001	0.015	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.001	0.001	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	4.005	4.000	3.004	3.004	3.002	3.004	3.008	3.005
Mg #	84.4	84.6	84.0	84.1	82.0	82.2	81.8	81.6
Cr #	6.1	5.1	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Sc	1.26	2.05	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
V	32.3	35.1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Co	73.9	73.6	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ni	657	586	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.

Formelberechnung basiert auf 12 Sauerstoffen für Grt, 6 Sauerstoffen für Cpx und Opx und 4 Sauerstoffen für Ol. Mg# = $[100 * \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})]$; Cr# = $[100 * \text{Cr}/(\text{Al} + \text{Cr})]$; n.a. = nicht analysiert; n.b. = nicht berechnet; FeO entspricht FeO_{tot}. Für Mineralabkürzungen siehe Kapitel „Petrographie“.

4. Metamorphe Entwicklung und Geothermobarometrie

4.1. Interpretation der Zonierungsprofile

Da es sich bei den untersuchten Proben um Granat-Olivin-Websterite und eben nicht um Granat-Peridotite handelt, wird der Verdacht erweckt, daß die Proben ein Gemenge von Kumulaten aus basaltischer Schmelze und Peridotit repräsentieren, wie es auch schon von Carswell (1968) postuliert wurde. Die relativ hohe Variabilität der Kalskaret-Mineralphasen (Tab. 12) variiert innerhalb von Dünnschliffen einer gleicher Probe (Dünnschliffbereich ~ 2.54 cm). Jedoch ist die chemische Zusammensetzung der Kalskaret-Phasen im Dünnschliff selbst nahezu konstant. Die ausgedehnten Kernbereiche der Mineralphasen des Kalskaret-Websterits, die durch homogene Zusammensetzungen gekennzeichnet sind, lassen deutlich die gute lokale Äquilibrierung des Gesteins in chemischen Subsystemen (Dünnschliffbereich) erkennen. Zonierungen sind in der Regel auf die äußersten Ränder der Mineralkörner beschränkt. Allerdings sind abhängig von der Art der Schnittlage des gemessenen Kornes Zonierungen nicht nur an den äußersten Rändern sichtbar. Allerdings beschränken sich diese Zonierungen auf einige wenige Beispiele.

Granat

Alle gemessenen Zonierungsprofile durch Grt Ib-Körner zeigen eine nach außen gerichtete Diffusion von Mg und eine nach innen gerichtete Diffusion von Fe (Abb. 69). Dieses Zonierungsmuster wurde bereits bei vielen untersuchten Granat-Peridotiten und Websteriten beschrieben und wird als anfängliche Äquilibrierung mit Ausbildung homogener Phasen unter erhöhten Temperaturen gefolgt von einer Abkühlung im Zuge der Exhumierung interpretiert (Medaris, 1984; Medaris & Wang, 1986; Carswell, 1986; Becker, 1997). Diese Interpretation wird durch die Abnahme der Ni-Konzentration an den äußersten Rändern bestätigt, da die Ni-Konzentration in Granat im Gleichgewicht mit Olivin eine Funktion der Temperatur ist (Griffin et al., 1989a, 1996; Griffin & Ryan, 1996; Ryan et al., 1996; Canil, 1994, 1996, 1999). Dabei nimmt die Ni-Konzentration im Granat mit der Temperatur zu und mit fallender Temperatur ab. Da der Abfall der Ni-Konzentration nur in den äußersten 500 µm der Grt Ib-Körner zu beobachten ist (Abb. 69), kann dies als weiterer Hinweis für die gute lokale Äquilibrierung (Subsysteme) des Gesteinskörpers herangezogen werden. Die Abnahme der Mn-Konzentration an den Rändern ist ein weiteres Anzeichen für eine Abkühlung (Brey et al., 1990). Die unterschiedlichen Cr-Gehalte in den Grt Ib-Porphyroklasten resultieren wahrscheinlich aus unterschiedlichen effektiven Gesamtgesteinszusammensetzungen.

Die Zonierungsmuster der Grt Ia-Einschlüsse in den Cpx Ib-Porphyroklasten können ebenfalls durch eine Abkühlung erklärt werden. Sie verursachte eine nach außen gerichtete Diffusion von Mg und eine nach innen gerichtete Diffusion von Fe (Abb. 69). Die niedrigeren Mg[#]-Werte der Grt Ia-Körner im Vergleich zu den höheren Mg[#]-Werten der Grt Ib-Körner zeigen, daß die Mg[#]-Werte des Granats abhängig sind von der Korngröße und von dem verfügbaren Volumen des betreffenden Austauschpartners. In diesem günstigen Fall haben die Grt Ia-Einschlüsse diffusiv Fe und Mg mit Cpx Ib während der retrograden Überprägung austauschen können. Die unterschiedlichen Mg-, Fe-, Mn-, Ti-, Sc- und Ni-Konzentrationen sind eine Funktion der Korngröße. Kleine Korngrößen begünstigen eine diffusiv gesteuerte retrograde Gleichgewichtseinstellung, da die auszutauschenden Stoffmengen im Vergleich zu größeren Körnern erheblich niedriger sind.

Olivin

Die chemische Homogenität der einzelnen Ol-Körner ist ein Hinweis auf die sehr effiziente Fe-Mg-Diffusion im Olivin (Ganguly & Tazzoli, 1994; Brenker & Brey, 1997). Dabei variiert die Zusammensetzung der homogenen Ol-Körner unabhängig von der Zugehörigkeit zur Generation unsystematisch. Besonders die im Olivin auftretenden Schwankungen sind ein Ausdruck für das Vorhandensein unterschiedlicher lokaler Subsysteme. Da diese lokal äquilibrierten Subsysteme nebeneinander im Dünnschliffbereich koexistieren, sich aber voneinander unterscheiden, befindet sich das Gesamtgesteinsystem noch nicht vollständig im Gleichgewicht. Im Prinzip reflektieren die lokal äquilibrierten Subsysteme die letzten eingefrorenen Momentaufnahmen auf dem Weg zur vollständigen Äquilibrierung des Gesamtgesteinssystems. Die Olivin-Zusammensetzung kann aber zur Bestimmung der maximalen P-T-Bedingungen herangezogen werden, weil der Mg[#]-Wert im lokalen Subsystem (Dünnschliffbereich) nahezu konstant ist.

Pyroxene

Da im Dünnschliff diese beiden Phasen (Opx und Cpx) niemals im Kontakt zueinander gefunden wurden, ist unbedingt zu überprüfen, ob sich bezüglich der Elementverteilungen zwischen Opx Ib- und Cpx Ib-Körnern ein Gleichgewicht eingestellt hat. Dies kann mit einem Ca-in-Opx gegen Ca-in-Cpx-Diagramm geschehen (vgl. AA-Kapitel 4.2. Interpretation der Zonierungsprofile). Ein solches Ca-Ca-Diagramm ist in Abbildung 72 dargestellt und zeigt, daß sich die Opx Ib- und Cpx Ib-Körner bezüglich ihres Ca-Gehaltes nicht im Gleichgewicht befinden. Dies kann nicht durch eine nachträgliche Änderung der chemischen Zusammensetzung der Cpx Ib-Porphyroklasten durch die Bildung der feinen Ilmenit-Entmischungen bedingt sein, da die Ilmenit-Entmischung nicht den Ca-Gehalt beeinflußt hat.

Jedoch können andere Elementkonzentrationen im Kernbereich sowohl von Opx Ib als auch von Cpx Ib zu geothermobarometrischen Berechnungen genutzt werden. Im Pyroxen besitzen die Elemente Fe und Mg relativ hohe Diffusivitäten (Ganguly & Tazzoli, 1994, Brenker & Brey, 1997). Da Grt Ib mit Opx Ib, Cpx Ib sowie mit Ol Ib im Kontakt zueinander vorkommen, können die Fe-Mg-Austauschthermometer (Grt-Opx, Grt-Cpx, Grt-Ol) angewendet werden. Darüber hinaus wird die Fe- und Mg-Verteilung in den Pyroxenen durch den relativ hohen Modalbestand an Olivin im Kalskaret-Websterit gepuffert, was eine Gleichgewichtseinstellung erleichtert. Die gleichen Argumente könnten auch für die Ni- und Co-Verteilung in den Pyroxen herangezogen werden. Es muß jedoch bedacht werden, daß sich bezüglich der Ni- und Co-Verteilung Subsysteme der Art Cpx Ib-Ol Ib (II) und Opx Ib-Ol Ib (II) ausgebildet haben könnten und somit die Verteilung zwischen Opx Ib und Cpx Ib nicht mehr allein von der Temperatur gesteuert worden wäre. Dies würde implizieren, daß die Ni- und Co-Verteilung zwischen Opx Ib und Cpx Ib keine zuverlässigen Angaben zur Temperatur geben könnten. Eine Beurteilung dieses Sachverhaltes erfolgt im folgenden Abschnitt über die geothermobarometrischen Berechnungen.

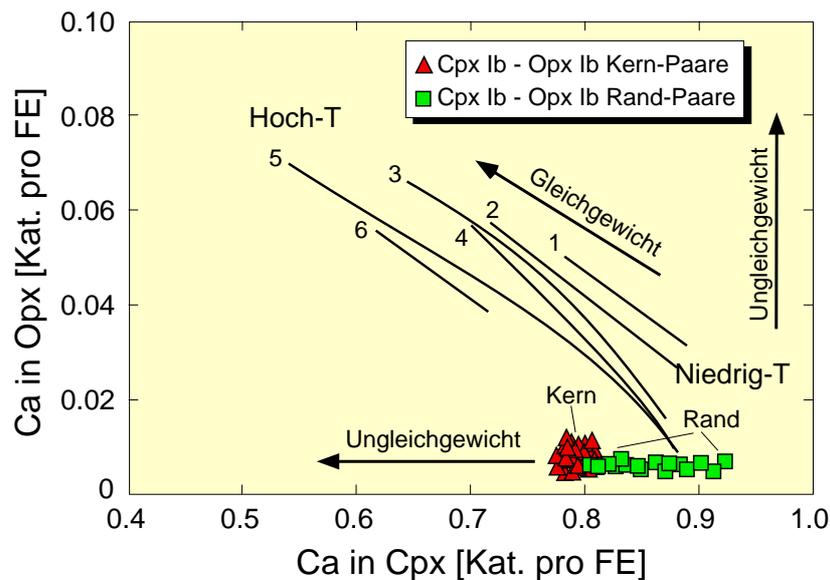


Abb. 72. Ca-in-Opx Ib gegen Ca-in-Cpx Ib-Diagramm. Die schwarzen Linien mit den Nummern von 1 bis 6 (Druck in GPa) markieren Trends bezüglich der Ca-Verteilung zwischen Opx und Cpx basierend auf Experimenten im lherzolitischen System bei Temperaturen von 900 bis 1400 °C und Drucken von 1 bis 6 GPa (Brey et al., 1990). Die Opx Ib-Cpx Ib-Paare reflektieren Ungleichgewicht in ihrer Ca-Verteilung.

Die Abnahme der Al- und Na- und die Zunahme der Ca-Konzentration verbunden mit dem Anstieg des Mg#-Wertes vom Kern zum Rand in den Cpx Ib-Körnern deuten auf eine retrograde Signatur des Zonarbaues hin, die durch eine Abkühlung kontrolliert wird (Brey et al., 1990; Berchova, 1996). Auch deutet der Ti-Abfall an den Rändern auf eine Abkühlung hin. So hat eine experimentelle Studie im CMAST- ($\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-TiO}_2$) und CMST-System ($\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-TiO}_2$) ergeben, daß der Ti-Einbau in den Pyroxenen eine Funktion

von Druck und Temperatur ist (Sepp, 1998; Sepp & Kunzmann, 2001). Der Ti-Gehalt in Diopsid nimmt dabei mit fallender Temperatur und steigendem Druck ab. Der Na- und Al-Abfall an den Rändern kann allerdings auch durch das Instabilwerden des Cpx Ib begründet werden. Eine mögliche Net-Transfer-Reaktion wie z.B. Jadeit + 2 Diopsid + 1.5 Enstatit + H₂O = Edenit entzieht dem Cpx Ib zunehmend jadeitische Komponenten (NaAl) und führt zur Bildung von Amphibol. Allerdings konnte eine Bildung von sekundärem Amphibol entlang von Rändern der Cpx Ib-Körner nur an wenigen Stellen beobachtet werden. Ferner sind die neugebildeten Amphibole nicht größer als 20 bis 30 µm. Es erscheint daher sehr unwahrscheinlich, daß diese Net-Transfer-Reaktion den Al- und Na-Gehalt in den Cpx Ib-Körnern maßgeblich beeinflußt hat.

Die Zonierungsmuster der Cpx Ia-Einschlüsse wurden vorwiegend von der diffusiven retrograden Einstellung (Abkühlung) mit Grt Ib als Wirtsphase gesteuert. Dies wird besonders in den höheren Mg#-Werten der Cpx Ia-Körner verglichen zu denen der Cpx Ib-Körner deutlich. Interessanterweise zeigt die Al-Zonierung an den äußersten Rändern der Cpx Ia-Einschlüsse eine signifikante Zunahme. Dies könnte als Anzeichen für eine späte Druckentlastung angesehen werden, da die Al-Verteilung zwischen Grt und Cpx eine Funktion von Druck und Temperatur ist, so daß bei zunehmender Temperatur oder bei abnehmendem Druck der Al-Gehalt im Cpx ansteigt (Brey et al., 1990; Berchova, 1996). Falls die Ursache des Al-Anstieges in einer Aufheizung liegt, dann sollten die Mg#-Werte vom Kern zum Rand deutlich abnehmen. Dieses wird aber aus den Zonierungsdiagrammen (Abb. 71) nicht ersichtlich. Da die Cpx Ia-Körner direkt mit dem Grt Ib austauschen konnten, muß die späte Phase der Druckentlastung nicht in den Cpx Ib-Porphyroblasten dokumentiert sein. Zusammenfassend bleibt festzuhalten, daß Cpx Ia sowie Cpx Ib vom Kern zum Rand Abkühlung widerspiegeln, gefolgt von einer möglichen Druckentlastung, die nur in den äußersten Randbereichen (< 20 µm) der Cpx Ia-Einschlüsse abzulesen ist.

Die Zonierungsmuster der Opx Ib und Opx II-Körner dokumentieren vom Kern zum Rand durch eine nach außen gerichtete Diffusion von Ca eine Abkühlung. Eine Druckentlastung wird sowohl in der Al-Zunahme als auch durch eine Abnahme der Mg#-Werte in den äußersten Randbereichen der Opx Ib-Körner angezeigt (Brey et al., 1990; Berchova, 1996). Zwar unterscheiden sich die Al-Zonierungsmuster der Opx Ib- und II-Körner von denen der Cpx Ia- und Ib-Körner, aber dies bedeutet nicht unweigerlich eine unterschiedliche P-T-Entwicklung der beiden Pyroxen-Typen. Die Al-Zonierungsmuster der Opx Ib und II-Körner sind nicht sehr deutlich ausgeprägt. Auffällig ist auch, daß die meisten Opx Ib-Körner im Durchschnitt viel kleinere Korngrößen aufweisen und durch Subkornbildung verglichen zu den Cpx Ib-Körnern charakterisiert sind. Die Al-Zunahme in den Opx Ib-Körnern ist auf die äußersten Randbereiche beschränkt, während der Al-Abfall in den Cpx Ib-Körnern wesentlich ausgeprägter ausgebildet ist und vom Kern aus betrachtet wesentlich früher einsetzt. Die

Subkornbildung innerhalb der Opx Ib-Körner kann eine schnellere Äquilibration der Ränder gewährleisten und äußert sich zudem in einem sehr schlecht definierten Zonierungsprofil für Al. Es ist daher möglich, daß infolge der Subkornbildung der Opx Ib-Körner diese wesentlich schneller auf die späte Druckentlastung reagiert haben, da durch neu geschaffene Wegsamkeiten entlang von Korngrenzen die Diffusion wesentlich schneller abläuft als im Korn selbst.

4.2. Berechnung der maximalen P-T-Bedingungen

Die Berechnung der maximalen P-T-Bedingungen, die der Kalskaret-Granat-Olivin-Websteritkörper erfahren hat, erfolgte unter Verwendung der gleichen Thermometer und des Al-in-Opx-Barometers, die bereits für die alpinen Granat-Peridotitkörper (AA, CdG) benutzt wurden. Für die Berechnungen wurden ausschließlich Analysen der Phasengeneration Ib benutzt. Da Opx Ib mit Cpx Ib hinsichtlich ihrer Ca-Verteilung nicht im Gleichgewicht zueinander stehen, ist die Anwendung der unterschiedlichen Kalibrierungen der 2-Pyroxen-Thermometer mit Vorbehalt zu sehen. Die berechneten P-T-Daten sind in Tabelle 14 aufgelistet und einzeln für die drei Proben K2, K4 und K5 in der Abbildung 73 dargestellt. Da bislang keine mössbauerspektroskopischen Untersuchungen an den Mineralphasen des Kalskaret-Websterits vorgenommen wurden, ist Fe_{tot} als Fe^{2+} angenommen worden. Die generell sehr niedrigen Mg#-Werte aller Mineralphasen vor allem im Olivin (81.0-84.7) deuten auf einen Fe-reichen Stoffbestand hin. Die benutzten Geothermobarometer wurden in einem Mg-reichen Iherzolitischen System kalibriert. Es gibt bisher keine Angaben darüber, wie sich ein Fe-reicherer Stoffbestand auf die Resultate aus den Geothermobarometer-Kalibrierungen auswirkt. Auch die durchgeführten P-T-Berechnungen vorheriger Bearbeiter (Medaris, 1984; Medaris & Carswell, 1990; Jamtveit et al., 1991) haben dieses mögliche Problem nicht näher behandelt. Es ist jedoch nicht zu erwarten, daß sich die Kalibrierungen in einem Fe-reicheren System mit $Mg\# \approx 80$ signifikant ändern würden (Brey pers. Mitt., 2000).

Obwohl Opx Ib mit Cpx Ib bezüglich der Ca-Verteilung nicht im Gleichgewicht sind, stimmen die Ergebnisse der 2-Pyroxen-Thermometer mit denen der Fe-Mg-Austauschthermometer innerhalb ihrer Fehlergrenzen in allen drei berechneten Proben überein. Diese Tatsache läßt jedoch nicht den Schluß zu, daß die auf der Ca-Verteilung beruhenden 2-Pyroxen-Kalibrierungen zur Temperaturermittlung herangezogen werden können. Vielmehr hat sich bei der P-T-Berechnung des AA-Peridotitkörpers gezeigt, daß sich die 2-Pyroxen-Thermometer bei einem existierenden Ungleichgewicht zu niedrigeren Temperaturen verschieben und

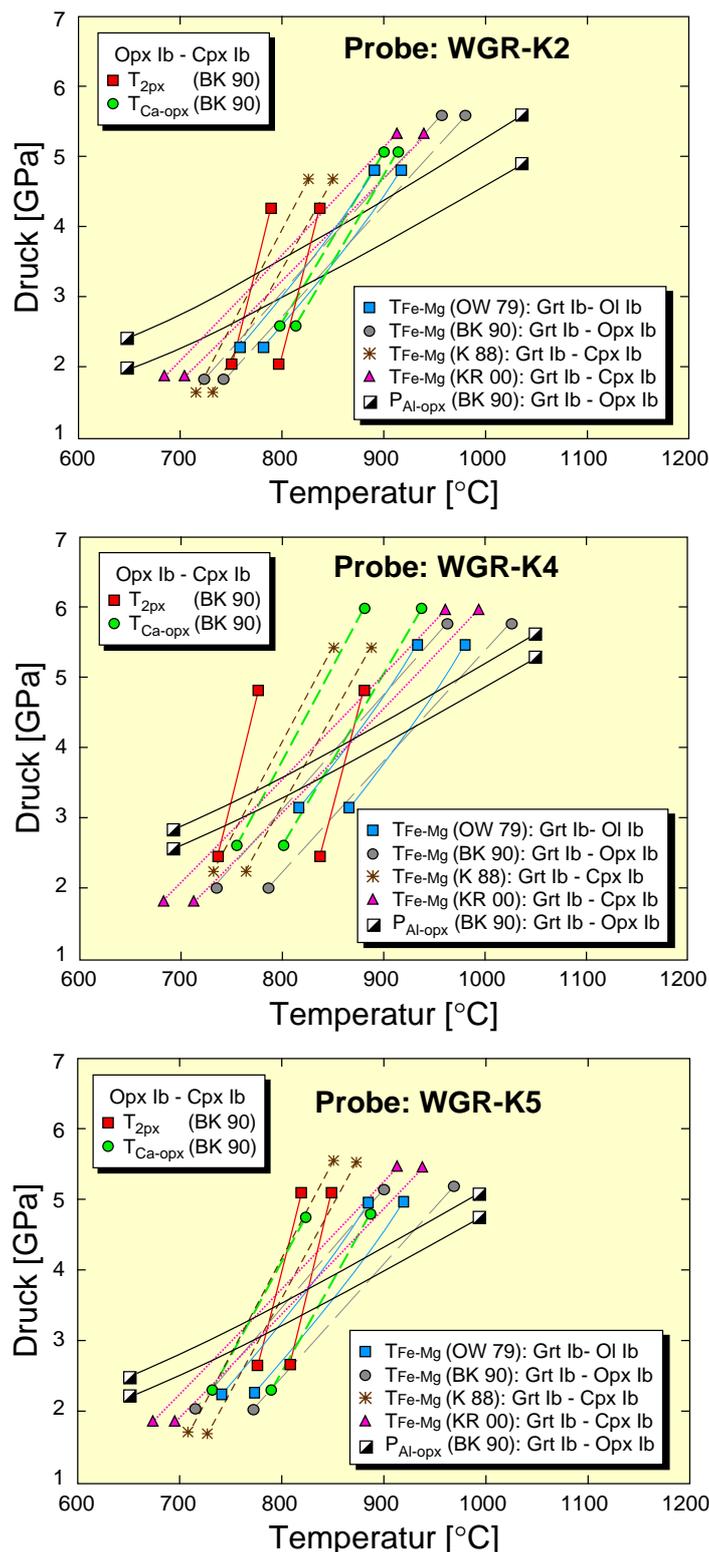


Abb. 73. P-T-Ergebnisse der Proben K2, K4 und K5 basierend auf Kernzusammensetzungen der Porphyroklasten. Jedes Thermometer ist mit seiner oberen und unteren 1 σ -Grenze dargestellt. Die Fe-Mg-Austauschthermometer zwischen Grt Ib, Ol Ib, Opx Ib und Cpx Ib (O'Neill & Wood, 1979; Brey & Köhler, 1990; Krogh, 1988; Krogh Ravna, 2000) fallen in den gleichen P-T-Bereich wie die 2-Pyroxen-Thermometer (Brey & Köhler, 1990). Allerdings ist diese Übereinstimmung nur rein zufällig, da aufgrund des Ca-Ungleichgewichts die 2-Pyroxen-Thermometer nicht signifikante T-Werte ergeben. Metamorphe Peakbedingungen wurden mit 840 ± 50 °C und 3.5 ± 0.4 GPa abgeschätzt.

einen Bereich von etwa 800 bis 850 °C bei 3 GPa abdecken. Dementsprechend drängt sich der Verdacht auf, daß im Fall des Kalskaret-Granat-Olivin-Websterits die 2-Pyroxen-Thermometer mit den Fe-Mg-Austauschthermometern nur zufällig übereinstimmen. Mehr Gewißheit über diese These wird die Spurenelementverteilung zwischen Opx Ib und Cpx Ib geben, die im nächsten Kapitel behandelt wird.

Die Kombinationen der verschiedenen Geothermobarometer zeigen eine Variation der P-T-Bedingungen von 763 ± 10 °C / 3.08 ± 0.24 GPa (Grt-Cpx/Al-in-Opx, Probe K2) bis 888 ± 19 °C / 4.08 ± 0.17 GPa (Grt-Opx/Al-in-Opx, Probe K4) auf (Tab. 14). Dabei liefern die Grt-Opx- (Brey & Köhler, 1990) und Grt-Ol-Thermometer (O'Neill & Wood, 1979) in Kombination mit dem Al-in-Opx-Barometer (Brey & Köhler, 1990) tendentiell höhere Temperaturen und Drucke (Tab. 14). Beide Grt-Cpx-Kalibrierungen (Krogh, 1988; Krogh Ravn, 2000) zeigen demgegenüber etwas zu niedrige Temperaturen und Drucke (Tab. 14). Die großen Schwankungen der P-T-Ergebnisse sind bereits von Jamtveit et al. (1991) beschrieben worden. Jedoch läßt sich bei seinen P-T-Berechnungen keine Systematik in den Unterschieden der verwendeten Geothermobarometer-Kombination erkennen. Allein die P-T-Ergebnisse basierend auf dem Grt-Ol-Thermometer (O'Neill & Wood, 1979) in Kombination mit dem Al-in-Opx-Barometer (Nickel & Green, 1985) liegen im Bereich von 802 °C / 3.3 GPa bis 949 °C / 4.1 GPa und lassen eine Differenz vom mehr als 150 °C und 0.8 GPa erkennen. Der Höhepunkt der Metamorphose des Kalskaret-Websterits wird anhand der Fe-Mg-Austauschthermometrie zwischen Grt Ib und Opx Ib, Cpx Ib und Ol Ib in Kombination mit dem Al-in-Opx-Barometer (Grt Ib, Opx Ib) auf 840 ± 50 °C und 3.5 ± 0.4 GPa abgeschätzt. Der hohe Fe-Gehalt in den Kalskaret-Mineralphasen hat wahrscheinlich einen Einfluß auf die Resultate der Fe-Mg-Austauschthermometrie, weil durch den hohen Fe-Gehalt das $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ -Verhältnis vermutlich höher ausfällt verglichen mit den in dieser Studie ebenfalls bearbeiteten Mg-reichen alpinen Granat-Peridotiten. Dieser Verdacht wird gestützt durch die meist relativ niedrigen Oxidsummen und relativ hohen Kationensummen für Grt, Opx und Cpx (Tab. 13). Eine grobe Abschätzung für die Ergebnisse der Fe-Mg-Thermometer unter Berücksichtigung eines wahrscheinlichen $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ -Verhältnisses ergibt, daß die Abweichungen der Fe-Mg-Thermometrie im Kalskaret-Websterit im Vergleich zu den berechneten Abweichungen für den AA-Peridotit größer sind. Das bedeutet im Einzelfall eine positive Abweichung von > 40 °C für das Grt-Ol-Thermometer (O'Neill & Wood, 1979), > 30 °C für das Grt-Opx-Thermometer (Brey & Köhler, 1990) und eine negative Abweichung von > 50 °C für das Grt-Cpx-Barometer (Krogh, 1988; Krogh Ravn, 2000).

Die homogenen Ni-Gehalte in den Kernen der Grt Ib-Porphyrklasten und die für Mantel-Olivine typische Ni-Konzentration der Ol Ib-Körner von 3042 ppm stellen optimale Voraussetzungen für die Anwendung des Ni-in-Grt-Thermometers dar (Canil, 1994, 1999; Ryan et al., 1996). Für das Grt Ib-Korn in Probe K4 (Abb. 69) ergeben sich bei einer

durchschnittlichen Ni-Konzentration von 29 ppm je nach Thermometer-Kalibrierung Temperaturen zwischen 877 und 965 °C (Tab. 14). In Probe K5 besitzen die Grt Ib-Kerne leicht erhöhte Ni-Konzentrationen von 32 ppm, woraus Temperaturen zwischen 902 und 980 °C je nach Kalibrierung resultieren (Tab. 14). Generell tendieren die Ni-in-Grt-Temperaturen verglichen mit den ermittelten P-T-Bedingungen basierend auf den Fe-Mg-Austauschthermometern zu leicht erhöhten Temperaturen, liegen aber im Bereich der von Jamtveit et al. (1991) berechneten P-T-Ergebnisse. Die Anwendungen der Kalibrierungen von McDade et al. (2000) ergeben für T_{BK90}^{Ni} 785 °C und für T_{OW79}^{Ni} 804 °C bei einem nominalen Druck von 3.5 GPa für den Grt Ib in Probe K4. Leicht höhere Temperaturen von 798 °C für T_{BK90}^{Ni} und 815 °C für T_{OW79}^{Ni} ergeben sich aus dem Grt Ib der Probe K5. Damit liegen die in dieser Studie ermittelten T-Werte der McDade et al. (2000) Kalibrierungen im unteren P-T-Bereich.

Der Ca-Cr-Test (Brenker & Brey, 1997) für die Kalskaret-Granate liefert höhere P-T-Bedingungen zwischen 1050 °C / 4.5 GPa und 1250 °C / 6.5 GPa (Abb. 74), die nicht durch die Fe-Mg-Austauschthermometrie (O'Neill & Wood, 1979; Krogh, 1988; Krogh Ravn, 2000; Brey & Köhler, 1990) in Kombination mit dem Al-in-Opx-Barometer (Brey & Köhler, 1990) reflektiert werden. Es hat sich empirisch gezeigt, daß Granate aus Granat-Peridotitkörpern, die aus alten Kratonen stammen, in einem Ca-Cr-Diagramm in einem Bereich,

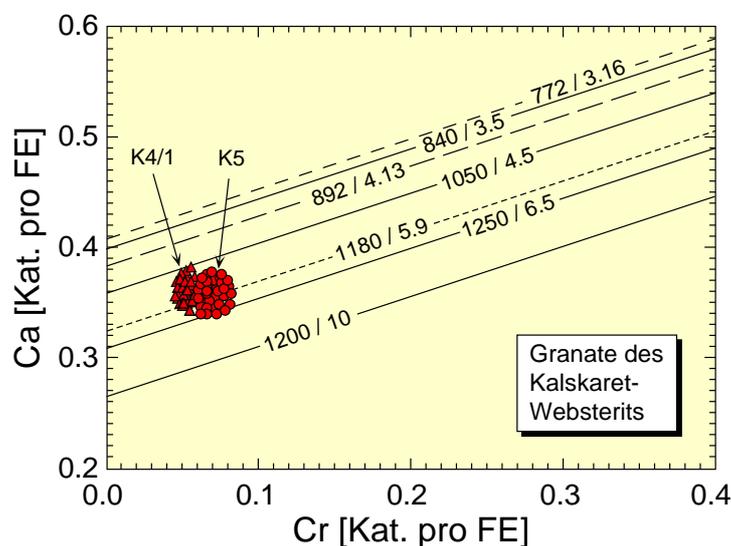


Abb. 74. Ca-Cr-Systematik nach Brenker & Brey (1997) für zwei unterschiedliche Grt Ib-Porphyrklasten aus dem Kalskaret-Granat-Websterit und berechnete Isolinien für unterschiedliche P-T-Bedingungen. Die Grt Ib-Körner fallen in einen wesentlich höheren P-T-Bereich, der nicht durch die Fe-Mg-Austauschthermometrie in Kombination mit dem Al-in-Opx-Barometer widerspiegelt wird. Entweder zeigen die Grt Ib-Körner noch ein Hochdruck-/Hochtemperaturstadium an oder einem stark verarmten Harzburgit ist später Granat zugeführt worden und resultierte in der Bildung des Websterits. Im letzteren Fall spiegelt die Ca-Cr-Systematik keine realistischen P-T-Bedingungen wider.

der sich unterhalb ihrer eigentlichen Äquilibration befindet, zum Liegen kommen. Gemäß dem Ca/Cr-Test impliziert dies entscheidend zu hohe Drucke und Temperaturen. Leider wurde in der Literatur dieses Phänomen bisher lediglich beschrieben (Brey, 1990), Erklärungen sind nicht zu finden. Allerdings gibt es im Prinzip für die Ergebnisse der Ca-Cr-Systematik (Brenker & Brey, 1997) der Kalskaret-Granate nur zwei plausible Erklärungen. Entweder die Granate deuten auf ein vorangegangenes Hochdruck-/Hochtemperaturstadium, welches nicht mehr durch die konventionelle Geothermobarometrie (Fe-Mg-Thermometer/Al-in-Opx-Barometer) widerspiegelt wird, oder aber die Granate sind später durch Schmelzprozesse einem verarmten Harzburgit zugeführt worden. Die Granate wären in diesem Fall an Ca verarmt, so daß die Ca-Cr-Systematik (Brenker & Brey, 1997) unrealistisch hohe P-T-Bedingungen anzeigen würde.

Tab. 14. Druck [GPa]- und Temperatur [°C]-Berechnungen basierend auf Kernzusammensetzungen der Mineralphasen des Kalskaret-Websteritkörpers für die Proben K2, K3 und K5.

Geothermobarometer	K2	K4	K5
Grt Ib / Opx Ib Kern			
T _{Fe-Mg} (BK 90)	842 ± 11	888 ± 19	848 ± 31
P _{Al-Opx} (BK 90)	3.56 ± 0.20	4.08 ± 0.17	3.78 ± 0.17
Grt Ib / Ol Ib Kern			
T _{Fe-Mg} (OW 79)	846 ± 13	892 ± 17	836 ± 15
P _{Al-Opx} (BK 90)	3.67 ± 0.28	4.13 ± 0.17	3.63 ± 0.17
Grt Ib / Cpx Ib Kern			
T _{Fe-Mg} (KR 00)	786 ± 14	810 ± 14	775 ± 12
P _{Al-Opx} (BK 90)	3.18 ± 0.18	3.49 ± 0.15	3.20 ± 0.16
T _{Fe-Mg} (K 88)	763 ± 10	788 ± 17	772 ± 11
P _{Al-Opx} (BK 90)	3.08 ± 0.24	3.29 ± 0.14	3.16 ± 0.16
Cpx Ib / Opx Ib Kern			
T _{2-Px} (BK 90)	792 ± 23	803 ± 42	804 ± 17
P _{Al-Opx} (BK 90)	3.24 ± 0.28	3.41 ± 0.14	3.39 ± 0.17
T _{Ca-Opx} (BK 90)	850 ± 7	816 ± 25	799 ± 28
P _{Al-Opx} (BK 90)	3.71 ± 0.19	3.52 ± 0.15	3.35 ± 0.16
Grt Ib / Ol Ib Kern (unabhängig von P)			
T _{Ni-Grt} (C 99)	keine Daten	947 ± 21	964 ± 23
T _{Ni-Grt} (R 96)	keine Daten	877 ± 21	902 ± 23
T _{Ni-Grt} (C 94)	keine Daten	965 ± 21	980 ± 23

Fortsetzung auf der nächsten Seite.

Tab. 14. Fortsetzung.

Geothermobarometer	K2	K4	K5
<i>Cpx Ib / Opx Ib Kern, für 3.5 GPa</i>			
T _{Co} (SAL 99)	keine Daten	1014 ± 47	1021 ± 38
T _{Ni} (SAL 99)	keine Daten	~ 1000	~ 980
T _{Ti} (SAL 99)	keine Daten	~ 950	~ 950
T _V (SAL 99)	keine Daten	643 ± 15	644 ± 13
T _{Sc} (SAL 99)	keine Daten	686 ± 13	677 ± 29
T _{Cr} (SAL 99)	keine Daten	597 ± 66	567 ± 34
<i>Cpx Ia / Grt Ib Kern, für 3.5 GPa</i>			
T _{Fe-Mg} (KR 00)	keine Daten	814 ± 9 790 ± 11	818 ± 9
T _{Fe-Mg} (K 88)	keine Daten	801 ± 8 779 ± 10	808 ± 10
<i>Grt Ia im Cpx Ib Kern, für 3.5 GPa</i>			
T _{Fe-Mg} (KR 00)	keine Daten	805 ± 7	769 ± 9 784 ± 11
T _{Fe-Mg} (K 88)	keine Daten	790 ± 7	808 ± 10 773 ± 11
<i>Ol Ia / Grt Ib Kern, für 3.5 GPa</i>			
T _{Fe-Mg} (OW 79)	773 ± 13	keine Daten	753 ± 12

Drucke wurden anhand des Al-Gehaltes in Opx koexistierend mit Grt gerechnet (Brey & Köhler, 1990). Temperaturen wurden berechnet mittels (1) Fe-Mg-Austauschthermometer zwischen Grt und Ol (O'Neill & Wood, 1979), Grt und Opx (Brey & Köhler, 1990) und Grt und Cpx (Krogh, 1988; Krogh Ravn, 2000), (2) 2-Pyroxen-Thermometer basierend auf dem Enstatit-Diopsid-Solvus (Brey & Köhler, 1990) und der Ca-Löslichkeit in Opx koexistierend mit Cpx (Brey & Köhler, 1990), (3) Ni-Verteilung zwischen Grt und Ol (Canil, 1994; Ryan et al., 1996; Canil, 1999) und (4) der Verteilung von Übergangsmetallen (Co, Ni, Ti, Cr, V, Sc) zwischen Opx und Cpx (Seitz et al., 1999).

4.3. Die Verteilung von Übergangsmetallen zwischen Orthopyroxen- und Klinopyroxen-Porphyrklasten

Die aufgrund der Verteilung der Übergangsmetalle (Seitz et al., 1999) für einen nominalen Druck von 3.5 GPa kalkulierten Temperaturen variieren beträchtlich. Während T_V, T_{Sc} und T_{Cr} niedrige Temperaturen von 567 bis 686 °C ergeben, liegen die T_{Co}-, T_{Ni}- und T_{Ti}-Werte bei höheren Temperaturen im Bereich von ca. 950 bis 1021 °C (Tab. 14). Die sehr hohen T_{Ni}- und T_{Co}-Werte sind auf gebildete Subsysteme der Form Opx Ib-Ol Ib (II) und Cpx Ib-Ol Ib (II) zurückzuführen. Dies wird deutlich, wenn die Co- und Ni-Zonierungsprofile der Opx Ib- und Cpx Ib-Körner betrachtet werden. Die Ni-Konzentrationen im Kernbereich der Opx Ib-Porphyrklasten weisen kaum noch ein Plateau auf und sind durch eine sehr ausgeprägte

Abnahme in Richtung der Ränder charakterisiert. Diese Abnahme stünde jedoch im Widerspruch zur einer Abkühlung, wenn sich Opx Ib mit Cpx Ib bezüglich Ni äquilibriert hätte. In diesem Fall sollten nämlich die Ni-Gehalte am Opx Ib-Rand zunehmen. Da niemals Opx Ib mit Cpx Ib im Kontakt zueinander gefunden wurde, diese Mineralphasen aber immer mit Ol Ib (II) in Berührung sind, ist es sehr wahrscheinlich, daß die Ni- und Co-Konzentration in den Pyroxenen durch Wechselwirkungen mit Olivin kontrolliert wurden. Olivin ist die einzige Phase im Kalskaret-Websterit, die bedeutsame Mengen an Ni und Co enthält. Die inkonsistenten T-Werte für die Ti-, V-, Sc- und Cr-Verteilung zwischen Opx Ib und Cpx Ib sind ein weiterer Hinweis für das herrschende Ungleichgewicht zwischen diesen beiden Phasen. Dies ist auch nicht weiter verwunderlich, da sich Opx Ib mit Cpx Ib bezüglich der Ca-Gehalte ebenfalls nicht im Gleichgewicht befinden. Die relativ niedrige Diffusivität von Ca, Ti, V, Sc und Cr in den Pyroxenen hat dieses Ungleichgewicht gefördert.

Da die Haupt- und Spurenelementverteilung zwischen Opx Ib und Cpx Ib eindeutig auf ein Ungleichgewicht hinweist, muß unweigerlich angenommen werden, daß die Ergebnisse der 2-Pyroxen-Thermometrie zufällig mit denen der Fe-Mg-Austauschthermometern übereinstimmen.

4.4. Retrograde Entwicklung

Die vorhandenen Paragenesen im Kalskaret-Websterit bieten keine Möglichkeiten, um die retrograden Stadien während der Exhumierung des Kalskaret-Granat-Olivin-Websterits mittels geothermobarometrischer Methoden zu berechnen. Daher muß sich die Erfassung der retrograden Entwicklung auf die vorhandenen Zonierungsprofile beschränken.

Die Fe-, Mg- und die Ni-Profile durch Grt Ib-Körner und die Ca-, Fe- und Mg-Profile durch Cpx Ib-Körner zeigen eine Abkühlung an. Die Mg-, Fe- und Al-Zonierung legt eine Druckentlastung nahe. Die große Variabilität der Randzusammensetzungen aller Kalskaret-Mineralphasen der Generation Ib (Tab. 12) und die daraus resultierenden stark variablen Randtemperaturen belegen, daß die Ränder der Minerale nicht äquilibriert waren. Dieses Ergebnis wird ebenfalls durch die sehr unterschiedlichen Randtemperaturen gestützt. So belaufen sich die minimalen Temperaturen der Fe-Mg-Austauschthermometer für die Randzusammensetzungen auf 620 °C für das Grt-Ol- (O'Neill & Wood, 1979), 691 °C für das Grt-Cpx- (Krogh Ravna, 2000) und 741 °C für das Grt-Opx-Thermometer (Brey et al., 1990) bei einem nominalen Druck von 3.5 GPa, der gewählt wurde, um einen besseren Vergleich mit den Peaktemperaturen zu ermöglichen. Eine Ni-Konzentration von 9.9 ppm am Rand von Grt Ib ergibt formal eine Temperatur von 789 °C (Canil, 1999).

Die Zusammensetzung der Cpx Ia-Einschlüsse in Grt Ib ist variabel und wird von der Korngröße kontrolliert. Tendenziell nehmen die berechneten Temperaturen (Grt-Cpx) mit der Korngröße ab. Bemerkenswert ist jedoch die grobe Übereinstimmung der Temperaturen für die Cpx Ia-Einschlüsse in Grt Ib, sowie für das Einschlußverhältnis von Grt Ia in Cpx Ib mit den berechneten Temperatur-Werten für Grt Ib-Cpx Ib-Paare (Tab. 14). Nur sehr kleine Einschlüsse von Cpx Ia in Grt Ib und Grt Ia in Cpx Ib zeigen leicht niedrigere Temperaturen an. Dies deutet auf eine gute Äquilibration der unterschiedlichen Einschlußverhältnisse hin. Bedingt durch diese gute Äquilibration der unterschiedlichen Einschlußverhältnisse können somit keine prograden Informationen aus den Einschlüssen mehr abgeleitet werden.

Die Ol Ia-Einschlüsse in Grt Ib ergeben leicht niedrigere Temperaturen von 753 bzw. 773°C für einen nominalen Druck von 3.5 GPa (Tab. 14). Die niedrigen Temperaturen verglichen mit den berechneten Temperatur-Werten der Grt Ia-Cpx Ib- und Cpx Ia-Grt Ib-Paare, ist auf die schnelle Fe-Mg-Diffusion im Olivin (Ganguly & Tazzoli, 1994; Griffin et al., 1996) zurückzuführen.

5. Diskussion

Die in dieser Studie durchgeführten thermobarometrischen Berechnungen ergaben keine neuen Erkenntnisse über die Peak-P-T-Bedingungen des Kalskaret-Granat-Olivin-Websterits. Die von Jamtveit et al. (1991) präsentierten P-T-Werte gleichen den in dieser Studie ermittelten Bedingungen. Diese werden mit 840 ± 50 °C und 3.5 ± 0.4 GPa abgeschätzt. Abbildung 75 zeigt einen P-T-Pfad des Kalskaret-Websterits ohne Angaben von Alterswerten. Durch die gute Äquilibration in lokalen Subsystemen hinsichtlich der Fe-Mg-Verteilung zwischen Grt Ib und Opx Ib, Cpx Ib und Ol Ib können keine Aussagen über die prograde Entwicklung getroffen werden. Ebenso bietet die Einschlußsystematik von Grt Ia in Cpx Ib und Cpx Ia in Grt Ib aufgrund der vollständigen Äquilibration keine Möglichkeit die prograde Entwicklung zu entschlüsseln. Ilmenit-Lamellen in Cpx Ib sind ein Anzeichen dafür, daß ursprünglich der Ti-Gehalt im Cpx Ib wesentlich höher gewesen sein muß. Nun ist zwar bekannt, daß der Ti-Einbau in Cpx eine Funktion sowohl von Druck und Temperatur ist (Sepp, 1998; Sepp & Kunzmann, 2001), jedoch existieren noch keine Quantifizierungen, die sich für eine geothermobarometrische Kalkulation eignen könnten. Es bleibt demnach weiterhin ungewiß, inwiefern die Ilmenit-Entmischung im Cpx Ib ein Anhaltspunkt für ein vorheriges Hochdruck- und/oder Hochtemperaturstadium darstellt. Bislang ist nur eine Lokalität (Sulu UHP-Terrane, China) bekannt, wo Ilmenit-Entmischungen in Cpx in einem Olivin-Granat-Pyroxenit gefunden wurden (Zhang & Liou, 1998). Ein hierfür möglicher kausaler Prozeß, der zu diesen Entmischungen geführt hat, wurde bislang nicht diskutiert.

Erstaunlich ist, daß trotz der guten Fe-Mg-Äquilibrierung des Websterits die Ca-Verteilung zwischen Opx Ib und Cpx Ib kein Gleichgewicht darstellt. Hinzu kommt die sehr niedrige Diffusivität von Ca, die insbesondere im Cpx vorliegt (Dimanov & Sautter, 2000), die höchst wahrscheinlich eine Gleichgewichtseinstellung verhindert hat. Für die Anwendung der 2-Pyroxen-Thermometrie erscheint es daher notwendig, daß diese auch in einer Berührungsparagenese miteinander vorliegen. Die gute lokale Fe-Mg-Äquilibrierung in Verbindung mit den beobachteten Ungleichgewichten zwischen Opx Ib und Cpx Ib hinsichtlich der Elemente mit niedriger Diffusivität (Ca, Cr, Sc, V, Ti) deutet auf ein rapide Bildung der Porphyroklasten hin gefolgt von einer schneller Abkühlung, so daß eine vollständige Äquilibrierung verhindert wurde.

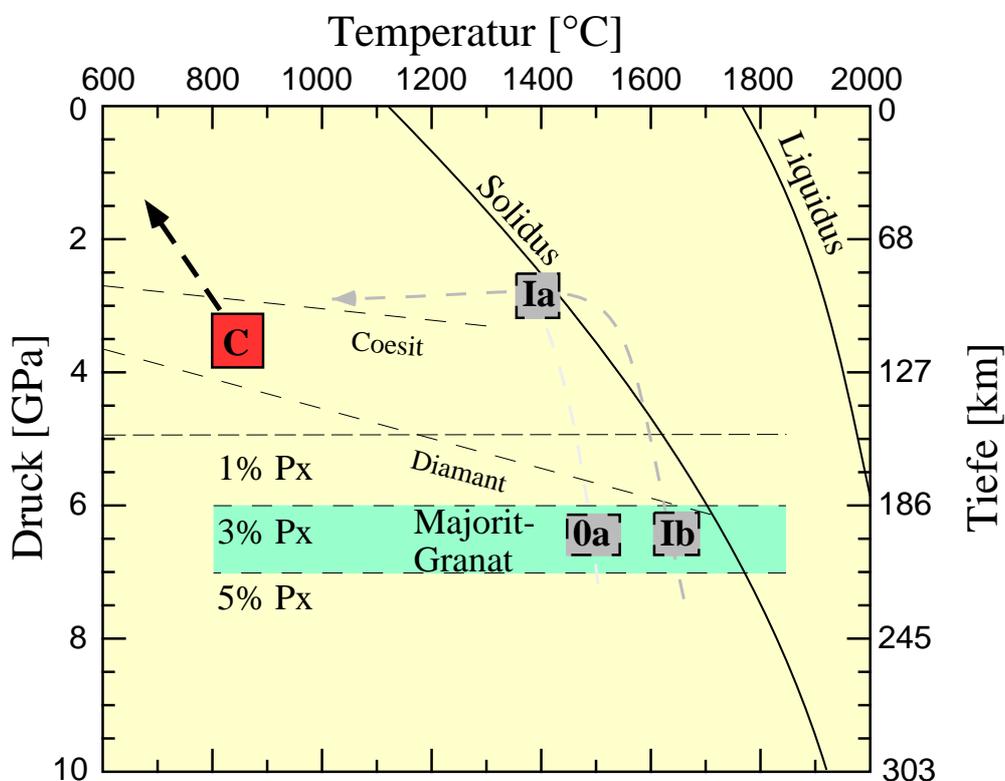


Abb. 75. P-T-Diagramm mit den metamorphen Peakbedingungen des Kalskaret-Granat-Olivin-Websterits. Das rote Rechteck reflektiert die in dieser Studie ermittelten P-T-Bedingungen basierend auf den Kernzusammensetzungen (C) der Porphyroklasten wider. Der gestrichelte graue Pfeil spiegelt zum Vergleich die metamorphen Bedingungen des Otrøy-Peridotites (WGR) nach der Arbeit von Van Roermund et al. (2000) wider. Da für die majoritischen Grt I im Otrøy-Peridotit keine Temperatur ermittelt werden kann, geben Van Roermund et al. (2000) zwei mögliche initiale Stadien gekennzeichnet mit 0a und Ib an. Punkt Ia stellt die P-T-Bedingungen für die Ca-Al-Opx mit 2 Gew.% CaO und 4 Gew.% Al dar. Inwiefern der Kalskaret-Websterit ebenso einen Ultra-Hochdruck-Herkunft aufweist, ist zweifelhaft. Majoritische Granate konnten nicht gefunden werden.

Mit dieser Behauptung werden natürlich auch die von Jamtveit et al. (1991) ermittelten Alterswerte von 1303 ± 236 Ma und 1163 ± 14 Ma für die Bildung der Porphyroklasten [Stadium II nach Carswell (1986)] in Frage gestellt. Aufgrund der langen Zeiträumen und der

metamorphen Überprägung hinsichtlich der kaledonischen Orogenese wäre eigentlich eine vollständige Äquilibrierung des Kalskaret-Websterits zu erwarten gewesen. Damit stellt sich die Frage, inwiefern die bis jetzt ermittelten Alterswerte des Kalskaret-Körpers eine Signifikanz besitzen. Gerade im Hinblick auf die festgestellten Ungleichgewichte in den Elementen mit niedriger Diffusivität zwischen Opx Ib und Cpx Ib ist anzunehmen, daß sich das Gestein auch bezüglich des Sm-Nd-Systems nicht im Gleichgewicht befindet. Sm und Nd sind ebenso Elemente mit relativ niedriger Diffusivität (Griffin et al., 1996). In Betracht gezogen muß ferner die Möglichkeit, daß die Grt Ib-Prophyroklaste dem Gestein später durch eine Schmelzinfiltration zugeführt wurden. Da es sich bei den untersuchten Kalskaret-Proben um einen Granat-Olivin-Websterit handelt, wird impliziert, daß diese Proben keinen gewöhnlichen Peridotit darstellen, sondern vielmehr eine Mischung aus einem Erdmantel-Peridotit und Kumulaten einer oberen Erdmantel-Schmelze repräsentieren (Rivalenti et al., 1995; Zanetti et al., 1999). Dies könnte auch der Grund dafür sein, daß die P-T-Bedingungen anhand der Ca-Cr-Systematik (Brenker & Brey, 1997) der Grt Ib-Prophyroklaste nicht mit den P-T-Werten der Fe-Mg-Austauschthermometer in Kombination mit dem Al-in-Opx-Barometer übereinstimmen. Die träge Ca-Diffusion im Grt (Griffin et al., 1996) hat eine Gleichgewichtseinstellung bezüglich Cr-Gehalt und Druck und Temperatur verhindert, nachdem die Grt Ib-Körnern dem Gestein zugeführt worden sind.

Im Kalskaret-Peridotitkörper gibt es keine Hinweise auf eine Ultra-Hochdruck-Herkunft, wie sie z.B. für die Granat-Peridotite von der Insel Otrøy (Ugelvik) (Van Roermund & Drury, 1998; Van Roermund et al., 2000), Fjørtoft und Flemsøy (Terry et al., 1999) postuliert wird. Allerdings zeigen nur sehr wenige Granate im Otrøy-Körper eine majoritische Komponente an. Detaillierte Untersuchungen (Van Roermund et al., 2001) bezüglich der Mikrostrukturen im Granat haben gezeigt, daß die Pyroxen-Entmischungsnadeln mit einer Breite von 5 bis 10 μm nur in polykristallinen Granatknollen ($\leq 12 \text{ cm}$) und einzelnen Granatkristallen ($\leq 14 \text{ cm}$) gefunden wurden. Die normalen Matrix-Granate im Otrøykörper besitzen keine Anzeichen für eine ehemalige majoritische Komponente (Van Roermund et al., 2001). Es sollten daher sämtliche Peridotitvorkommen in der WGR bezüglich der metamorphen Entwicklung isoliert betrachtet werden. Das Schema der metamorphen Entwicklung der Mg-Cr-Peridotite in der WGR nach Carswell (1986) sollte nicht mehr angewendet werden. Innerhalb einer tektonischen Einheit (Decke) können nämlich Peridotite mit unterschiedlichen P-T_{max}-Bedingungen (Kalt et al., 1995; Kalt & Altherr, 1996; Altherr & Kalt, 1996; Paquin & Altherr, 2001) und unterschiedlicher Herkunft (Paquin & Altherr, 2000c) auftreten.

II. Metasomatische Überprägung des Kalskaret-Websteritkörpers

1. Li-Konzentrationen in den Phasen des Kalskaret-Websterits

Detaillierte Li-Messungen wurden an allen dominierenden Mineralphasen des Kalskaret-Granat-Olivin-Websterits durchgeführt. Insbesondere durch die Tatsache, daß es sich bei den untersuchten Proben um Granat-Olivin-Websterite handelt, die eine Mixtur aus einem Erdmantel-Peridotit und einer oberen Erdmantel-Schmelze (Rivalenti et al., 1995; Zanetti et al., 1999) darstellen, bietet es sich an, das Verhalten von Li in diesem Gestein zu untersuchen. Von Interesse ist besonders, inwieweit die Li-Verteilung noch Anhaltspunkte zu Schmelzprozessen im Kalskaret-Websterit liefert. Details zur Mikroanalytik finden sich im Anhang. Die Variabilität der Li-Konzentrationen ist in Tabelle 15 gegeben.

Granat

Die Grt Ia-Einschlüsse in Cpx Ib zeigen im Kern einen Li-Gehalt von 0.23 bis 0.3 ppm. Die Ränder dagegen führen leicht niedrigere Li-Gehalte von 0.19 bis 0.27 ppm (Abb. 76). Aufgrund der kleinen Korngrößen der Grt Ia-Körner konnten keine richtigen Ionensondenprofile über diese Körner gelegt werden.

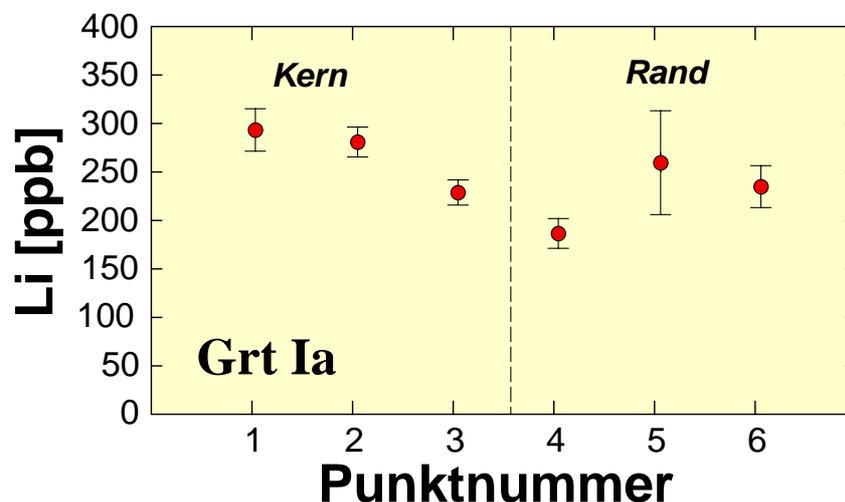


Abb. 76. Li-Konzentrationen der Grt Ia-Einschlüsse in den Cpx Ib-Körnern. Probe K5.

Die Grt Ib-Porphyroklasten besitzen relativ homogene Li-Gehalte von 0.11 bis 0.16 ppm. Diese geringen Li-Konzentrationen deuten im allgemeinen auf einen verarmten Charakter hin. Nur am äußersten Rand und entlang von Rissen steigen die Li-Gehalte auf Werte bis zu 0.17 ppm an (Abb. 77). Insgesamt weisen die Grt Ib-Körner im Vergleich zu den Grt Ia-Einschlüssen geringere Li-Konzentrationen auf.

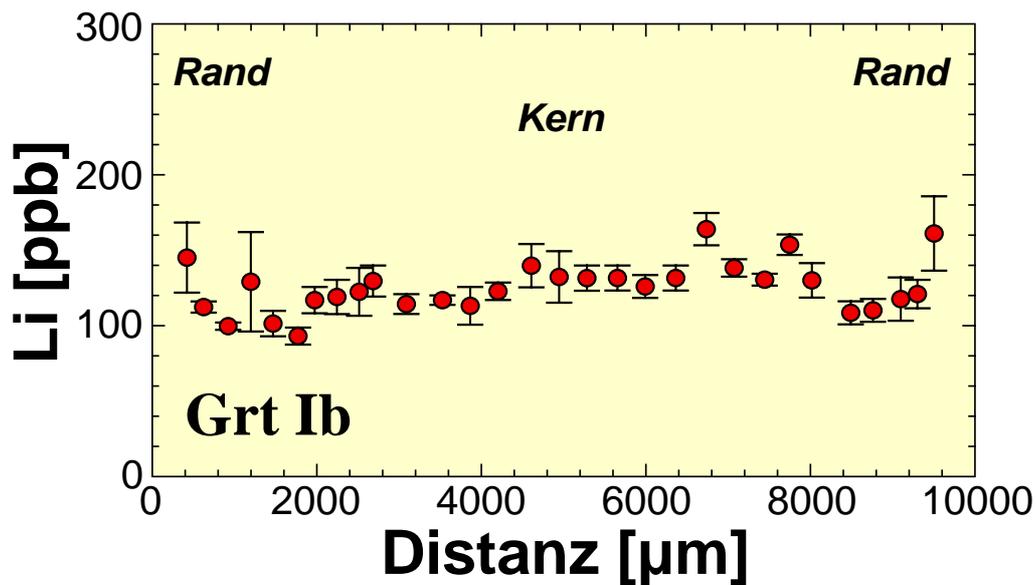


Abb. 77. Li-Profil durch einen Grt Ib-Porphyrklasten. Am äußersten Rand und entlang von Rissen steigen die Li-Konzentrationen leicht an. Insgesamt implizieren die niedrigen Li-Konzentrationen einen mehr verarmten Charakter für die Grt Ib. Probe. K4/1.

Orthopyroxen

Die Opx Ib-Porphyrklasten zeigen einen leichten Zonarbau mit leicht ansteigenden Li-Gehalten an den Rändern (Abb. 78). Während die Kerne verarmte Werte von 0.14 bis 0.19 ppm aufweisen, ergaben Einzelmessungen an den Opx Ib-Rändern Li-Gehalte bis zu 0.39 ppm (Tab. 15) und belegen eine Li-Anreicherung in den Rändern. Trotz der Anreicherung deuten die generell niedrigen Li-Gehalte immer noch auf einen verarmten Charakter.

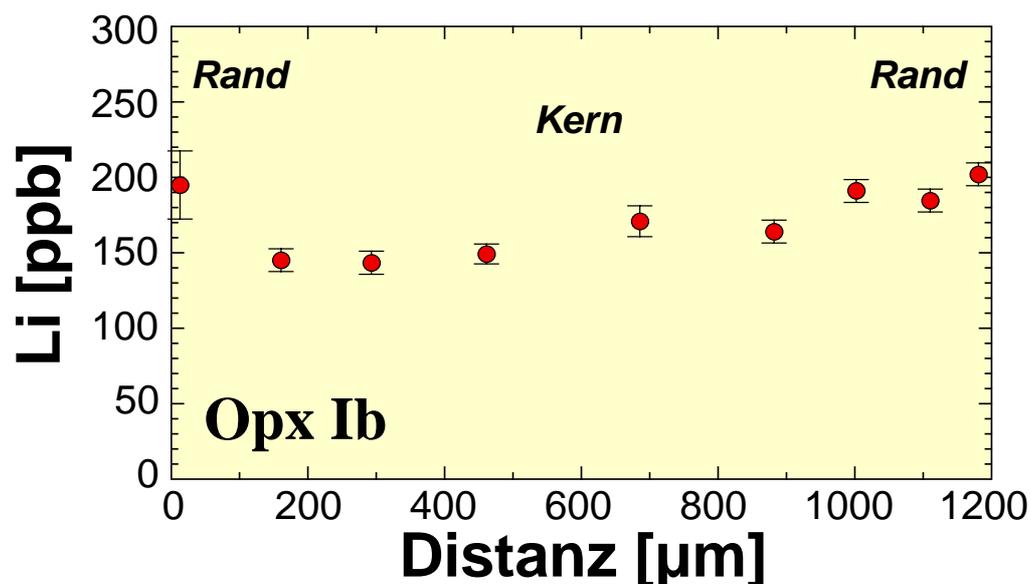


Abb. 78. Li-Profil durch einen Opx Ib-Porphyrklasten mit ansteigenden Li-Konzentrationen vom Kern zum Rand. Die insgesamt niedrigen Li-Konzentrationen in den Opx Ib-Körnern deuten auf einen mehr verarmten Charakter dieser Phase hin. Probe K4/1.

Olivin

Zwischen den verschiedenen Ol-Generationen (Ol Ia, Ib, II) läßt sich kein signifikanter Unterschied hinsichtlich der Li-Gehalte feststellen. Insgesamt sind die Li-Gehalte aller Ol-Generationen leicht erhöht gegenüber Olivinen aus einem fertilen Erdmantel-Bereich, die Gehalte von 1 bis 2 ppm aufweisen (Seitz & Woodland, 2000). So liegen die Li-Gehalte der Ol Ia-Einschlüsse in Grt Ib zwischen 1.88 und 2.02 ppm (Tab. 15). Die Ol Ib-Porphyrklasten besitzen Kernkonzentrationen von 1.95 bis 2.51 ppm und geringfügig niedrigere Randkonzentrationen von 1.78 bis 2.06 ppm (Tab. 15). Die Ol II-Matrix-Körner weisen homogene Li-Gehalte von 2.20 bis 2.31 ppm auf (Tab. 15). Aufgrund der kleinen Korngrößen wurde bei Ol Ia und Ol II nicht zwischen den Li-Gehalten im Kern und in den Randbereichen differenziert.

Klinopyroxen

Die größeren Cpx Ia-Einschlüsse ($> 500 \mu\text{m}$) in Grt Ib zeichnen sich durch vom Kern zum Rand abnehmende Li-Gehalte aus (Abb. 79). Homogene Kernzusammensetzungen sind nicht ausgebildet. Während im Kernbereich noch erhöhte Li-Gehalte bis zu 2.59 ppm vorherrschen, sind die Ränder durch geringere Konzentrationen zwischen 1.20 und 1.36 ppm gekennzeichnet. Kleinere Cpx Ia-Einschlüsse in Grt Ib besitzen im Kern Li-Gehalte < 2 ppm.

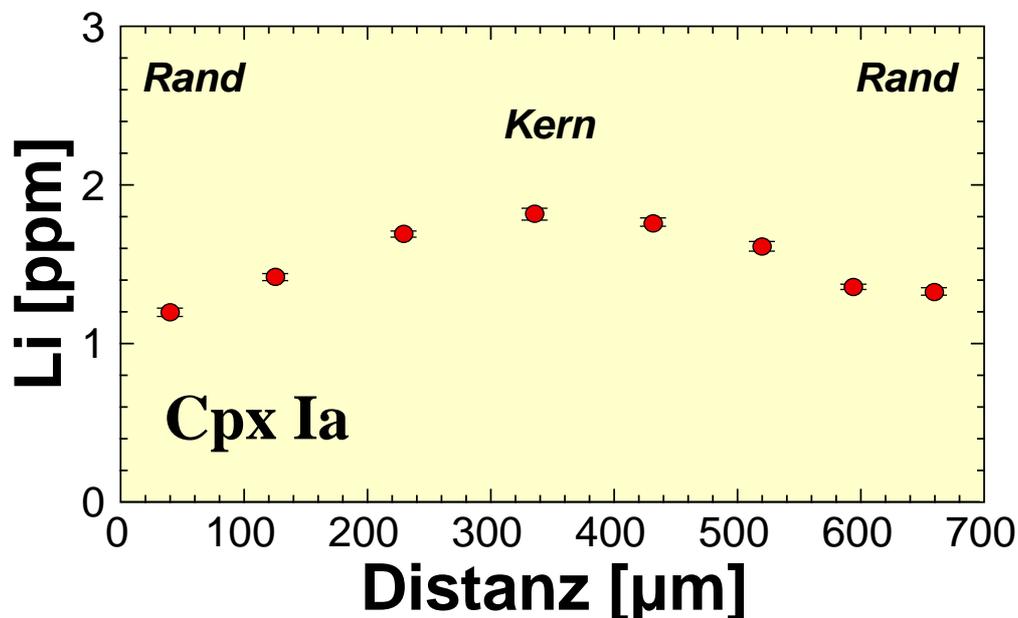


Abb. 79. Zoniertes Li-Profil durch einen Cpx Ia-Einschluß in einem Grt Ib-Porphyrklast mit fallender Li-Konzentration in Richtung der Ränder. Probe. K5.

Die Cpx Ib-Porphyroklasten zeigen einen ausgeprägten Zonarbau (Abb. 80) mit ausgedehnten, homogenen Kernzusammensetzungen von 2.74 bis zu 4.07 ppm und zum Rand hin abnehmende Li-Gehalte bis zu 1.24 ppm (Tab. 15). Sowohl Cpx Ia als auch Cpx Ib zeichnen sich durch deutlich erhöhte Li-Konzentrationen im Kern aus. Verglichen hierzu beträgt die Li-Konzentration in Cpx aus fertilen Erdmantelgesteinen nur 0.5 bis 1.3 ppm (Seitz & Woodland, 2000).

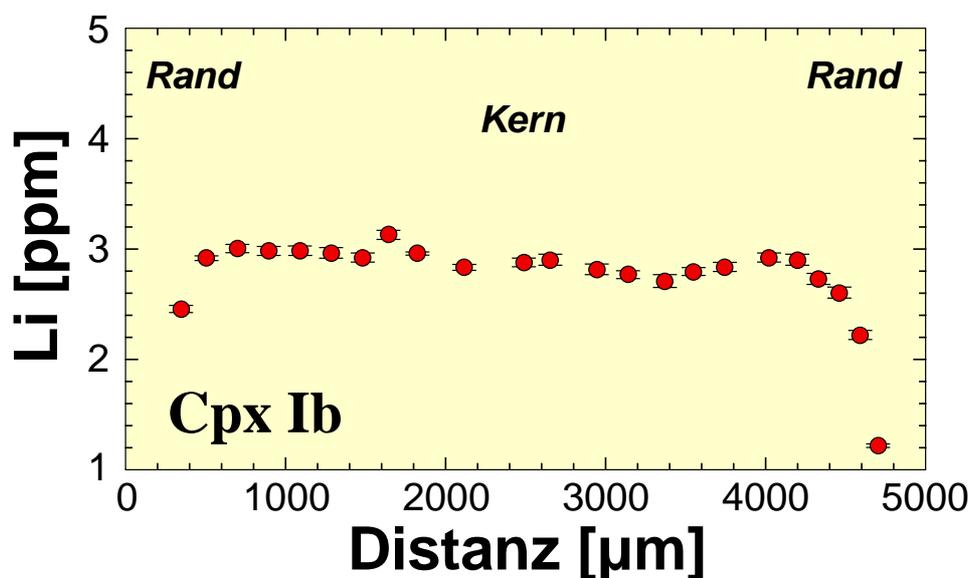


Abb. 80. Zoniertes Li-Profil durch einen Cpx Ib-Porphyroklasten mit homogener Kernzusammensetzung und fallender Li-Konzentration an den Rändern. Probe K4/1.

Tab. 15. Chemische Variabilität der Li-Gehalte [ppm] in den Phasen des Kalskaret-Websterits.

Phase	Kern	Rand
Granat Ia	0.23 - 0.30	0.19 - 0.27
Granat Ib	0.11 - 0.16	0.11 - 0.17
Klinopyroxen Ia	1.76 - 2.59	1.20 - 1.36
Klinopyroxen Ib	2.74 - 4.07	1.24 - 2.50
Orthopyroxen Ib	0.14 - 0.19	0.14 - 0.39
Orthopyroxen II	0.08 - 0.26	n.a.
Olivin Ia	1.88 - 2.02	n.a.
Olivin Ib	1.95 - 2.51	1.78 - 2.06
Olivin II	2.2 - 2.31	n.a.

n.a. = nicht analysiert.

2. Li-Verteilung im Kalskaret-Websterit und metasomatische Implikationen

Die insgesamt deutlich erhöhten Li-Gehalte in Cpx Ia und Cpx Ib sowie in Ol Ia, Ib und II dokumentieren eine kryptische metasomatische Überprägung des Kalskaret-Websterits. Abbildung 81 stellt die Li-Verteilungen zwischen Opx Ib und Cpx Ib dar. Die Li-Verteilung zwischen diesen beiden Phasen befindet sich nicht im Gleichgewicht. Des Weiteren sind die Opx Ib-Körner durch sehr geringe Li-Konzentrationen gekennzeichnet, die auf einen verarmten Charakter hinweisen. Die Li-Verteilung zwischen Ol Ia und Cpx Ia befindet sich dagegen nahezu im Gleichgewicht, obwohl die absoluten Konzentrationen beider Phasen gegenüber einer Verteilung im fertilen Erdmantel bereits deutlich erhöht sind (Abb. 82). Nur einige Cpx Ia-Körner besitzen erhöhte Li-Konzentrationen (Abb. 82). Die Li-Verteilung zwischen Ol Ib und Cpx Ib repräsentiert allerdings eine Ungleichgewicht (Abb. 82). Auch in dieser Situation sind sowohl Ol Ib als auch Cpx Ib durch leicht erhöhte Li-Konzentrationen charakterisiert (Abb. 82).

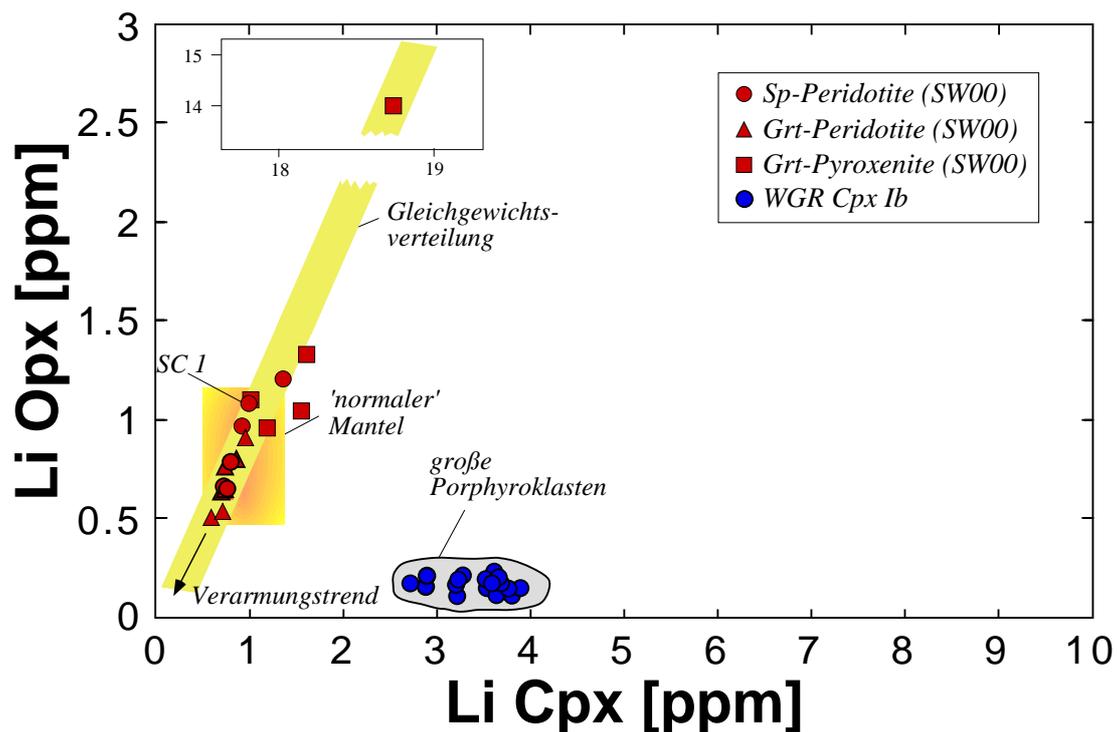


Abb. 81. Das Konzentrationsdiagramm zeigt ein Ungleichgewicht in der Li-Verteilung zwischen Opx Ib- und Cpx Ib-Porphyroklasten. Opx Ib besitzt niedrige Li-Konzentrationen und impliziert daher einen verarmten Charakter. Cpx Ib dagegen wurde im Zuge einer metasomatischen Überprägung an Li angereichert und besitzt deutlich erhöhte Li-Konzentrationen gegenüber Cpx aus fertilen im Gleichgewicht befindlichen Peridotiten. Der gelbe Balken repräsentiert Gleichgewichtsverteilung nach Seitz & Woodland (2000). Li-Konzentrationen in Opx und Cpx von fertilen Sp- und Grt-Peridotiten sowie von Grt-Pyroxeniten definieren das schattierte Rechteck und reflektieren normale Mantel-Bedingungen (Seitz & Woodland, 2000). SW00 = Seitz & Woodland (2000).

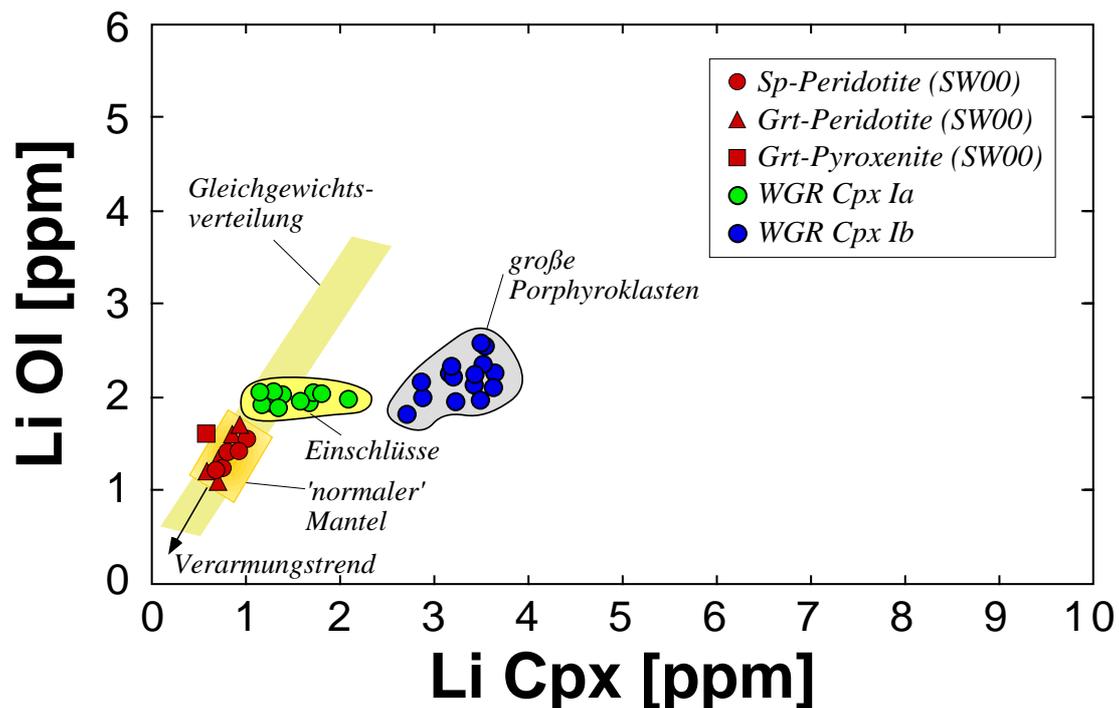


Abb. 82. Das Konzentrationsdiagramm zeigt nahezu eine Gleichgewichtsverteilung für Li zwischen Ol Ia- und Cpx Ia-Einschlüssen an, da beide Phasen während der metasomatischen Überprägung durch den Grt Ib von der Li-Zufuhr abgeschirmt worden sind. So erklären sich auch die niedrigeren Li-Konzentrationen in den Einschlüssen im Vergleich zu den höheren Konzentrationen der Porphyroklasten. Der gelbe Balken repräsentiert Gleichgewichtsverteilung nach Seitz & Woodland (2000). Li-Konzentrationen in Opx und Cpx von fertilen Sp- und Grt-Peridotiten sowie von Grt-Pyroxeniten definieren das schattierte Rechteck und reflektieren normale Mantel-Bedingungen (Seitz & Woodland, 2000). SW00 = Seitz & Woodland (2000).

Die metasomatische Überprägung des Kalskaret-Websterits hat vor allem zu einer bevorzugten Li-Anreicherung in Cpx aber auch zu einer Erhöhung der Li-Gehalte von Ol geführt. Eine Li-Abnahme an den Rändern der angereicherten Phasen Cpx und Ol deutet auf eine Entwicklung Richtung Gleichgewicht hin, die jedoch nicht vollständig abgelaufen ist (Abb 80, Tab. 15). Ebenso zeigt die Li-Anreicherung an den Rändern der Phasen mit verarmter Signatur (Grt, Opx) eine Annäherung Richtung Gleichgewicht an. Generell wurde die Li-Verteilung zwischen den Phasen Grt, Opx, Cpx und Ol zunächst durch eine metasomatische Überprägung, die zu Ungleichgewichten zwischen diesen Phasen geführt hat, kontrolliert. Nach der Überprägung entwickelten sich diese Ungleichgewichte in Richtung Gleichgewicht, wurden jedoch in unterschiedlichen Stadien eingefroren.

Die jeweiligen eingefrorenen Stadien, die sich zuvor in Richtung Gleichgewicht entwickelt haben, sind abhängig von der textuellen Position der einzelnen Phasen. So besitzen die Grt Ia-Einschlüsse in Cpx Ib höhere Li-Konzentrationen als die Grt Ib-Porphyroklasten, da Cpx Ib die höchsten Li-Gehalte aufweist und somit einen Speicher für Li darstellt. Darüber hinaus begünstigt die Einschlußsystematik den diffusiven Transport von Li aus Cpx Ib in den Grt Ia.

Dagegen verhalten sich die Cpx Ia-Einschlüsse in den Grt Ib-Porphyroklasten entgegengesetzt. Da Granat im Gleichgewicht mit Olivin, Ortho- und Klinopyroxen einen um den Faktor 3 bis 10 niedrigeren Li-Gehalt als die anderen Phasen aufweist, stellt er gegenüber dem zugeführten Li eine Barriere dar. Damit erfolgte die metasomatische Überprägung nach der Bildung der Grt Ib-Körner, so daß Cpx Ia keinen direkten Kontakt mit der metasomatischen Phase besaß und damit Li über Grt Ib zugeführt werden mußte. Dies hat zur Folge, daß die Li-Gehalte in den Cpx Ia-Körnern im Vergleich zu den Gehalten in den Cpx Ib-Körnern niedriger ausfallen. Die Abnahme von Li an den Rändern der Cpx Ia-Körner zeigt an, daß im Zuge der Gleichgewichtseinstellung sowohl Li an den Wirts-Grt als auch an die Matrix abgeführt wurde. Die hohen Li-Gehalte in den Cpx Ib-Porphyroklasten sind ein Zeichen dafür, daß Li während der metasomatischen Überprägung bevorzugt in diese Phase eingebaut wurde. Die markante Abnahme von Li an den Rändern der Cpx Ib-Körner zeigt ebenso, daß sich das System ein Stück in Richtung Gleichgewicht bewegt hat. Die Ol Ia-Einschlüsse in Grt Ib zeigen nur leicht erhöhte Li-Gehalte. Auch in diesen Einschlußverhältnissen wirkte der Grt Ib als Barriere für Li und verhinderte somit eine höhere Anreicherung von Li in Ol Ia. Diese „Filtereigenschaft“ von Grt Ib ist ebenfalls dafür verantwortlich, daß sich Ol Ia und Cpx Ia bezüglich ihrer Li-Verteilung im Gleichgewicht befinden. Die leicht erhöhten Li-Gehalte in den Ol Ib- und II-Körnern sind ein Anzeichen für die rapide Einstellung des Olivins auf die vorherrschenden Bedingungen. Demzufolge haben Ol Ia und Ib erst im Zuge der begonnenen Gleichgewichtseinstellung Li aufgenommen. Weiterhin ist davon auszugehen, daß der Kalskaret-Granat-Olivin-Websterit vor der metasomatischen Überprägung durch verarmte Li-Signaturen in seinen Phasen charakterisiert war, die auch jetzt noch durch die extrem niedrigen Li-Gehalte in Grt und Opx widerspiegelt werden.

Hinsichtlich der Li-Verteilung im Kalskaret-Websterit bleibt zusammenfassend festzuhalten, daß die metasomatische Überprägung zu erhöhten Li-Gehalten vorwiegend in Cpx Ib geführt hat, die in Ungleichgewichten zwischen Opx Ib-Cpx Ib und Ol Ib-Cpx Ib zum Ausdruck kommt (Abb. 81 und 82). Allerdings zeigt die Li-Abnahme an den Rändern der Cpx Ia- und Ib-Körner (Abb. 79 und 80), daß sich das System ein Stück weit in Richtung Gleichgewicht bewegt hat bevor es durch die Exhumierung (Abkühlung) eingefroren wurde. Die Grt Ib-Porphyroklasten wirken als eine Li-Barriere gegenüber ihren Cpx Ia- und Ol Ia-Einschlüssen. Eine Li-Anreicherung an den Rändern der Grt Ib- sowie Opx Ib-Körnern zeigt (Abb. 77 und 78), daß diese Phasen erst im Zuge der Gleichgewichtseinstellung Li aufgenommen haben. Im allgemeinen scheint die Li-Diffusion in den Phasen Cpx und Ol wesentlich rapider abzulaufen als in den Phasen Opx und Grt.

Die geringe Variabilität in den Li-Gehalten der angereicherten Kalskaret-Phasen kann ein Zeichen dafür sein, daß die metasomatische Überprägung durch eine Schmelzinfiltration verursacht wurde. Verglichen zu den Alpe Arami-Cpx II-Körnern sind die Kalskaret-Cpx Ib-

Körner durch deutlich niedrigere Li-Gehalte (3.7-15.4 vgl. zu 2.7-4.1 ppm) gekennzeichnet und könnten daher rein formal unter Berücksichtigung der D_{Li} (Cpx/Schmelze) mit Werten zwischen 0.07 und 0.25 (Blundy & Wood, 1994; Blundy et al., 1998; Brenan et al., 1998a; Blundy & Dalton, 2000; Wood & Trigila, 2001) aus einer silikatreichen Schmelze auskristallisiert sein. Es fehlen weitere Spurenelementdaten, damit verbindliche Aussagen über die Zusammensetzung der metasomatischen Phase getroffen werden können. Auch die gute lokale Äquilibrierung ist verantwortlich dafür, daß die metasomatische Überprägung nicht ohne weiteres mit einem bestimmten Prozeß in einem bestimmten tektonischen Milieu in Verbindung gebracht werden kann. Denkbar ist jedoch, daß die Bildung des Websterits durch die Infiltration und Kristallisation einer oberen Erdmantel-Schmelze unter Bildung von Kumulaten in einem vorherigen Erdmantel-Peridotit diese Li-Metasomatose verursacht haben könnte.

Zumindest ist anhand der Li-Verteilung in den Einschlußverhältnissen gesichert, daß die metasomatische Überprägung zeitlich gesehen nach der Bildung der Porphyroklasten stattgefunden hat. Da es keine zuverlässigen Altersdaten für den Kalskaret-Peridotitkörper gibt, können auch keine Alterangaben bezüglich der metasomatischen Überprägung getroffen werden. Damit ergibt sich zumindest spekulativ die Möglichkeit, daß der Kalskaret-Körper seine wesentliche Prägung (metamorph und metasomatisch) während der kaledonischen Orogenese erfahren hat. Weitere Spurenelement-Untersuchungen sind erforderlich, um diese Ungewißheiten zu klären.

RESÜMEE

In dieser Studie wurden die Spurenelementverteilungen in orogenen Granat-Peridotiten und Granat-Olivin-Websteriten näher charakterisiert, um weiterführende Aussagen über die geochemischen und metamorphen Entwicklungen dieser Gesteine treffen zu können. Hierzu sind sowohl Granat-Peridotite aus den Zentralalpen (Schweiz) als auch ein Granat-Olivin-Websterit aus der *Western Gneiss Region* der skandinavischen Kaledoniden (SW-Norwegen) untersucht worden. Der Schwerpunkt dieser Arbeit wurde auf die Entschlüsselung der metamorphen und geochemischen Entwicklung des Alpe Arami-Granat-Peridotitkörpers gelegt. Diese Ergebnisse wurden mit dem Cima di Gagnone-Peridotit verglichen.

Die metamorphe Entwicklung des AA-Peridotitkörpers als Gegenstand äußerst kontroverser Diskussionen war in besonderer Weise geeignet, anhand von Spurenelementverteilungen im einzelnen nachvollzogen und erklärt zu werden. Dabei hat sich gezeigt, daß gerade die Spurenelementverteilung im AA-Peridotit wesentlich dazu beiträgt, die petrologische Geschichte dieses sehr bekannten Gesteins aufzudecken. Bestätigt wurde, daß es notwendig ist, zuerst über die Petrographie gerade im Hinblick auf verschiedene Phasengenerationen und deren Hauptelementchemie einen guten Überblick zu erlangen, bevor zeitaufwendige ionensondenanalytische Messungen durchgeführt werden. Für den AA-Peridotit konnte dabei eindeutig gezeigt werden, daß dieser aus unterschiedlichen Phasengenerationen aufgebaut ist, die von den vorherigen Bearbeitern nicht erkannt worden waren. Zudem konnte zweifelsfrei gezeigt werden, daß sich der AA-Peridotit bezüglich der schnell diffundierenden Elemente Fe, Mg, Co und Ni vollständig bei P-T-Bedingungen von 1180 °C und 5.9 GPa äquilibriert hat. Ein Ca-Ungleichgewicht zwischen den Opx- und Cpx-Porphyrroklasten ist die Ursache für die von den anderen Bearbeitern berechneten niedrigeren P-T-Bedingungen von ca. 800 °C und 3.0 GPa. Das generelle Ungleichgewicht in Elementen mit niedriger Diffusivität (Sc, V, Ti, Cr, Al) zwischen den Opx Ib-Cpx Ib- und Opx II-Cpx II-Paaren ist ein Anzeichen sowohl für eine schnelle Subduktion als auch Exhumierung, die es ermöglicht hat, die Elementverteilung trotz hoher Temperaturen von 1180 °C im wesentlichen von der Diffusivität der Elemente zu steuern. Diese Beobachtung ist für die metamorphe Petrologie von besonderer Bedeutung, da in bisher zu dieser Thematik veröffentlichten Artikeln der Diffusivität bei der Berechnung von metamorphen Temperaturen und Drucken nicht ausreichend Aufmerksamkeit gewidmet worden ist.

Verglichen mit dem AA-Peridotit ist der CdG-Peridotit durch signifikant unterschiedliche Spurenelementkonzentrationen charakterisiert. Auch deuten die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Porphyroklasten beider Peridotite auf eine unterschiedliche Herkunft und Entwicklung der beiden Körper hin. Während der CdG-Peridotit ein ehemals hydrothermal alteriertes serpentinisiertes

Stück subduzierter ozeanischer Lithosphäre darstellt, ist der AA-Peridotit ein direkt aus dem Erdmantel stammender Gesteinskörper, der im Zuge der alpinen Orogenese in die Kruste eingeschuppt worden ist. Die Anwendung der 2-Pyroxen-Thermometer in peridotitischen Systemen scheint nur dann gerechtfertigt zu sein, wenn die Pyroxene entweder im Kontakt zueinander vorkommen oder die Ca-Verteilung zwischen diesen beiden Phasen durch eine Ca-Phase wie z.B. Ca-Amphibol gepuffert wird. Granat reicht hierfür offensichtlich nicht aus. Ebenso sollten die 2-Pyroxen-Spurenelementthermometer (Seitz et al., 1999) auch nur bei im Kontakt vorkommenden Pyroxen-Paaren verwendet werden. Zu beachten ist, daß sich für die Elemente Ni und Co Subsysteme der Form Klinopyroxen-Olivin und Orthopyroxen-Olivin ausbilden können. In diesen Subsystemen verhalten sich jedoch die Ni- und Co-Verteilung umgekehrt zum Orthopyroxen-Klinopyroxen-System. Bei kleinen Korngrößen der Pyroxen-Körner kann insbesondere die Ni-Verteilung sehr schnell von diesen neu gebildeten Subsystemen kontrolliert werden. Die Anwendung der 2-Pyroxen-Spurenelement-Thermometer (Seitz et al, 1999) bedarf in jedem Fall einer vorherigen Evaluation der Zonierungsprofile. Auch im Kalskaret-Websteritkörper befindet sich die Ca-Verteilung zwischen den Opx Ib- und Cpx Ib-Porphyroklasten trotz der sehr gut entwickelten lokalen Äquilibration hinsichtlich der Haupt- und Spurenelemente im Ungleichgewicht. Dagegen hat sich das Ni-in-Grt-Thermometer in dieser Studie als ein bedeutsames Thermometer gezeigt, da es nahezu druckunabhängig ist und sich begünstigt durch die schnelle Diffusion von Ni schnell auf ein von herrschenden T-Bedingungen abhängiges Gleichgewicht einstellt. Die deutlich unterschiedlichen Ni-Gehalte in den drei untersuchten Granat-Peridotiten (AA, CdG, Kalskaret) bestätigen diese Ansicht.

Über die metamorphe Entwicklung des Kalskaret-Websteritkörpers konnten keine neue Erkenntnisse gewonnen werden. Allerdings zeigten die Arbeiten von Van Roermund & Drury (1998), Van Roermund et al. (2000) und Van Roermund et al. (2001), daß offensichtlich nur ganz bestimmte Granate (Grt I) in der Form von polykristallinen Granatknollen (≤ 12 cm) oder einzelnen Granatkristallen (≤ 14 cm) noch Mikrostrukturen enthalten, die einen Hinweis auf ein UHP-Stadium darstellen. Die in Teil 2 bearbeiteten Proben führten nur einen gewöhnlichen Grt Ib-Porphyroklast mit einer durchschnittlichen Größe von ca. 4 bis 6 mm. Auch im Aufschluß vor Ort konnten nicht annähernd so große Granate, wie von Van Roermund et al. (2000, 2001) beschrieben, gefunden werden. Damit bleibt weiterhin ungeklärt, ob der Kalskaret-Peridotitkörper ebenso ein UHP-Stadium durchlaufen hat wie der Otrøy-Peridotitkörper. Die Ilmenit-Entmischungen im Kalskaret-Cpx Ib-Porphyroklast könnten allerdings einen Hinweis auf ein vorheriges Hochdruck- und/oder Hochtemperaturstadium darstellen.

Die detaillierten Li-Messungen an den AA- und Kalskaret-Peridotit haben das Potential von Li als Tracer-Element für metasomatische Prozesse aufgezeigt. Insbesondere haben die systematischen Li-Messungen am AA-Peridotit ergeben, daß dieser Gesteinskörper

kontinuierlich während der Exhumierung durch Li-reiche superkritische H₂O-Silikatschmelzphasen im Zuge einer Metasomatose überprägt worden ist. Diese metasomatische Überprägung führte zur Bildung sekundärer Cpx-Generationen in Form fein verteilter Cpx II-Körner in der Matrix und Cpx III-reicher Gänge. Die Metasomatose ist auch an der nach innen gerichteten Diffusion von Li in Cpx Ib und Grt I zu erkennen und ist sowohl zwischen Opx Ib-Cpx Ib- als auch Opx II-Cpx II-Paaren verantwortlich für das Ungleichgewicht bezüglich der Li-Verteilung. Ebenso ist der Kalskaret-Websterit von einer Metasomatose betroffen worden, die sich vor allem aus einer Li-Anreicherung in den Cpx Ib-Porphyroklasten ergibt. Entgegen der nach innen gerichteten Li-Diffusion in den meisten AA-Phasen, ist die Li-Zonierung in den Kalskaret-Phasen durch eine nach außen gerichtete Netto-Diffusion von Li gekennzeichnet. Insgesamt ergeben sich aus den Li-Verteilungen für den Kalskaret-Websterit bezüglich der betrachteten Subsysteme unterschiedliche Stadien, die auf dem Weg in Richtung Gleichgewichtseinstellung eingefroren worden sind. Die Li-Gehalte der beiden Einschlußsysteme von Grt Ia in Cpx Ib und Cpx Ia in Grt Ib stellen einen Hinweis darauf dar, daß die metasomatische Überprägung nach der Bildung der Porphyroklasten erfolgt sein mußte. Bemerkenswert ist weiterhin, daß sich bezüglich der Li-Verteilung kein Gleichgewicht eingestellt hat. Generell scheinen die Granate und Orthopyroxene nur sehr langsam das Li aufzunehmen, während die Klinopyroxene das Li schon während der metasomatischen Überprägung einbauen und erst im Zuge der Gleichgewichtseinstellung überschüssiges Li an die anderen Phasen abgeben. Der Olivin besitzt die Eigenschaft, sich schnell auf die vorherrschenden Bedingungen einzustellen. Dies gilt sowohl für die T-abhängige Fe-Mg-Verteilung zwischen Ol und Grt als auch für die Li-Verteilung zwischen Ol und Cpx.

Sicherlich besitzt die Studie keinen Anspruch auf Vollständigkeit, da nicht das ganze Spektrum der Spurenelemente behandelt wurde, sondern sich die Arbeit auf die Übergangsmetalle und auf das leichte Element Li konzentrierte. Deutlich wurde, daß grundsätzlich in den Spurenelementen und deren Verteilung der Schlüssel für das Verständnis von orogenen Granat-Peridotiten liegt. Dennoch sind weitere Arbeiten erforderlich, um das Verhalten und die Verteilung von z.B. seltenen Erden in orogenen Granat-Peridotiten zu evaluieren und damit zu interpretieren. Dies scheint besonders im Hinblick auf bisher durchgeführte Datierungen der WGR-Peridotitkörper vielversprechend zu sein. Sm- und Nd-Zonierungsmuster könnten die Problematik der Interpretationen von Sm-Nd-Datierungen an Granat-Porphyroklasten mit variierenden Altern zwischen 816 bis 1350 Ma (Jamtveit et al., 1991; Brueckner et al., 1996) und einem Grt-Cpx-Gesamtgesteinsalter von 1703 Ma lösen. Die bisherige Interpretation von Jamtveit et al. (1991), die davon ausgeht, daß bei den Altern < 1703 das Sm-Nd-System durch nachfolgende tektonometamorphe Ereignisse gestört worden ist, kann im Hinblick auf die hierfür verfügbaren Daten nur als äußerst unbefriedigend betrachtet werden. Generell bieten sich auch für die in dieser Studie untersuchten Proben LA-ICPMS-Untersuchungen an (Laser-Ablation mit induktiv gekoppeltem Plasma-Massenspektrometer), um die chemische

Zusammensetzung der für die Metasomatose verantwortlichen metasomatischen Phasen näher zu charakterisieren. Der AA-Peridotit bietet die Möglichkeit in situ die metasomatische Überprägung von subduktionsbezogenen metasomatischen Phasen zu studieren.

LITERATURVERZEICHNIS

- Ai Y (1994) A revision of the garnet-clinopyroxene Fe²⁺-Mg exchange geothermometer. *Contrib Mineral Petrol* 115: 467-473
- Akaogi M, Akimoto S (1977) Pyroxene-garnet solid-solution equilibria in the systems Mg₄Si₄O₁₂-Mg₃Al₂Si₃O₁₂ and Fe₄Si₄O₁₂-Fe₃Al₂Si₃O₁₂ at high pressures and temperatures. *Phys Earth Planet Int* 15: 90-106
- Allaby A, Allaby A (1990) *The Concise Oxford Dictionary of Earth Sciences*. Oxford University Press, S 410
- Altherr R, Kalt A (1996) Metamorphic evolution of ultrahigh-pressure garnet peridotites from the Variscan Vosges Mts. (France). *Chem Geol* 134: 27-47
- Andréasson PG (1986) Sveve terranes, Swedish Caledonides. *GFF Meeting Proc Geol Foren Stockholm Forh* 108: 261-263
- Andréasson PG, Gee DG, Sukotji S (1985) Sveve eclogites in the Norrbotten Caledonides. In: Gee DG, Stuart BA (eds) *The Caledonide Orogen-Scandinavia and Related Areas*. John Wiley and Sons, Chichester: 887-901
- Arlt T, Kunz M, Stolz J, Armbruster T, Angel RJ (2000) P-T-X data on P2₁/c-clinopyroxenes and their displacive phase transitions. *Contrib Mineral Petrol* 138: 35-45
- Barker AJ (1984) The geology between Gratangenfjord and Salangsdalen, S. Troms, Norway and its regional significance. PhD thesis, University of Wales, S 419
- Barker AJ (1989) Metamorphic evolution of the Caledonian nappes of north central Scandinavia. In: Gayer RA (ed) *The Caledonide Geology of Scandinavia*. Graham and Trotman, London: 193-204
- Barker AJ, Gayer RA (1985) Caledonian-Appalachian Tectonic Analysis and Evolution of Related Oceans. In: Gayer RA (ed) *The Tectonic Evolution of the Caledonide-Appalachian Orogen*. Vieweg, Braunschweig: 126-165
- Becker H (1993) Garnet peridotite and eclogite Sm-Nd mineral ages from the Lepontine dome (Swiss Alps): New evidence for Eocene high-pressure metamorphism in the central Alps. *Geology* 21: 599-602
- Becker H (1997) Petrological constraints on the cooling history of high-temperature garnet peridotite massifs in lower Austria. *Contrib Mineral Petrol* 128: 272-286
- Berchova V (1996) Experimentelle Orthopyroxen Klinopyroxen Thermobarometrie im CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (CMASH) System. Dissertation, L-M-Universität München, S 162
- Bertrand P, Mercier JCC (1985) The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? *Earth Planet Sci Lett* 76: 109-122

- Blundy J, Dalton J (2000) Experimental comparison of trace element partitioning between clinopyroxene and melt in carbonate and silicate systems, and implications for mantle metasomatism. *Contrib Mineral Petrol* 139: 356-371
- Blundy J, Wood B (1994) Prediction of crystal-melt partition coefficients from elastic moduli. *Nature* 372: 452-454
- Blundy JD, Robinson JAC, Wood BJ (1998) Heavy REE are compatible in clinopyroxene on the spinel lherzolite solidus. *Earth Planet Sci Lett* 160: 493-504
- Bodinier JL, Dupuy C, Dostal J, Merlet C (1987) Distribution of trace transition elements in olivine and pyroxenes from ultramafic xenoliths: Application of microprobe analysis. *Am Mineral* 72: 902-913
- Boundy TM, Essene EJ, Hall CM, Austrheim H, Halliday AN (1996) Rapid exhumation of lower crust during continent-continent collision and late extension: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating of hornblendes and muscovites, Caledonian orogen, western Norway. *Geol Soc Am Bull* 108: 1425-1437
- Bozhilov KN, Green II HW, Dobrzhinetskaya L (1999) Clinoenstatite in Alpe Arami Peridotite: Additional Evidence of Very High Pressure. *Science* 284: 128-132
- Brady JB, McCallister RH (1983) Diffusion data for clinopyroxenes from homogenization and self-diffusion experiments. *Am Mineral* 68: 95-105
- Brattli B, Tørudbakken BO, Ramberg IB (1982) Resetting of a Rb-Sr total rock system in the Rödingsfjället Nappe Complex, Nordland, North Norway. *Norsk geol Tidsskr* 62: 219-224
- Brenan JM, Neroda E, Lundstrom CC, Shaw HF, Ryerson FJ, Phinney DL (1998a) Behaviour of boron, beryllium, and lithium during melting and crystallization: Constraints from mineral-melt partitioning experiments. *Geochim Cosmochim Acta* 62: 2129-2141
- Brenan JM, Ryerson FJ, Shaw HF (1998b) The role of aqueous fluids in the slab-to-mantle transfer of boron, beryllium, and lithium during subduction: Experiments and models. *Geochim Cosmochim Acta* 62: 3337-3347
- Brenker FE, Brey GP (1997) Reconstruction of the exhumation path of the Alpe Arami garnet peridotite body from depths exceeding 160 km. *J Metamorphic Geol* 15: 581-592
- Brey GP (1990) Geothermobarometry for lherzolites: experiments from 10 to 60 kb, new thermobarometers and application to natural rocks. *Habil Schrift, Technische Hochschule Darmstadt*, S 227
- Brey GP, Köhler T, Nickel KG (1990) Geothermobarometry in four-phase lherzolites I. Experimental results from 10 to 60 kb. *J Petrol* 31: 1313-1352
- Brey GP, Köhler T (1990) Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *J Petrol* 31: 1353-1378
- Brøgger WC (1880) Über Olivinfels von Søndmøre. *Neues Jb Miner Geol* 11: 187-192
- Brueckner HK (1969) Timing of ultramafic intrusions in the core zone of the Caledonides of southern Norway. *Am J Sci* 267: 1195-1212

- Brueckner HK (1974) 'Mantle' Rb/Sr and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios for clinopyroxenes from Norwegian garnet peridotites and pyroxenites. *Earth Planet Sci Lett* 24: 26-32
- Brueckner HK (1977a) A structural, stratigraphic and petrologic study of anorthosites, eclogites, and ultramafic rocks and their country rocks, Tafjord area, western south Norway. *Nor Geol Unders* 332: 1-53
- Brueckner HK (1977b) A crustal origin for eclogites and a mantle origin for garnet peridotites: Strontium isotopic evidence from clinopyroxenes. *Contrib Mineral Petrol* 60: 1-15
- Brueckner HK, Blusztajn J, Bakun-Czubarow N (1996) Trace element and Sm-Nd 'age' zoning in garnets from peridotites of the Caledonian and Variscan Mountains and tectonic implications. *J Metamorphic Geol* 14: 61-73
- Brueckner HK, Medaris Jr LG (1998) A tale of two orogens: the contrasting T-P-t history and geochemical evolution of mantle in high- and ultrahigh-pressure metamorphic terranes of the Norwegian Caledonides and the Czech Variscides. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 78: 293-307
- Brueckner HK, Medaris Jr LG (2000) A general model for the intrusion and evolution of 'mantle' garnet peridotites in high-pressure and ultra-high-pressure metamorphic terranes. *J Metamorphic Geol* 18: 123-133
- Bryhni I (1966) Reconnaissance studies of gneisses, ultrabasites, eclogites and anorthosites in Outer Nordfjord, Western Norway. *Nor Geol Unders Bull* 241: 1-68
- Bryhni I, Andréasson PG (1985) Metamorphism in the Scandinavian Caledonides. In: Gee DG, Stuart BA (eds) *The Caledonide Orogen-Scandinavia and Related Areas*. John Wiley and Sons, Chichester: 763-782
- Bucher-Nurminen K (1991) Mantle fragments in the Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics* 190: 173-192
- Bucher K, Frey M (1994) *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer, Berlin, Heidelberg, S 318
- Bureau H, Keppler H (1999) Complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids in the upper mantle: experimental evidence and geochemical implications. *Planet Sci Lett* 165: 187-196
- Burgess SR, Harte B (1999) Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9/G10 garnets in peridotite xenoliths. I Major element chemistry. In *7th Inter Kimberlite Conf Abstr Vol*, Cape Town: 66-80
- Canil D (1994) An experimental calibration of the 'Ni in garnet' geothermometer with applications. *Contrib Mineral Petrol* 117: 410-420
- Canil D (1996) An experimental calibration of the nickel in garnet geothermometer with applications: reply. *Contrib Mineral Petrol* 124: 219-223
- Canil D (1999) The Ni-in-garnet geothermometer: calibration at natural abundances. *Contrib Mineral Petrol* 136: 240-246

- Canil D, O'Neill HStC (1996) Distribution of ferric iron in some upper-mantle assemblages. *J Petrol* 37: 609-365
- Carswell DA (1968) Picritic Magma — Residual Dunite Relationships in Garnet Peridotite at Kalskaret near Tafjord, South Norway. *Contrib Mineral Petrol* 19: 97-124
- Carswell DA (1973) Garnet pyroxenite lens within Ugelvik layered garnet peridotite. *Earth Planet Sci Lett* 20: 347-352
- Carswell DA (1986) The metamorphic evolution of Mg-Cr type Norwegian garnet peridotites. *Lithos* 19: 279-297
- Carswell DA, Harvey MA, Al-Samman A (1983) The petrogenesis of contrasting Fe-Ti and Mg-Cr garnet peridotite types in the high grade gneiss complex of Western Norway. *Bull Mineral* 106: 727-750
- Channell JET, Kozur HW (1997) How many oceans? Meliata, Vardar, and Pindos oceans in Mesozoic Alpine paleogeography. *Geology* 25: 183-186
- Chauvet A, Dallmeyer RD (1992) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral dates related to Devonian extension in the southwestern Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics* 210: 155-177
- Cohen AS, O'Nions RK, Siegentaler R, Griffin WL (1988) Chronology of the pressure-temperature history recorded by a granulite terrain. *Contrib Mineral Petrol* 98: 303-311
- Coward M, Dietrich (1989) Alpine tectonics — an overview. In: Coward MP, Dietrich D, Park RG (eds) *Alpine tectonics*. *Geol Soc Spec Pub* 45: 1-29
- Cribb SJ (1981) Rb-Sr-geochronological evidence suggesting a reinterpretation of part of the north Norwegian Caledonides. *Norsk geol Tidsskr* 61: 97-110
- 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 and London: 180-203
- Dallmeyer RD, Johansson L, Moller C (1992) Chronology of Caledonian HP-granulite-facies metamorphism, uplift and deformation within northern parts of the Western Gneiss Region. *Geol Soc Am Bull* 104: 444-455
- Dal Vesco E (1953) Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogene Pennidico. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 51: 329-348
- Dalziel IWD (1992) On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. *GSA Today* 2: 237-241
- Dawson JB (1984) *Kimberlites II: The Mantle and Crust-Mantle Relationships*. Elsevier Science Publisher, Holland, S 289
- Decitre S, Deloule E, Reisberg L, James R, Mevel C, Agrinier P (2000) Li behaviour during serpentinisation of oceanic peridotites. *J Conf Abstr* 5 (2): 343
- Dimanov A, Sautter V (2000) 'Average' interdiffusion of (Fe,Mn)-Mg in natural diopside. *Eur J Mineral* 12: 749-760

- Dobrzhinetskaya L, Eide EA, Larsen RB, Sturt BA, Trønnes RG, Smith DC, Taylor WR, Posukhova RV (1995) Microdiamond in high-grade metamorphic rocks of the Western Gneiss region, Norway. *Geology* 23: 597-600
- Dobrzhinetskaya L, Green HW, Wang S (1996) Alpe Arami: A peridotite massif from depths of more than 300 kilometers. *Science* 271: 1841-1845
- Dobrzhinetskaya L, Bozhilov KN, Green HWII (1999) The solubility of TiO₂ in olivine: implications for the mantle wedge environment. *Chem Geol* 160: 357-370
- Drury M, de Smet J, Van Roermund HML, van den Berg, A, Vlaar N (1999) Emplacement of deep mantle rocks into cratonic lithosphere by convection and diapiric upwelling. *Ophioliti* 24: 93-94
- 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
- Ernst WG (1977) Mineralogic Study of Eclogitic Rocks from Alpe Arami, Lepontine Alps, Southern Switzerland. *J Petrol* 18: 371-398
- Ernst WG (1978) Petrochemical study of lherzolitic rocks from the Western Alps. *J Petrol* 19: 341-392
- Ernst WG (1981) Petrogenesis of eclogites from the Western and Ligurian Alps. *Am Mineral* 66: 443-472
- Eskola P (1921) On the eclogites of Norway. *Vidensk-Selsk Skr I Mat Naturv Kl* 8: 1-118
- Evans BW, Frost BR (1975) Chrome-spinel in progressive metamorphism—a preliminary analysis. *Geochim Cosmochim Acta* 39: 959-972
- 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 (1983) Fluorine hydroxyl titanian clinohumite in Alpine recrystallized garnet peridotite: compositional controls and petrologic significance. *Am J Sci* 283-A: 355-369
- Evans BW, Trommsdorff V, Richter W (1979) Petrology of an eclogite-metarodingite suite at Cima di Gagnone Ticino, Switzerland. *Am Mineral* 64: 15-31
- Evans BW, Trommsdorff V, Goles GG (1981) Geochemistry of high-grade eclogites and metarodingites from the Central Alps. *Contrib Mineral Petrol* 76: 301-311
- Falloon TJ, Green DH (1989) The solidus of carbonated, fertile peridotite. *Earth Planet Sci Lett* 94: 364-370
- Fett A (1989) Kristallchemische und petrographische Untersuchungen einiger Lokalitäten des Penninikums im Tessin (Schweiz). Diplomarbeit, Philipps-Universität Marburg
- Florineth D, Froitzheim N (1994) Transition from continental to oceanic basement in the Tasna nappe (Engadine window, Graubünden, Switzerland): Evidence for Early Cretaceous opening of the Valais ocean. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 74: 437-448
- Foley SF (1994) Geochemische und experimentelle Untersuchungen zur Genese der kalireichen Magmatite. *N Jb Miner Abh* 167: 1-55

- Fox, JS (1974) Petrology of some low variance metapelites from the Lukmanier Pass area, PhD thesis, Cambridge University
- Frost BR (1976) Limits to the assemblage forsterite-anorthite as inferred from peridotite hornfels, Iricle Creek, Washington. *Am Mineral* 61: 732-751
- Ganguly J, Tazzoli V (1994) Fe²⁺-Mg interdiffusion in orthopyroxene: Retrieval from the data on intracrystalline exchange reaction. *Am Mineral* 79: 930-937
- Gayer RA, Greiling RO (1989) Caledonian nappe geometry in north-central Sweden and basin evolution on the Baltoscandian margin. *Geol Mag* 126: 499-513
- Gebauer D (1996) A P-T-t path for an (ultra-?) high pressure ultramafic/mafic rock association and their felsic country-rocks based on SHRIMP-dating of magmatic and metamorphic zircon domains. Example: Alpe Arami (Central Swiss Alps). In: Basu A, Hart S (eds): *Earth Processes: Reading the Isotopic Code*. Geophysical Monograph Series 95: 307-329
- Gebauer D (1999) Alpine geochronology of the Central and Western Alps: new constraints for a complex geodynamic evolution. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 79: 191-208
- Gebauer D, Lappin MA, Grünfelder M, Wyttenbach A (1985) The age and origin of some Norwegian eclogites: a U-Pb zircon and REE study. *Chem Geol* 52: 227-247
- Gee DG, Zachrisson E (1979) The Caledonides in Sweden. *Sver Geol Unders C769*: S 48
- Ghent ED (1988) A review of chemical zoning in eclogite garnets. In: Smith DC (ed) *Eclogites and Eclogites-Facies Rocks* Elsevier, Amsterdam: 207-236.
- Green DH, Wallace ME (1988) Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts. *Nature* 336: 459-462
- Green IIHW, Dobrzhinetskaya L, Riggs EM, Jin Z-M (1997a) Alpe Arami: a peridotite massif from the Mantle Transitions Zone? *Tectonophysics* 279: 1-21
- Green IIHW, Dobrzhinetskaya L, Bozhilov K (1997b) Determining the origin of ultra-high pressure lherzolites (response). *Science* 278: 704-707
- Greiling RO (1989) The Middle Allochthon in Västerbotten, northern Sweden: tectonostratigraphy and tectonic evolution. In: Gayer RA (ed) *The Caledonide Geology of Scandinavia*. Graham and Trotman, London: 69-78
- Greiling RO, Kumpulainen R (1989) The Middle Allochthon of the Scandinavian Caledonide at Kvikkjokk, northern Sweden: sedimentology and tectonics. In: Gayer RA (ed) *The Caledonide Geology of Scandinavia*. Graham and Trotman, London: 79-90
- Griffin WL (1987) 'On the eclogites of Norway'—65 years later. *Mineral Mag* 51: 333-343
- Griffin WL, Brueckner HK (1980) Caledonian Sm-Nd ages and a crustal origin for Norwegian eclogites. *Nature* 285: 319-321
- Griffin WL, Brueckner HK (1985) REE, Rb-Sr and Sm-Nd studies of Norwegian eclogites. *Chem Geol* 52: 249-271
- Griffin WL, Ryan CG (1996) An experimental calibration of the 'nickel in garnet' geothermometer with applications, by D. Canil: discussion. *Contrib Mineral Petrol* 124: 216-218

- Griffin WL, Cousens DR, Ryan CG, Sie SH, Suter GF (1989a) Ni in chrome pyrope garnets: a new geothermometer. *Contrib Mineral Petrol* 103: 199-202
- Griffin WL, Smith D, Boyd FR, Cousens DR, Ryan Cg, Sie SH, Suter GF (1989b) Trace-element zoning in garnets from sheared mantle xenoliths. *Geochim Cosmochim Acta* 53: 561-567
- Griffin WL, Smith D, Ryan CG, O'Reilly SY, Win TT (1996) Trace-element zoning in mantle minerals: Metasomatism and thermal events in the upper mantle. *Can Mineral* 34: 1179-1193
- Griffin WL, Fisher NI, Friedman J, Ryan CG, O'Reilly SY (1999) Cr-pyrop garnets in the lithospheric mantle. I. Compositional systematics and relations to tectonic setting. *J Petrol* 40: 679-704
- Grond R, Wahl F, Pfiffner M (1995) Mehrphasige alpine Deformation und Metamorphose in der nördlichen Cima-Lunga-Einheit, Zentralalpen (Schweiz). *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 75: 371-386
- Grubenmann U (1908) Der Granatolivinfels des Gordunatales und seine Begleitgesteine. *Vjschr Naturforsch Ges Zürich* 53: 129-153
- Hansmann W (1996) Age determinations on the Tertiary Masino-Bregaglia (Bergell) intrusives (Italy, Switzerland): a review. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 76: 421-451
- Harland WB, Gayer RA (1972) The Arctic Caledonides and earlier oceans. *Geol Mag* 109: 289-314.
- Harley SL (1984a) The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *J Petrol* 25: 665-696
- Harley SL (1984b) An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *Contrib Mineral Petrol* 86: 359-373
- Harley SL, Green DH (1982) Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites. *Nature* 300: 697-701
- Hart SR, Dunn T (1993) Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. *Contrib Mineral Petrol* 113: 1-8
- Harte B (1983) Mantle Peridotites and Processes—the Kimberlite Sample. In Hawkesworth CJ, Norry MJ (eds) *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* Shiva, UK: 46-91
- Harte B, Winterburn A, Gurney JJ (1987) Metasomatic and enrichment phenomena in garnet peridotite facies mantle xenoliths from the Matsoku kimberlite pipe, Lesotho. In: Menzies MA, Hawkesworth CJ (eds) *Mantle Metasomatism*. Academic Press Geology Series, London: 145-220
- 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 CA (1983) Die regionale Hochdruckmetamorphose der Aduladecke, Zentralalpen, Schweiz. PhD thesis No 9762, ETH Zürich, S 214

- Heinrich CA (1986) Eclogite facies regional metamorphism of hydrous mafic rocks in the Central Alpine Adula nappe. *J Petrol* 27: 123-154
- Hickmott DD, Shimizu N, Spear FS, Selverstone J (1987) Trace-element zoning in a metamorphic garnet. *Geology* 15: 573-576
- Hickmott DD, Shimizu N (1990) Trace element zoning in garnet from the Kwoiek Area, British Columbia: disequilibrium partitioning during garnet growth? *Contrib Mineral Petrol* 104: 619-630
- Hoffman PF (1989) Precambrian geology and tectonic history of North America. In: Bally AW, Palmer AR (eds) *The Geology of North America Vol A, The Geology of North America: an overview*. *Geol Soc Am*: 447-512
- Hollister LS (1970) Origin, mechanism, and consequences of compositional sector-zoning in staurolite. *Am Mineral* 55: 742-766
- Hossack JR (1985) The Role of Thrusting in the Scandinavian Caledonides. In: Gayer RA (ed) *The Tectonic Evolution of the Caledonide-Appalachian Orogen*. Vieweg, Braunschweig: 97-116
- Hurford AJ, Flisch M, Jäger E (1989) Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps: a contribution from fission track analysis and mica dating. In: Coward MP, Dietrich D, Park RG (eds) *Alpine tectonics*. *Geol Soc Spec Pub* 45: 369-398
- Ionov DA, Hofmann AW (1995) Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: Implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth Planet Sci Lett* 131: 341-356
- Irifune T (1987) An experimental investigation of the pyroxene-garnet transformation in a pyrolite composition and its bearing on the constitution of the mantle. *Phys Earth Planet Int* 45: 324-336
- Jamtveit B (1987) Metamorphic evolution of the Eiksundal eclogite complex, Western Norway, and some tectonic implications. *Contrib Mineral Petrol* 95: 82-99
- Jamtveit B, Carswell DA, Mearns EW (1991) Chronology of the high-pressure metamorphism of Norwegian garnet peridotites / pyroxenites. *J Metamorphic Geol* 9: 125-139
- Jenkins DM, Chernovsky JV (1986) Phase equilibria and crystallochemical properties of Mg-chlorite. *Am Mineral* 71: 924-936
- Kalt A, Altherr R (1996) Metamorphic evolution of garnet-spinel peridotites from the Variscan Schwarzwald (Germany). *Geol Rund* 85: 211-224
- Kalt A, Altherr R, Hanel M (1995) Contrasting P-T conditions recorded in ultramafic high-pressure rocks from the Variscan Schwarzwald (F.R.G.). *Contrib Mineral Petrol* 121: 45-60
- Kalt A, Berger A, Blümel P (1999) Metamorphic evolution of cordierite bearing migmatites of the Bayerische Wald (Variscan belt, Germany). *J. Petrol* 40: 601-627
- Keppler H (1996) Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. *Nature* 380: 237-240

- Kinzler RJ, Grove TL (1992) Primary Magmas of Mid-Ocean Ridge Basalts 1. Experiments and Methods. *J Geophys Res* 97: 6885-6906
- Klein HH (1976) Metamorphose von Peliten zwischen Rheinwaldhorn und Pizzo Paglia (Adula und Simano Decke). *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 56: 457-479
- Konzett J, Ulmer P (1999) The stability of hydrous potassic phases in lherzolitic mantle—an experimental study to 9.5 GPa in simplified and natural bulk compositions. *J Petrol* 40: 629-652
- Krabbendam M, Dewey JF (1998) Exhumation of UHP rocks by transtension in the Western Gneiss Region, Scandinavian Caledonides. In: Holdsworth RE, Strachan RA, Dewey JF (eds) *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. *Geol Soc Spec Pub* 135: 159-181
- Kretz R (1983) Symbols for rock-forming minerals. *Am Mineral* 68: 277-279
- Krogh EJ (1977) Evidence for a Precambrian continent-continent collision in western Norway. *Nature* 267: 17-19
- Krogh EJ (1988) The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer — reinterpretation of existing experimental data. *Contrib Mineral Petrol* 99: 44-48
- Krogh EJ, Carswell DA (1995) HP and UHP Eclogites and Garnet Peridotites in the Scandinavian Caledonides. In: Coleman RG, Wang X (eds): *Ultrahigh-Pressure Metamorphism*. Cambridge University Press, Cambridge: 244-298
- Krogh Ravn E (2000) The garnet-clinopyroxene Fe²⁺-Mg geothermometer: an updated calibration. *J Metamorphic Geol* 18: 211-219
- Kulling O (1972) The Swedish Caledonides. In: de Sitter LU (ed) *Scandinavian Caledonides*. Wiley Interscience, London: 149-285
- Kyser TK (1990) Stable isotopes in the continental lithospheric mantle. In: Menzies MA (ed) *Continental Mantle*. Clarendon Press, Oxford: 127-156
- Leake BE, Woolley AR, Arps CES, Birch WD, Gilbert MC, Grice JD, Hawthorne FC, Kato A, Kisch HJ, Krivovichev VG, Linthout K, Laird J, Mandarino JA, Maresch WV, Nickel EH, Rock NMS, Schumacher JC, Smith DC, Stephenson NCN, Ungaretti L, Whittaker EJW, Youzhi G (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Am Mineral* 82: 1019-1037
- Liati A, Gebauer D, Fanning F (2000) U-Pb SHRIMP dating of zircon from the Novate granite (Bergell, Central Alps): evidence for Oligocene-Miocene magmatism, Jurassic/Cretaceous continental rifting and opening of the Valais trough. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 80: 305-316
- MacGregor ID (1974) The system MgO-Al₂O₃-SiO₂: solubility of Al₂O₃ in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. *Am Mineral* 59: 110-119
- Mattey D, Lowry D, Macpherson C (1994) Oxygen isotope composition of mantle peridotite. *Earth Planet Sci Lett* 128: 231-241

- McDade P, Burgess S, Harte B (2000) The Continuing Problems of Ni in Garnet Thermometry: A SIMS Study of Ni in the Jagersfontein Peridotite Garnets. *J Conf Abstr* 5 (2): 688
- Mearns EW (1986) Sm-Nd ages for Norwegian garnet peridotite. *Lithos* 19: 269-278
- Medaris Jr LG (1980a) Convergent metamorphism of eclogite and garnet-bearing ultramafic rocks at Lien, west Norway. *Nature* 283: 470-472
- Medaris Jr LG (1980b) Petrogenesis of the Lien peridotite and associated eclogites, Almklovdalen, western Norway. *Lithos* 13: 339-353
- Medaris Jr LG (1984) A geothermobarometric investigation of the garnet-peridotites in the western Gneiss Region of Norway. *Contrib Mineral Petrol* 87: 72-86
- Medaris Jr 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 Jr LG, Carswell DA (1990) Petrogenesis of Mg-Cr garnet peridotites in European metamorphic belts. In: Carswell DA (ed): *Eclogite Facies Rocks*. Blackie, Glasgow: 260-290
- Menzies MA, Hawkesworth CJ (1987) *Mantle Metasomatism*. Academic Press Geology Series, London, S 472
- Menzies MA, Bodinier J-L, Frey FA, Gervilla F, Kelemen PB (1996) Preface. *Chem Geol* 134: 1-2
- Mercy ELP, O'Hara MJ (1965) Olivines and orthopyroxenes from garnetiferous peridotites and related rocks. *Nor Geol Tidsskr* 45: 457-461
- Meyre C, Puschign AR (1993) High-pressure metamorphism and deformation at Trescolmen, Adula nappe, Central Alps. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 73: 277-283
- Meyre C, De Capitani C, Partzsch JH (1997) A ternary solid solution model for omphacite and its application to geothermobarometry of eclogites from the Middle Adula nappe (Central Alps, Switzerland). *J Metamorphic Geol* 15: 687-700
- Meyre C, De Capitani C, Zack T, Frey M (1999) Petrology of High-Pressure Metapelites from the Adula Nappe (Central Alps, Switzerland) *J Petrol* 40: 199-213
- Milnes AG, Wennberg OP, SKå Ø, Koesler AG (1997) Contraction, extension and timing in the south Norwegian Caledonides: the Sognefjord transect. In: Burg JP, Ford M (eds) *Orogeny through time*. *Geol Soc Spec Pub* 121: 123-148
- Möckel JR (1969) Structural petrology of the garnet-peridotite of Alpe Arami (Ticino, Switzerland). *Leidse Geol Mededelingen* 42: 61-130
- Mori T, Green DH (1978) Laboratory duplication of phase equilibria observed in natural garnet lherzolites. *J Geol* 86: 83-97
- Morimoto N, Fabries J, Ferguson AK, Ginzburg IV, Ross M, Seifert FA, Zussman J, Aoki K, Gottardi G (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Am Mineral* 73: 1123-1133
- Müntener O, Hermann J, Trommsdorff V (1999) Excursion to the Malenco ultramafic rocks (eastern central Alps): from subcontinental lithosphere to Alpine ophiolite. In: Müntener O,

- Hermann J, Trommsdorff V (eds) Guidebook for the Excursion to Val Malenco (eastern Central Alps) Inter School Earth Planet Sci: 1-21
- Navon O, Stolper E (1987) Geochemical consequences of melt percolation: the upper mantle as a chromatographic column. *J Geol* 95: 285-307
- Nickel KG (1983) Petrogenesis of garnet and spinel peridotites. PhD thesis, University of Tasmania
- Nickel KG, Green DH (1985) Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds. *Earth Planet Sci Lett* 73: 158-170
- Niida K, Green DH (1999) Stability and chemical compositions of pargasitic amphibole in MORB pyrolite under upper mantle conditions. *Contrib Mineral Petrol* 135: 18-40
- Nimis P (1994) Diopsides from garnet lherzolites (Central Alps). *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 74: 181-190
- Nimis P, Taylor WR (2000) Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contrib Mineral Petrol* 139: 541-554
- Nimis P, Trommsdorff V (2001) Revised thermobarometry of Alpe Arami and other garnet peridotites from the Central Alps. *J. Petrol* 42: 103-115
- Nimis P, Trommsdorff V, Russo U (1999) Revised thermobarometry of garnet peridotites from Cima Lunga-Adula nappe complex, central Alps. *Ofioliti* 24: 143-144
- Norton MG (1987) The Nordfjord-Sogn Detachment, W. Norway. *Nor Geol Tidsskr* 67: 93-106
- O'Hara MJ, Mercy ELP (1963) Petrology and petrogenesis of some garnetiferous peridotites. *Trans R Soc Edinburgh* 65: 251-314
- O'Hara MJ (1963) Distribution of iron between coexisting olivines and Ca-poor pyroxenes in peridotites, gabbros and other magnesium environments. *Am J Sci* 201: 32-47
- O'Hara MJ, Mercy ELP (1966) Garnet-peridotite and eclogite from Bellinzona, Switzerland. *Earth Planet Sci Lett* 1: 295-300
- O'Neill HStC, Wood BJ (1979) An experimental study of Fe-Mg partitioning between garnet and olivine and its calibration as a geothermometer. *Contrib Mineral Petrol* 70: 59-70
- O'Neill HStC (1980) An experimental study of Fe-Mg partitioning between garnet and olivine and its calibration as a geothermometer: corrections. *Contrib Mineral Petrol* 72: 337
- Ottolini L, Bottazzi P, Vannucci R (1993) Quantification of lithium, beryllium and boron in silicates by Secondary Ion Mass Spectrometry using conventional energy filtering. *Anal Chem* 65: 1960-1968
- Ottone G, Ernst WG, Joron JL (1984) rare Earth and 3d Transition Element Geochemistry of Peridotitic Rocks: I. Peridotites from the Western Alps. *J. Petrol* 25: 343-372
- Paquette JL, Gebauer D (1991) U-Pb zircon and Sm-Nd isotopic study of eclogitized meta-basic and meta-acid rocks of the Koralpe, Eastern Alps. *Austria. Terra Abstr* 3(1): 505

- Paquin J, Altherr R, Ludwig T (1999a) Trace element partitioning between minerals of the garnet peridotite from Alpe Arami, Switzerland. *Eur J Mineral* 11 Beih 1: 173
- Paquin J, Altherr R, Ludwig T (1999b) Trace element partitioning between minerals of the Alpe Arami garnet peridotite, Switzerland. *Ofioliti* 24: 148-149
- Paquin J, Altherr R (2000a) Metasomatic overprint during exhumation of the UHP garnet peridotite from Alpe Arami, Central Alps. *Terra Nostra* 2000/1: 84
- Paquin J, Altherr R (2000b) Li as indicator of a metasomatic overprint during exhumation of the UHP garnet peridotite from Alpe Arami, Central Swiss Alps. *Eur J Mineral* 12 Beih 1: 144
- Paquin J, Altherr R (2000c) Li Metasomatism During Exhumation of the Ultra High-Pressure Garnet Peridotite from Alpe Arami, Central Alps (Switzerland). *J Conf Abstr* 5 (2): 771
- Paquin J, Altherr R (2000d) Modelling the Exhumation Path of the UHP-Garnet Peridotite from Alpe Arami. *EOS Trans, AGU* 81: F1104
- Paquin J, Altherr R (2001) New constraints on the P-T evolution of the Alpe Arami garnet peridotite body (Central Alps, Switzerland). *J Petrol* 42, im Druck
- Partzsch JH (1996) The tectono-metamorphic evolution of the middle Adula nappe, Central Alps, Switzerland. PhD thesis, University of Basel
- Pfiffner M (1999) Genese der Hochdruckmetamorphosen ozeanischen Abfolge der Cima-Lunga Einheit (Zentralalpen). PhD thesis No 13011, ETH Zürich
- Pfiffner M, Trommsdorff V (1998) The high-pressure ultramafic-mafic-carbonate suite of Cima Lunga-Adula, Central Alps: Excursions to Cima di Gagnone and Alpe Arami. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 78: 337-354
- Pfiffner OA, Hitz L (1997) Geologic interpretation of the seismic profiles of the Eastern Traverse (lines E1 - E3, E7 - E9): eastern Swiss Alps. In: Pfiffner OA, Lehner P, Heitzmann P, Mueller ST, Steck A (eds) *Deep Structure of the Swiss Alps, Results of NRP 20*. Birkhäuser, Basel: 73-100
- Powell R (1985) Regression diagnostics and robust regression in geothermometer / geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermobarometer revisited. *J Metamorphic Geol* 3: 231-243
- Reinecke T (1991) Very-high-pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing metasediments from the Zermatt-Saas zone, Western Alps. *Eur J Mineral* 3: 7-17
- Reinecke T (1995) Ultrahigh- and high-pressure metamorphic rocks of the Zermatt-Saas zone, Western Alps - Record of burial and exhumation paths. *Bochumer Geol Geotech Arb* 44: 152-157
- Reusch HH (1877) Grundfjeldet i Sondre Sondmore og en del av Nordfjord. *Forh i Vidensk i Christ*
- Rey P, Burg JP, Casey M (1997) The Scandinavian Caledonides and the relationship to the Variscan belt. In: Burg JP, Ford M (eds) *Orogeny through time. Geol Soc Spec Pub* 121: 179-200

- Risold AC, Trommsdorff V, Reusser E, Ulmer P (1996) Alpe Arami and Cima di Gagnone garnet peridotites: observation contradicting the hypothesis of ultra deep origin. *EOS Trans, AGU 77*: F761
- Risold AC, Trommsdorff V, Reusser E, Ulmer P (1997) Genesis of FeTiO₃ inclusions in garnet peridotites from the central Alps. *Terra Nova 9, Abstr Supp No 1*: 28-29
- Risold AC, Trommsdorff V, Grobéty B (2001) Genesis of ilmenite rods and palisades along hunitite-type defects in olivine from Alpe Arami. *Contrib Mineral Petrol 140*: 608-618
- Rivalenti G, Mazzucchelli M, Vannucci R, Hofmann AW, Ottolini L, Bottazzi P, Obermiller W (1995) The relationship between websterite and peridotite in the Balmuccia peridotite massif (NW Italy) as revealed by trace element variations in clinopyroxene. *Contrib Mineral Petrol 121*: 275-288
- Roberts D, Gee DG (1985) An Introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides. In: Gee DG, Stuart BA (eds) *The Caledonide Orogen-Scandinavia and Related Areas*. John Wiley and Sons, Chichester: 55-68
- Robinson JAC, Wood BJ, Blundy JD (1998) The beginning of melting of fertile and depleted peridotite at 1.5 GPa. *Earth Planet Sci Lett 155*: 97-111
- Rollinson HR (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Group, UK, S 352
- Romer RL, Schärer U, Steck A (1996) Alpine and pre-Alpine magmatism in the root-zone of the Western Central Alps. *Contrib Mineral Petrol 123*: 138-158
- Rost F, Wannemacher J, Grigel W (1974) Die Ultramafitite der Alpe Arami und Croveggio Tessin (Schweiz). *Schweiz Mineral Petrogr Mitt 54*: 353-369
- Rubatto D, Gebauer D, Compagnoni R (1997) Dating the UHP/HP metamorphism in the Western Alps (Sesia-Lanzo and Zermatt-Saas-Fee): Evidences for subduction events at the Cretaceous-Tertiary boundary and in the Middle Eocene. *Terra Abstr, IEC Ascona*: 30-31
- Rubie, DC (1990) Role of kinetics in the formation and preservation of eclogites. In: Carswell DA (ed) *Eclogite Facies Rocks*. Blackie, Glasgow and London: 111-140
- Rumble D III, Hoering TC (1994) Analysis of oxygen and sulfur isotope ratios in oxide and sulfide minerals by spot heating with a carbon dioxide laser in a fluorine atmosphere. *Acc Chem Res 27*: 237-241
- Ryabchikov ID (1993) Fluid transport of ore metals in ultramafic mantle rocks. *Proc VIII Quad IAGOD Sym, Stuttgart*: 83-109
- Ryan GR, Griffin WL, Pearson NJ (1996) Garnet geotherms: Pressure-temperature data from Cr-pyrope garnet xenocrysts in volcanic rocks. *J Geophys Res 101*: 5611-5625
- Ryan JG, Langmuir CH (1987) The systematics of lithium abundances in young volcanic rocks. *Geochim Cosmochim Acta 51*: 1727-1741
- Sato K, Katsura T, Ito E (1997) Phase relations of natural phlogopite with and without enstatite up to 8 GPa: implication for mantle metasomatism. *Earth Planet Sci Lett 146*: 511-526

- Sautter V, Harte B (1990) Diffusion gradients in an eclogite xenolith from the Roberts Victor kimberlite pipe. 2. Kinetics and implications for petrogenesis. *Contrib Mineral Petrol* 105: 637-649
- Scambelluri M, Philippot P (2001) Deep fluids in subduction zones. *Lithos* 55: 213-227
- Schmädicke E (2000) Phase relations in peridotitic and pyroxenitic rocks in the model systems CMASH and NCSMAH. *J Petrol* 41: 69-86
- Schmid SM, Pfiffner OA, Froitzheim N, Schönborn G, Kissling E (1996) Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics* 15: 1036-1064
- Seitz HM, Altherr R, Ludwig T (1999) Partitioning of transition elements between orthopyroxene and clinopyroxene in peridotitic and websteritic xenoliths: New empirical geothermometers. *Geochim Cosmochim Acta* 63: 3967-3982
- Seitz HM, Woodland AB (2000) The distribution of lithium in peridotitic and pyroxenitic mantle lithologies—an indicator of magmatic and metasomatic processes. *Chem Geol* 166: 47-64
- Sepp B (1998) Ti-Einbau in Pyroxenen — Experimentelle Untersuchungen in den Systemen CaO - MgO - Al₂O₃ - SiO₂ - TiO₂ und CaO - MgO - SiO₂ - TiO₂. Dissertation L-M-Universität, München, S 177
- Sepp B, Kunzmann T (2001) The stability of clinopyroxene in the system CaO-MgO-SiO₂-TiO₂ (CMST). *Am Mineral* 86: 265-270
- Seyfried WE Jr, Janecky DR, Mottl MJ (1984) Alteration of the oceanic crust: Implications for geochemical cycles of lithium and boron. *Geochim Cosmochim Acta* 48: 557-569
- Sharp ZD (1990) A laser-based microanalytical method for the in-situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. *Geochim Cosmochim Acta* 54: 1353-1357
- Sharp ZD, Essene EJ, Smyth JR (1992) Ultra-high temperature from oxygen isotope thermometry of a coesite-sanidine grosspyrope. *Contrib Mineral Petrol* 112: 358-370
- Smith D (1999) Temperatures and pressures of mineral equilibration in peridotite xenoliths: Review, discussion, and implications. In: Fei Y, Bertka CM, Mysen BO (eds): *Mantle Petrology: Field Observations and High-Pressure Experimentation. A Tribute to Francis R. (Joe) Boyd*. *Geochem Soc Spec Publ No 6*: 171-188
- Smith D, Barron BR (1991) Pyroxene-garnet equilibration during cooling in the mantle. *Am Mineral* 76: 1950-1963
- Smith D, Boyd FR (1987) Compositional heterogeneities in a high-temperature lherzolite nodule and implications for mantle processes. In Nixon PH (ed) *Mantle Xenoliths*. John Wiley and Sons, Chichester: 551-561
- Smith D, Boyd FR (1989) Compositional heterogeneities in minerals of sheared lherzolite inclusions from African kimberlites. In *Kimberlites and related rocks, vol 2*. *Proc 4th Int Kimberlite Conf, Geol soc Aust Spec Pub 14*: 709-724

- Smith D, Boyd FR (1992) Compositional zonation in garnets in peridotite xenoliths. *Contrib Mineral Petrol* 112: 134-147
- Smith D., Ehrenberg SN (1984) Zoned minerals in garnet peridotite nodules from the Colorado Plateau: implications for mantle metasomatism and kinetics. *Contrib Mineral Petrol* 86: 274-285
- Smith D, Wilson CA (1985) Garnet-olivine equilibration during cooling in the mantle. *Am Mineral* 70: 30-39
- Smith D, Griffin WL, Ryan CG, Sie SH (1991) Trace-element zonations in garnets from the Thumb: heating and melt infiltration below the Colorado Plateau. *Contrib Mineral Petrol* 107: 60-79
- Smith DC (1988) 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) *Eclogite and Eclogite-Facies Rocks*. Elsevier, Amsterdam: 1-206
- Smith JV, Mason B (1970) Pyroxene-garnet transformation in Coorara meteorite. *Science* 168: 823-833
- Sobolev NV (1977) Deep-seated inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the upper mantle (English translation of Russian edition 1974 Izdatel'stvo Nauka) *Am Geophys Union*, S 279
- Sobolev NV, Lavrent'yev YG, Pokhilenko NP, Usova LV (1973) Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their paragenesis. *Contrib Mineral Petrol* 40: 39-52
- Solyom Z, Gorbatshev R, Johannsson I (1979) The Ottfjäll Dolerites: geochemistry of the dyke swarm in relation to the geodynamics of the Caledonide orogen of Central Scandinavia. *Sver Geol Unders C756*: 1-38
- Soper NJ, Strachan RA, Holdsworth RE, Gayer RA, Greiling RO (1992) Sinistral transpression and the Silurian closure of Iapetus. *J Geol Soc London* 149: 871-880
- Spear FS (1993) *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Min Soc Amer, Washington, DC, S 799
- Spera FJ (1987) Dynamics of translithospheric migration of metasomatic fluid and alkaline magma. In: Menzies MA, Hawkesworth CJ (eds) *Mantle Metasomatism*. Academic Press Geology Series, London: 1-20
- Spjeldnes N (1985) Biostratigraphy of the Scandinavian Caledonides. In: Gee DG, Stuart BA (eds) *The Caledonide Orogen-Scandinavia and Related Areas*. John Wiley and Sons, Chichester: 293-316
- Stalder R, Foley SF, Brey GP, Horn I (1998) Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900-1200 °C and 3.0-5.7 GPa: New experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism. *Geochim Cosmochim Acta* 62: 1781-1801

- Stanley SM (1994) *Historische Geologie*. Spektrum, Heidelberg, Berlin, Oxford, S 632
- Steel R, Siedlecka A, Roberts D (1985) The Old Red Sandstone basins of Norway and their deformation: a review. In: Gee DG, Stuart BA (eds) *The Caledonide Orogen-Scandinavia and Related Areas*. John Wiley and Sons, Chichester: 293-316
- Steinitz G, Jäger E (1981) Rb/Sr and K/Ar studies on rocks from the Suretta nappe, East Switzerland. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 61: 121-133
- Stephens MB, Gee DG (1985) A tectonic model for the eugeoclinal terranes in the central Scandinavian Caledonides. In: Gee DG, Stuart BA (eds) *The Caledonide Orogen-Scandinavia and Related Areas*. John Wiley and Sons, Chichester: 953-978
- Stephens MB, Gee DG (1989) Terranes and polyphase accretionary history in the Scandinavian Caledonides. *Geol Soc Am Spec Paper* 230: 17-30
- Stephens MB, Gustavson M, Ramberg IB, Zachrisson E (1985) The Caledonides of central-north Scandinavia — a tectonostratigraphic overview. In: Gee DG, Stuart BA (eds) *The Caledonide Orogen-Scandinavia and Related Areas*. John Wiley and Sons, Chichester: 135-162
- Stephens MB, Kullerud K, Claesson S (1993) Early Caledonian Tectonothermal evolution in outboard Terranes, central Scandinavian Caledonides: new constraints from U-Pb zircon dates. *J Geol Soc London* 150: 51-56
- Tappert R, Brey GP, Brenker FE (1999) Rekonstruktion des P-T-t Pfades von Eklogiten der Cima Lunga-Einheit. *Eur J Mineral* 11 Beih 1: 226
- Taura H, Yurimoto H, Kurita K, Sueno S (1998) Pressure dependence on partition coefficients for trace elements between olivine and the coexisting melts. *Phys Chem Miner* 25: 469-484
- Taylor HP (1980) The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks. *Earth Planet Sci Lett* 47: 243-254
- Taylor WR (1998) An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with applications to the thermobarometry of fertile lherzolites and garnet websterite. *N Jb Miner Abh* 172: 381-408
- Taylor WR, Nimis P (1998) A single-pyroxene thermobarometer for lherzolitic Cr-diopside and its application in diamond exploration. In *7th Inter Kimberlite Conf Abstr Vol*, Cape Town: 897-898
- Terry MP, Robinson P, Carswell DA, Gasparik T (1999) Evidence for a Proterozoic Mantle Plum and a Thermotectonic Model for Exhumation of Garnet Peridotites, Western Gneiss Region, Norway. *EOS (Supp)*, AGU Spring Meeting: 359
- Thöni M, Jagoutz E (1992) Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, SE Austria). *Geochim Cosmochim Acta* 56: 347-368
- Thöni M, Miller Ch (1996) Garnet Sm-Nd data from the Saualpe and the Koralpe (Eastern Alps, Austria): chronological and P-T constraints on the thermal and tectonic history. *J Metamorphic Geol* 14: 453-466

- Tracy RJ (1982) Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. *Rev Mineral* 10: 355-397
- Trommsdorff V (1966) Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 46: 431-460
- Trommsdorff V (1990) Metamorphism and tectonics in the central Alps: The Alpine lithospheric mélangé of Cima Lunga and Adula. *Mem Soc Geol Italiana* 45: 39-49
- Trommsdorff V, Hermann J, Müntener O, Pfiffner M, Risold A-C (2000) Geodynamic cycles of subcontinental lithosphere in the Central Alps and the Arami enigma. *J Geodyn* 30: 77-92
- Trümpy R (1980) *Geology of Switzerland, Part A: An Outline of the Geology of Switzerland*. Wepf and Co, Basel, S 104
- Trümpy R (1984) Die Plattentektonik und die Entstehung der Alpen. *Vjschr Naturforsch Ges Zürich* 5: 1-45
- Tucker RD, Krogh TE, Råheim A (1990) Proterozoic evolution and age-province boundaries in the central part of the Western Gneiss region, Norway: Results of U-Pb dating of accessory minerals from Trondheimsfjord to Geiranger. In: Gower CF, Rivers T, Ryan B (eds) *Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica*. *Geol Ass Can Spec Pap* 38: 149-173
- Ulmer P, Trommsdorff V (1997) Titanium content of mantle olivine: an experimental study to 10 GPa. *Terra Nova* 9, Abstract Supplement No 1: 39
- Valley JW, Kitchen N, Kohn MJ, Niendorf CR, Spicuzza MJ (1995) UWG-2, a garnet standard for oxygen isotope ratios: Strategies for high precision and accuracy with laser heating. *Geochim Cosmochim Acta* 59: 5223-5231
- Van der Wal D, Vissers RLM (1993) Uplift and emplacement of upper mantle rocks in the western Mediterranean. *Geology* 21: 1119-1122
- Van Roermund HLM (1985) Eclogites of the Seve Nappe, central Scandinavian Caledonides. In: Gee DG, Stuart BA (eds) *The Caledonide Orogen-Scandinavia and Related Areas*. John Wiley and Sons, Chichester: 873-886
- Van Roermund HLM (1989) High-pressure ultramafic rocks from the allochthonous nappes of the Swedish Caledonides. In: Gayer RA (ed) *The Caledonide Geology of Scandinavia*. Graham and Trotman, London: 205-220
- Van Roermund HLM, Drury MR (1998) Ultra-high pressure ($P > 6$ GPa) garnet peridotites in Western Norway: exhumation of mantle rocks from > 185 km depth. *Terra Nova* 10: 295-301
- Van Roermund HLM, Drury MR, Barnhoorn A, De Ronde A (2000) Super-silicic garnet microstructures from an orogenic garnet peridotite, evidence for an ultra-deep (> 6 GPa) origin. *J Metamorphic Geol* 18: 135-147
- Van Roermund HLM, Drury MR, Barnhoorn A, De Ronde A (2001) Relict majoritic garnet microstructures from ultra-deep orogenic peridotites in Western Norway. *J. Petrol* 42: 117-130

- Vernon RH (1983) *Metamorphic Processes*. George Allen and Unwin, London, S 247
- Vissers RLM, Drury MR, Hoogerduijn Strating EH, van der Wal D (1991) Shear zones in the upper mantle: A case study in an Alpine lherzolite massif. *Geology* 19: 990-993
- Vogt JHL (1883) Olivinstenen in indre of sondre sondmore. *Nyt Mag for Naturidenskabene* 27: 125-153
- von Blanckenburg F (1992) Combined high-precision chronometry and geochemical tracing using accessory minerals: applied to the Central-Alpine Bergell intrusion (central Europe). *Chem Geol* 100: 19-40
- von Blanckenburg F, Davies JH (1995) Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics* 14: 120-131
- Wallace ME, Green DH (1988) An experimental determination of primary carbonatite magma composition. *Nature* 335: 343-346
- Wang X, Zhang RY, Liou JG (1995) Ultrahigh-pressure metamorphic terrane in eastern central China. In: Coleman RG, Wang X (eds): *Ultrahigh-Pressure Metamorphism*. Cambridge University Press, Cambridge: 356-390
- Werling F, Altherr R (1997) Thermal evolution of the lithosphere beneath the French Massif Central as deduced from geothermobarometry on mantle xenoliths. *Tectonophysics* 275: 119-141
- Wells PJ (1977) Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib Mineral Petrol* 62: 129-139
- Wilks WJ, Cuthbert SJ (1994) The evolution of the Hornelen Basin detachment system, western Norway: implications for the style of late orogenic extension in the southern Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics* 238: 1-30
- Wood BJ (1974) The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet. *Contrib Mineral Petrol* 46: 1-15
- Wood BJ, Banno S (1973) Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib Mineral Petrol* 42: 109-124
- Wood BJ, Trigila (2001) Experimental determination of aluminous clinopyroxene-melt partition coefficients for potassic liquids, with application to the evolution of the Roman province potassic magmas. *Chem Geol* 172: 213-223
- Woodland AB, Kornprobst J, McPherson E, Bodinier J-L, Menzies MA (1996) Metasomatic interactions in the lithospheric mantle: petrologic evidence from Lherz massif, French Pyrenees. *Chem Geol* 134: 83-112
- Yamaguchi Y, Akai J, Tomita K (1978) Clinoamphibole lamellae in diopside of garnet lherzolite from Alpe Arami, Bellinzona, Switzerland. *Contrib Mineral Petrol* 66: 263-270
- Yaxley GM, Crawford AJ, Green DH (1991) Evidence for carbonatite metasomatism in spinel peridotite xenoliths from western Victoria, Australia. *Earth Planet Sci Lett* 107: 305-317

- Yaxley GM, Kamenetsky V, Green DH, Fallon TJ (1997) Glasses in mantle xenoliths from western Victoria, Australia and their relevance to mantle processes. *Earth Planet Sci Lett* 148: 433-446
- Zanetti A, Mazzucchelli M, Rivalenti G, Vannucci R (1999) The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism. *Contrib Mineral Petrol* 134: 107-122
- Zhang RY, Liou JG, Cong BL (1994) Petrogenesis of garnet-bearing ultramafic rocks and associated eclogites in the Su-Lu ultrahigh-P metamorphic terrane, eastern China. *J Metamorphic Geol* 12: 169-186
- Zhang RY, Liou JG (1998) Ultrahigh-pressure metamorphism of the Sulu terrane, eastern China: A prospective view, *Continental Dynamics*
- Zheng Y-F (1993) Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochim Cosmochim Acta* 57: 1079-1091

ANHANG

Der Anhang enthält Angaben zur Probenvorbereitung und Methodik der verschiedenen Analytikinstrumente. Des Weiteren befinden sich an dessen Ende zusätzliche Tabellen zur chemischen Zusammensetzung der wichtigsten Mineralphasen dieser Studie. Die beigelegte CD-ROM beinhaltet den vollständigen Datensatz aller analysierten Phasen in einem Excel 5.0a Format für den Power Macintosh. Die Datensätze gliedern sich nach Lokalitäten und Proben. Jede Probe enthält die Rohdaten (dat-Daten), die mittels des Formelkalkulationsprogrammes „Formelcalc“ berechneten Daten und Zonierungsprofile sowie einen SIMS-Ordner, in dem die Spurenelementmessungen aufgeführt sind. Einige Proben wurden nochmals weiter untergliedert (z.B. AA-3P1), da mehrere Dünnschliffe dieser Probe untersucht worden sind.

Des Weiteren zeigt die CD-ROM nochmals alle aufgenommenen Bilder in unterschiedlichen Formaten und hat ein Bilderverzeichnis zum Inhalt.

Methodik

Elektronenstrahlmikrosonde (EMS)

Die Mineralanalysen (Hauptelemente) wurden mit einer Elektronenstrahl-Mikrosonde des Typs CAMECA SX 51 am Mineralogischen Institut der Universität Heidelberg durchgeführt. Dazu wurden polierte, mit Graphit bedampfte Dünnschliffe verwendet. Die Mikrosonde verfügt über fünf Kristallspektrometer und ein energiedispersives Pentafet-Si-Li-Halbleiterdetektorsystem (Oxford Instruments). Die Standardbedingungen für die Mikrosonde betragen 15 kV für die Beschleunigungsspannung und 20 nA für den Strahlstrom. Das Gerät wurde täglich anhand von Reinoxidstandards und natürlichen Mineralstandards kalibriert. Die Zählzeiten lagen für den Peak für die Elemente Si, Al, Ca, Fe, Mg und K bei 10 s, für den beidseitigen Untergrund bei jeweils 5 s. Der Ni-Gehalt in den Olivinen wurde mit einer Zählzeit von 30 s und der Al-Gehalt in den Spinellen mit 20 s gemessen. Die Übergangsmetalle Mn, Cr und Ti sind dagegen mit einer Zählzeit von 100 s gemessen worden. Die Matrixkorrekturen der Rohdaten erfolgten mit einem Algorithmus von Cameca (PAP).

Tab. 16. Verwendete Standards und Spektrometerkristalle bei der Mikrosondenanalytik.

Element	Standard	Kristall
Na	Albit	TAP
Mg	MgO	TAP
Al	Al ₂ O ₃ /Anorthit	TAP
Ca	Wollastonit/Anorthit	PET
Si	Wollastonit	TAP
K	Orthoklas	PET
Ti	TiO ₂	PET
Cr	Cr ₂ O ₃	PET
Mn	Rhodonit	LIF
Fe	Fe ₂ O ₃	LIF

Die Mineralformeln wurden mit dem Programm „Formelcalc“ von Hans-Peter Meyer (Mineralogisches Institut, Universität Heidelberg) berechnet. Die Berechnungen erfolgten mit den nachstehenden Bedingungen:

Granat	Fe _{tot} = Fe ²⁺ ; 12 Sauerstoffe
Klinopyroxen	Fe _{tot} = Fe ²⁺ ; 6 Sauerstoffe
Orthopyroxen	Fe _{tot} = Fe ²⁺ ; 6 Sauerstoffe
Olivin	Fe _{tot} = Fe ²⁺ ; 4 Sauerstoffe
Ca-Amphibole	13 Kationen ohne Ca, Na und K; 23 Sauerstoffe; 2 OH stöchiometrisch
Spinell	3 Kationen; 4 Sauerstoffe

Über alle Mineralphasen sind Zonierungsprofile aufgenommen worden. Dabei wurden die Punktabstände je nach Korngröße so eng gesetzt, daß ein potentiell vorhandener Zonarbau mit Sicherheit aufgelöst werden konnte.

Sekundärionenmassenspektrometer (SIMS)

Die Spurenelemente Sc, V, Co, Ni, (teilsweise auch Ti und Mn) und Li wurden mit einem modifizierten Sekundärionenmassenspektrometer (SIMS) der Marke CAMECA ims3f, ausgestattet mit einem Massenfilter für den Primärstrahl, ermittelt. Eine detaillierte Beschreibung dieser Methodik findet sich in Seitz et al. (1999) und Seitz & Woodland (2000). Für die ionensondenanalytischen Messungen wurden mit Gold bedampfte Dünnschliffe benutzt. Für die Übergangsmetalle Sc, V, Co, Ni wurde die Technik der Massenhochauflösung angewendet. Primäre ¹⁶O⁻-Ionen wurden mit einer Energie von 14.5 keV auf die Probe geschossen. Bei einem Strahlstrom von 3 nA betrug der Durchmesser des Brennflecks

ungefähr 25 μm . Die positiv geladenen Ionen wurden mit einer Spannung von 4.5 kV beschleunigt. Das Energie-Fenster wurde auf 18 eV eingestellt. Mit einer Massenhochauflösung $M/\Delta M$ von ca. 8000 bei 10 % ließen sich von den Elementpeaks interferierende molekulare Ionen sauber trennen. Insbesondere der $^{44}\text{CaH}^+$ - konnte eindeutig vom ^{45}Sc -Peak getrennt werden. Obwohl die Transmisson bei dieser Technik verringert wird, waren die Zählraten der einzelnen Elemente noch ausreichend. Als Referenzisotop für die gemessenen Isotope (^{45}Sc , ^{51}V , ^{59}Co und ^{60}Ni) diente das ^{30}Si -Isotop. Ein NIST SRM-610-Glas (ehemals NBS 610) wurde als Standard verwendet, um sowohl das SIMS zu kalibrieren als auch die Stabilität zu überprüfen. Die Analysen wurden in einem Peak-Scanning-Modus durchgeführt mit den kleinst möglichen Massenschritten von 2 s für Si und für 4 s für die Übergangsmetalle. Jeder Meßpunkt wurde zuvor kalibriert und mindestens dreimal gemessen. Die Präzision der Analysen liegt bei ca. 10 %.

Eine Beschreibung der Meßmethodik für das Element Li wird in Seitz & Woodland (2000) gegeben. Li wurde mit der Technik der Energiefilterung bei -75 eV mit einer Massenauflösung von ca. 1000 gemessen, um interferierende Moleküle und Matrix-Effekte zu unterdrücken (Ottolini et al., 1993). Ein Primärstrahl aus $^{16}\text{O}^-$ -Ionen wurde mit 12.5 kV auf die Probe geschossen. Mit einem primären Strahlstrom von 10 nA betrug der Durchmesser des Brennflecks ca. 30 bis 40 μm . Positiv geladene Ionen wurden mit einer Spannung von 4.5 kV beschleunigt. Das Energie-Fenster wurde auf 40 eV eingestellt. Als Referenzisotop diente ^{30}Si für das gemessene ^7Li -Isotop. Ein NIST SRM-610-Glas (ehemals NBS 610) wurde als Standard verwendet, um sowohl das SIMS zu kalibrieren als auch die Stabilität zu überprüfen. Die Peaks wurden 2 s für ^{30}Si und 8 s für ^7Li gemessen. Jeder Meßpunkt wurde zunächst kalibriert und mindestens dreimal gemessen. Die Präzision der Analysen liegt bei ca. 10 %.

Sauerstoffisotopie

Messungen der Sauerstoffisotopie wurden von Herrn Dr. T. Vennemann im Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der Universität Tübingen durchgeführt. Die Methodik ist vergleichbar mit der von Sharp (1990) und Rumble & Hoering (1994). Die Mineralseparate wurden, um Verunreinigungen auszuschließen, zuvor unter einem Binokular aus einem Dickschliff (300 μm) mit einem Skalpell herausgetrennt. Zwischen 0.5 und 2.0 mg der Probe wurde auf einen kleinen Pt-Probenhalter geladen und in die Probenkammer der Laserlinie eingebracht. Danach wurde die Probenkammer auf ein Vakuum bis zu 10^{-6} mbar abgepumpt. Probe und Probenkammer wurden anschliessend für etwa 12 Stunden bei Zimmertemperatur mit 50 mbar Fluor gereinigt. Nach dieser Vorbehandlung wurden die Proben mit einem CO_2 -Laser erhitzt und in der Gegenwart von 50 mbar reinem Fluor der Sauerstoff freigesetzt. Das freigesetzte O_2 wird über KCL (Kaliumchlorid) bei 150 $^\circ\text{C}$ geleitet, um überschüssiges F_2 zu

Cl₂ umzuwandeln, welches mit flüssigem Stickstoff kondensiert wird. Das so gereinigte O₂ wird an einem Molekular-Sieb (13X) gesammelt, fortlaufend expandiert und an einem Finnigan MAT 252 Massenspektrometer analysiert. Die durchschnittliche Präzision der δ¹⁸O-Werte liegt in der Regel bei ± 0.1 ‰ und war in jedem Fall besser als ± 0.2 ‰ für Doppelmessungen der Proben sowie der Standards NBS-28 (Quarz) und des UWG-2 Granats (Valley et al., 1995).

Mineralanalysen

Alpe Arami

Grt I (Kern)

Datei	AA-3P1-Profil									
Punktnummer	73	74	75	77	78	79	80	81	82	83
SiO2	42.33	42.37	42.44	42.40	42.29	42.37	42.36	42.62	42.40	42.37
TiO2	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.21	0.19	0.19	0.21	0.21
Al2O3	22.37	22.24	22.31	22.35	22.36	22.31	22.37	22.15	22.25	22.33
Cr2O3	1.53	1.51	1.53	1.51	1.52	1.53	1.50	1.50	1.50	1.49
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	8.21	8.19	8.21	8.37	8.15	7.96	8.35	8.11	8.18	8.10
MnO	0.33	0.34	0.33	0.36	0.33	0.33	0.35	0.33	0.34	0.33
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	20.66	20.58	20.57	20.67	20.60	20.58	20.51	20.76	20.65	20.61
CaO	4.86	4.88	4.97	4.80	4.87	4.90	4.99	4.98	5.00	4.91
Na2O	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.02	0.05	0.04	0.05
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.50	100.33	100.60	100.70	100.36	100.21	100.63	100.69	100.57	100.42

Kationenbesetzung auf der Basis von 12 Sauerstoffen

Si	2.997	3.005	3.003	2.998	2.998	3.005	2.998	3.011	3.001	3.001
Ti	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.010	0.010	0.011	0.011
Al	1.867	1.859	1.860	1.862	1.868	1.865	1.866	1.845	1.856	1.864
Cr	0.085	0.085	0.086	0.085	0.085	0.086	0.084	0.084	0.084	0.084
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.486	0.486	0.486	0.495	0.483	0.472	0.494	0.479	0.484	0.480
Mn	0.020	0.020	0.019	0.021	0.020	0.020	0.021	0.020	0.020	0.020
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	2.180	2.175	2.169	2.179	2.177	2.176	2.164	2.186	2.179	2.177
Ca	0.369	0.370	0.377	0.363	0.370	0.372	0.378	0.377	0.379	0.373
Na	0.003	0.004	0.004	0.006	0.005	0.004	0.002	0.007	0.005	0.007
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	8.018	8.015	8.016	8.021	8.017	8.010	8.018	8.018	8.020	8.017
Mg#	81.8	81.7	81.7	81.5	81.8	82.2	81.4	82.0	81.8	81.9
Cr#	4.4	4.4	4.4	4.3	4.4	4.4	4.3	4.3	4.3	4.3

Grt I (Rand)

Datei	AA-3P1-Profil									
Punktnummer	3	5	6	7	9	11	153	154	155	156
SiO2	42.27	41.94	42.17	42.05	42.31	42.20	42.35	42.24	42.31	42.25
TiO2	0.17	0.19	0.19	0.18	0.19	0.19	0.20	0.21	0.22	0.20
Al2O3	21.84	22.04	22.10	22.16	22.30	22.32	22.31	22.27	22.31	22.34
Cr2O3	1.55	1.52	1.52	1.48	1.45	1.40	1.51	1.52	1.51	1.51
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	9.57	8.94	9.18	9.02	9.08	8.89	8.80	8.74	8.66	8.55
MnO	0.44	0.43	0.42	0.37	0.39	0.34	0.38	0.36	0.34	0.37
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	19.65	19.92	20.00	20.01	20.16	20.11	20.31	20.35	20.36	20.31
CaO	4.67	4.67	4.71	4.79	4.64	4.70	4.71	4.78	4.85	4.80
Na2O	0.04	0.04	0.05	0.04	0.01	0.03	0.04	0.02	0.06	0.06
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.20	99.70	100.35	100.11	100.53	100.19	100.62	100.50	100.62	100.39

Kationenbesetzung auf der Basis von 12 Sauerstoffen

Si	3.020	3.004	3.004	3.001	3.004	3.004	3.002	2.998	2.999	2.999
Ti	0.009	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.011	0.011	0.012	0.011
Al	1.839	1.861	1.856	1.864	1.866	1.873	1.864	1.863	1.863	1.869
Cr	0.087	0.086	0.086	0.083	0.081	0.079	0.085	0.085	0.085	0.085
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.572	0.536	0.547	0.538	0.539	0.529	0.522	0.519	0.513	0.508
Mn	0.027	0.026	0.025	0.023	0.024	0.020	0.023	0.022	0.021	0.022
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	2.093	2.127	2.124	2.129	2.134	2.134	2.147	2.153	2.151	2.150
Ca	0.358	0.359	0.359	0.366	0.353	0.359	0.358	0.364	0.368	0.365
Na	0.005	0.006	0.007	0.005	0.002	0.004	0.005	0.003	0.008	0.009
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	8.010	8.015	8.019	8.019	8.013	8.012	8.016	8.018	8.019	8.017
Mg#	78.5	79.9	79.5	79.8	79.8	80.1	80.5	80.6	80.7	80.9
Cr#	4.5	4.4	4.4	4.3	4.2	4	4.4	4.4	4.4	4.3

**Alpe Arami
Grt III (Kern)**

Datei	AA-3P4-Profil									
Punktnummer	22	23	24	25	26	27	31	32	33	34
SiO2	41.67	41.92	41.77	41.71	41.79	41.59	42.03	41.85	41.79	41.95
TiO2	0.10	0.10	0.09	0.10	0.11	0.15	0.14	0.13	0.15	0.14
Al2O3	22.97	23.04	22.99	23.03	23.22	23.12	23.07	23.10	23.12	23.16
Cr2O3	0.47	0.48	0.47	0.47	0.22	0.20	0.21	0.21	0.21	0.22
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	10.25	10.19	10.27	10.34	10.37	10.20	10.41	10.21	10.27	10.40
MnO	0.42	0.41	0.39	0.44	0.43	0.38	0.40	0.41	0.41	0.40
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	19.08	18.95	19.10	18.94	18.94	18.94	19.22	19.32	19.17	19.37
CaO	4.82	4.73	4.82	4.78	4.84	4.94	4.89	4.88	4.88	4.97
Na2O	0.01	0.00	0.03	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.03
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.80	99.83	99.93	99.82	99.94	99.55	100.40	100.11	100.02	100.64

Kationenbesetzung auf der Basis von 12 Sauerstoffen

Si	2.991	3.004	2.993	2.993	2.993	2.990	2.997	2.991	2.991	2.986
Ti	0.005	0.005	0.005	0.005	0.006	0.008	0.008	0.007	0.008	0.007
Al	1.943	1.945	1.942	1.947	1.960	1.959	1.939	1.946	1.950	1.943
Cr	0.027	0.027	0.026	0.027	0.013	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.615	0.611	0.616	0.620	0.621	0.613	0.621	0.610	0.614	0.619
Mn	0.026	0.025	0.024	0.027	0.026	0.023	0.024	0.025	0.025	0.024
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	2.041	2.024	2.040	2.026	2.022	2.030	2.043	2.058	2.045	2.055
Ca	0.371	0.363	0.370	0.368	0.371	0.380	0.374	0.374	0.374	0.379
Na	0.002	0.000	0.004	0.002	0.003	0.004	0.003	0.002	0.002	0.004
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	8.020	8.005	8.020	8.015	8.016	8.019	8.021	8.024	8.022	8.031
Mg#	76.8	76.8	76.8	76.6	76.5	76.8	76.7	77.1	76.9	76.9
Cr#	1.4	1.4	1.3	1.4	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6

Grt III (Rand)

Datei	AA-3P4-Profil									
Punktnummer	2	3	5	6	7	54	55	53	57	58
SiO2	42.06	41.80	41.68	41.75	41.65	41.75	41.58	41.81	41.70	41.15
TiO2	0.04	0.03	0.05	0.06	0.08	0.12	0.12	0.13	0.08	0.08
Al2O3	23.04	23.11	23.10	23.03	23.15	23.19	22.87	23.26	23.12	22.89
Cr2O3	0.33	0.30	0.42	0.43	0.39	0.20	0.74	0.19	0.53	0.55
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	10.01	10.16	10.25	10.32	10.25	10.11	10.14	10.16	10.33	12.67
MnO	0.43	0.46	0.42	0.42	0.43	0.41	0.43	0.46	0.42	0.54
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	19.52	19.49	19.32	19.28	19.33	19.04	19.06	19.29	19.20	17.26
CaO	4.52	4.52	4.69	4.80	4.74	4.87	4.96	4.94	4.93	4.77
Na2O	0.00	0.01	0.02	0.00	0.05	0.02	0.00	0.03	0.00	0.03
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.94	99.88	99.96	100.10	100.07	99.70	99.88	100.25	100.31	99.93

Kationenbesetzung auf der Basis von 12 Sauerstoffen

Si	3.005	2.992	2.985	2.988	2.981	2.994	2.984	2.984	2.980	2.984
Ti	0.002	0.002	0.003	0.003	0.004	0.006	0.006	0.007	0.004	0.005
Al	1.940	1.950	1.950	1.942	1.952	1.960	1.934	1.957	1.947	1.957
Cr	0.018	0.017	0.024	0.024	0.022	0.011	0.042	0.011	0.030	0.031
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.598	0.608	0.614	0.618	0.614	0.606	0.609	0.607	0.618	0.769
Mn	0.026	0.028	0.026	0.026	0.026	0.025	0.026	0.028	0.025	0.033
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	2.079	2.080	2.062	2.057	2.062	2.036	2.039	2.052	2.046	1.866
Ca	0.346	0.346	0.360	0.368	0.363	0.374	0.381	0.378	0.377	0.370
Na	0.000	0.002	0.003	0.000	0.006	0.003	0.000	0.004	0.000	0.004
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	8.014	8.024	8.027	8.026	8.031	8.015	8.022	8.027	8.027	8.019
Mg#	77.7	77.4	77.1	76.9	77.1	77.1	77.0	77.2	76.8	70.8
Cr#	0.9	0.9	1.2	1.2	1.1	0.6	2.1	0.1	1.5	1.6

**Alpe Arami
Cpx Ia (Kern)**

Datei	AA-3P1/1-Profil									
Punktnummer	21	23	25	26	27	29	30	31	32	33
SiO2	55.13	55.36	55.24	55.35	55.03	54.91	55.03	54.99	55.00	55.10
TiO2	0.23	0.23	0.24	0.24	0.22	0.24	0.25	0.23	0.24	0.20
Al2O3	3.03	2.96	3.11	3.14	3.08	3.04	3.05	2.96	3.01	2.87
Cr2O3	1.41	1.41	1.43	1.42	1.42	1.41	1.40	1.41	1.41	1.42
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	2.19	2.16	2.19	2.18	2.22	2.20	2.25	2.23	2.16	2.17
MnO	0.05	0.04	0.06	0.05	0.04	0.05	0.04	0.07	0.04	0.04
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	15.26	15.69	15.63	15.69	15.41	15.78	15.42	15.57	15.53	15.75
CaO	20.57	20.58	20.48	20.41	20.70	20.57	20.56	20.52	20.66	20.47
Na2O	2.11	2.09	2.15	2.11	2.15	2.06	2.16	2.09	2.16	2.00
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.00	100.51	100.52	100.60	100.26	100.24	100.16	100.07	100.20	100.02

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.988	1.986	1.982	1.983	1.981	1.977	1.983	1.983	1.981	1.986
Ti	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.007	0.006	0.007	0.005
Al	0.129	0.125	0.131	0.133	0.131	0.129	0.130	0.126	0.128	0.122
Cr	0.040	0.040	0.041	0.040	0.040	0.040	0.040	0.040	0.040	0.040
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.066	0.065	0.066	0.065	0.067	0.066	0.068	0.067	0.065	0.065
Mn	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.820	0.839	0.836	0.838	0.827	0.847	0.828	0.837	0.834	0.846
Ca	0.795	0.791	0.787	0.783	0.799	0.793	0.794	0.793	0.797	0.791
Na	0.147	0.146	0.150	0.146	0.150	0.144	0.151	0.146	0.151	0.140
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	3.994	3.998	4.001	3.997	4.002	4.004	4.001	4.001	4.004	3.997
Mg#	92.5	92.8	92.7	92.8	92.5	92.8	92.4	92.6	92.8	92.8
Cr#	23.8	24.2	23.6	23.3	23.6	23.7	23.5	24.2	23.9	24.8

Cpx Ia (Rand)

Datei	AA-3P1/1-Profil									
Punktnummer	4	5	6	7	8	52	53	54	55	56
SiO2	54.80	54.98	54.94	54.99	54.90	55.14	55.12	55.25	55.11	55.00
TiO2	0.28	0.22	0.21	0.22	0.24	0.24	0.22	0.23	0.23	0.21
Al2O3	2.82	2.97	3.02	3.05	2.98	3.09	3.07	2.98	2.98	2.91
Cr2O3	1.33	1.34	1.35	1.34	1.35	1.36	1.34	1.33	1.34	1.35
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	2.13	2.25	2.16	2.15	2.09	2.19	2.17	2.17	2.17	2.16
MnO	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.04
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	15.73	15.68	15.53	15.39	15.50	15.64	15.55	15.73	15.34	15.55
CaO	20.84	20.56	20.83	20.77	20.78	20.56	20.74	20.67	21.07	20.81
Na2O	1.94	2.02	2.13	2.13	2.06	2.17	2.08	2.10	2.09	2.07
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.92	100.05	100.22	100.09	99.94	100.44	100.34	100.50	100.40	100.10

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.980	1.983	1.979	1.983	1.982	1.981	1.982	1.983	1.983	1.983
Ti	0.008	0.006	0.006	0.006	0.007	0.007	0.006	0.006	0.006	0.006
Al	0.120	0.126	0.128	0.130	0.127	0.131	0.130	0.126	0.126	0.124
Cr	0.038	0.038	0.038	0.038	0.038	0.039	0.038	0.038	0.038	0.038
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.064	0.068	0.065	0.065	0.063	0.066	0.065	0.065	0.065	0.065
Mn	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.847	0.843	0.834	0.827	0.834	0.838	0.834	0.842	0.823	0.836
Ca	0.807	0.794	0.804	0.803	0.804	0.791	0.799	0.795	0.812	0.804
Na	0.136	0.141	0.149	0.149	0.144	0.151	0.145	0.146	0.146	0.145
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	4.001	4.000	4.006	4.002	4.001	4.003	4.001	4.002	4.002	4.002
Mg#	92.9	92.5	92.8	92.7	93.0	92.7	92.7	92.8	92.6	92.8
Cr#	24.0	23.3	23.0	22.7	23.3	22.8	22.7	23.1	23.1	23.7

**Alpe Arami
Cpx Ib (Kern)**

Datei	AA-3P1/6-Profil									
Punktnummer	31	32	33	34	35	38	39	40	41	42
SiO2	54.757	54.65	54.841	54.678	54.804	54.937	54.92	54.945	54.992	54.992
TiO2	0.25	0.242	0.232	0.245	0.247	0.239	0.244	0.265	0.229	0.247
Al2O3	3.238	3.21	3.14	3.169	3.174	3.142	3.203	3.14	3.187	3.25
Cr2O3	1.264	1.272	1.289	1.31	1.277	1.279	1.289	1.277	1.264	1.267
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	2.304	2.386	2.417	2.336	2.434	2.199	2.282	2.376	2.338	2.404
MnO	0.046	0.058	0.066	0.044	0.05	0.057	0.057	0.044	0.059	0.065
NiO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	14.593	14.639	15.017	15.185	14.898	15.035	14.911	14.939	15.108	15.012
CaO	20.72	20.879	20.969	21.02	20.797	20.828	20.92	20.824	20.561	20.832
Na2O	2.22	2.204	2.231	2.185	2.221	2.174	2.19	2.196	2.123	2.274
K2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
H2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Summe	99.392	99.54	100.202	100.172	99.902	99.89	100.016	100.006	99.861	100.343

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.989	1.985	1.980	1.975	1.983	1.985	1.984	1.985	1.987	1.981
Ti	0.007	0.007	0.006	0.007	0.007	0.006	0.007	0.007	0.006	0.007
Al	0.139	0.137	0.134	0.135	0.135	0.134	0.136	0.134	0.136	0.138
Cr	0.036	0.037	0.037	0.037	0.037	0.037	0.037	0.036	0.036	0.036
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.070	0.072	0.073	0.071	0.074	0.066	0.069	0.072	0.071	0.072
Mn	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.790	0.793	0.808	0.817	0.804	0.810	0.803	0.805	0.814	0.806
Ca	0.806	0.812	0.811	0.813	0.806	0.806	0.810	0.806	0.796	0.804
Na	0.156	0.155	0.156	0.153	0.156	0.152	0.153	0.154	0.149	0.159
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	3.995	3.999	4.007	4.009	4.002	3.999	4.000	4.000	3.995	4.005
Mg#	91.9	91.6	91.7	92.1	91.6	92.4	92.1	91.8	92.0	91.8
Cr#	20.8	21.0	21.6	21.7	21.3	21.5	21.3	21.4	21.0	20.7

Cpx Ib (Rand)

Datei	AA-3P1/6-Profil									
Punktnummer	2	4	5	6	7	68	69	70	71	72
SiO2	54.74	54.83	54.79	54.91	54.88	54.92	55.13	55.20	54.83	54.77
TiO2	0.19	0.22	0.24	0.24	0.24	0.16	0.15	0.18	0.19	0.18
Al2O3	2.57	2.77	3.00	3.01	3.07	2.49	2.47	2.45	2.46	2.46
Cr2O3	1.50	1.28	1.30	1.29	1.27	1.64	1.05	1.08	1.32	1.27
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	2.18	2.43	2.33	2.41	2.35	2.34	2.28	2.34	2.42	2.17
MnO	0.05	0.06	0.07	0.04	0.05	0.06	0.06	0.07	0.07	0.06
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	15.51	15.21	15.07	14.90	15.22	15.56	15.72	15.95	15.88	15.66
CaO	21.56	21.29	21.18	21.03	20.77	20.58	21.37	21.29	20.83	21.25
Na2O	1.73	2.01	2.05	2.09	1.99	2.01	1.86	1.66	1.67	1.69
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.04	100.10	100.02	99.92	99.83	99.73	100.08	100.22	99.67	99.51

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.980	1.983	1.981	1.987	1.984	1.990	1.990	1.989	1.987	1.988
Ti	0.005	0.006	0.006	0.007	0.006	0.004	0.004	0.005	0.005	0.005
Al	0.110	0.118	0.128	0.128	0.131	0.106	0.105	0.104	0.105	0.105
Cr	0.043	0.037	0.037	0.037	0.036	0.047	0.030	0.031	0.038	0.037
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.066	0.073	0.071	0.073	0.071	0.071	0.069	0.071	0.073	0.066
Mn	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.836	0.820	0.813	0.803	0.820	0.840	0.846	0.857	0.858	0.847
Ca	0.835	0.825	0.821	0.815	0.805	0.799	0.827	0.822	0.809	0.827
Na	0.121	0.141	0.143	0.147	0.140	0.141	0.130	0.116	0.118	0.119
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	3.999	4.004	4.002	3.998	3.995	4.000	4.003	3.996	3.995	3.995
Mg#	92.7	91.8	92.0	91.7	92.0	92.2	92.5	92.4	92.1	92.8
Cr#	28.1	23.7	22.6	22.4	21.7	30.6	22.2	22.8	26.5	25.8

**Alpe Arami
Cpx II (Kern)**

Datei	AA-7a-Profile2									
Punktnummer	12	13	14	15	16	17	18	20	21	22
SiO2	54.55	54.26	54.33	54.41	54.53	54.18	54.55	54.16	54.27	54.69
TiO2	0.05	0.09	0.08	0.12	0.13	0.12	0.14	0.13	0.12	0.16
Al2O3	1.42	1.49	1.57	1.53	1.63	1.65	1.67	1.74	1.75	1.67
Cr2O3	1.02	0.98	1.07	1.05	1.04	1.06	1.06	1.02	1.01	1.06
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	1.95	2.14	2.02	1.98	2.02	2.01	1.91	2.01	2.10	2.14
MnO	0.12	0.10	0.10	0.11	0.00	0.00	0.13	0.01	0.03	0.07
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	16.83	16.87	16.72	16.65	16.69	16.77	16.55	16.65	16.63	16.79
CaO	22.66	22.58	22.75	22.39	22.47	22.56	22.80	22.34	22.78	22.51
Na2O	0.77	0.84	0.90	0.91	0.91	0.93	0.95	1.00	0.91	0.85
K2O	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.37	99.36	99.55	99.15	99.41	99.27	99.77	99.05	99.60	99.94

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.987	1.979	1.978	1.986	1.984	1.977	1.981	1.979	1.975	1.981
Ti	0.001	0.002	0.002	0.003	0.004	0.003	0.004	0.003	0.003	0.004
Al	0.061	0.064	0.068	0.066	0.070	0.071	0.072	0.075	0.075	0.071
Cr	0.029	0.028	0.031	0.030	0.030	0.031	0.030	0.030	0.029	0.030
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.059	0.065	0.062	0.061	0.062	0.061	0.058	0.061	0.064	0.065
Mn	0.004	0.003	0.003	0.003	0.000	0.000	0.004	0.000	0.001	0.002
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.914	0.917	0.908	0.906	0.905	0.912	0.896	0.907	0.902	0.907
Ca	0.884	0.882	0.887	0.876	0.876	0.882	0.887	0.875	0.888	0.874
Na	0.054	0.060	0.063	0.064	0.064	0.066	0.067	0.071	0.064	0.060
K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	3.994	4.002	4.002	3.995	3.994	4.002	3.998	4.001	4.002	3.994
Mg#	93.9	93.3	93.6	93.7	93.6	93.7	93.9	93.7	93.4	93.3
Cr#	32.5	30.7	31.4	31.5	29.9	30.2	29.8	28.3	27.9	29.8

Cpx II (Rand)

Datei	AA-7a-Profile2									
Punktnummer	2	3	4	5	6	24	25	26	27	28
SiO2	54.58	54.39	54.52	54.46	54.57	54.49	54.30	54.33	54.33	54.91
TiO2	0.10	0.09	0.09	0.09	0.04	0.13	0.14	0.15	0.06	0.05
Al2O3	1.18	1.34	1.21	1.23	1.12	1.63	1.69	1.60	1.61	1.26
Cr2O3	0.82	0.94	0.86	0.90	0.99	0.95	1.07	1.13	1.18	1.04
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	1.85	2.05	1.80	1.91	1.75	2.00	1.90	1.89	1.87	1.91
MnO	0.03	0.09	0.08	0.05	0.11	0.06	0.04	0.03	0.04	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	16.90	16.68	16.77	16.73	17.03	16.76	16.65	16.86	16.73	16.99
CaO	23.10	22.70	23.14	22.91	22.75	22.38	22.44	22.80	22.81	22.78
Na2O	0.74	0.86	0.83	0.75	0.64	0.78	0.83	0.69	0.84	0.92
K2O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.30	99.15	99.30	99.06	99.00	99.18	99.06	99.47	99.46	99.86

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.990	1.987	1.989	1.990	1.993	1.986	1.982	1.977	1.978	1.990
Ti	0.003	0.002	0.002	0.003	0.001	0.003	0.004	0.004	0.002	0.001
Al	0.051	0.058	0.052	0.053	0.048	0.070	0.073	0.069	0.069	0.054
Cr	0.024	0.027	0.025	0.026	0.029	0.027	0.031	0.033	0.034	0.030
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.056	0.063	0.055	0.058	0.053	0.061	0.058	0.057	0.057	0.058
Mn	0.001	0.003	0.003	0.002	0.003	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.918	0.909	0.912	0.911	0.927	0.911	0.906	0.915	0.908	0.918
Ca	0.902	0.889	0.904	0.897	0.890	0.874	0.878	0.889	0.890	0.884
Na	0.053	0.061	0.059	0.053	0.046	0.055	0.058	0.048	0.059	0.064
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	3.997	3.998	4.000	3.995	3.991	3.989	3.991	3.992	3.998	3.999
Mg#	94.2	93.5	94.3	94.0	94.6	93.7	94.0	94.1	94.1	94.1
Cr#	31.8	32.0	32.2	33.0	37.2	28.2	29.8	32.2	33.0	35.6

**Alpe Arami
Cpx III (Kern)**

Datei	AA-3P3/2-Profil1									
Punktnummer	174	175	176	177	179	180	181	182	183	184
SiO2	55.03	54.97	54.97	54.83	54.94	55.07	55.03	55.03	54.93	54.98
TiO2	0.12	0.10	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Al2O3	1.29	1.32	1.34	1.32	1.30	1.35	1.28	1.31	1.30	1.29
Cr2O3	0.75	0.77	0.75	0.78	0.75	0.78	0.75	0.77	0.77	0.78
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	2.24	2.03	2.04	2.03	2.15	2.02	2.19	2.15	2.01	2.04
MnO	0.08	0.06	0.07	0.08	0.07	0.04	0.07	0.07	0.07	0.08
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	17.01	16.82	16.74	16.80	17.24	17.03	17.12	16.99	16.90	16.81
CaO	22.64	23.32	23.25	22.96	22.88	23.08	22.87	23.16	22.97	23.10
Na2O	0.88	0.85	0.94	0.87	0.83	0.88	0.83	0.89	0.89	0.83
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.05	100.25	100.22	99.77	100.28	100.36	100.25	100.49	99.95	100.02

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.991	1.987	1.988	1.990	1.984	1.987	1.988	1.985	1.990	1.991
Ti	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003
Al	0.055	0.056	0.057	0.056	0.056	0.057	0.054	0.056	0.056	0.055
Cr	0.021	0.022	0.021	0.022	0.021	0.022	0.021	0.022	0.022	0.022
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.068	0.061	0.062	0.062	0.065	0.061	0.066	0.065	0.061	0.062
Mn	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.918	0.907	0.903	0.909	0.928	0.916	0.922	0.914	0.912	0.907
Ca	0.878	0.903	0.901	0.893	0.885	0.892	0.885	0.895	0.891	0.896
Na	0.062	0.060	0.066	0.061	0.058	0.061	0.058	0.062	0.063	0.058
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	3.998	4.001	4.003	3.998	4.003	4.001	4.000	4.004	4.000	3.997
Mg#	93.1	93.6	93.6	93.6	93.5	93.8	93.3	93.4	93.7	93.6
Cr#	28.1	28.1	27.2	28.4	27.9	27.8	28.1	28.4	28.3	28.8

Cpx III (Rand)

Datei	AA-3P3/2-Profil1									
Punktnummer	134	135	136	137	139	205	207	208	209	210
SiO2	54.89	55.18	55.07	55.10	55.06	54.93	55.08	55.20	55.21	55.06
TiO2	0.11	0.08	0.13	0.11	0.10	0.08	0.11	0.11	0.09	0.10
Al2O3	1.21	1.22	1.30	1.25	1.24	1.16	1.35	1.42	1.42	1.41
Cr2O3	0.65	0.67	0.71	0.72	0.75	0.71	0.69	0.70	0.74	0.69
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	2.02	1.99	2.12	2.13	2.13	1.80	2.09	1.99	2.05	1.98
MnO	0.08	0.09	0.08	0.08	0.07	0.06	0.07	0.04	0.05	0.06
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	17.41	17.25	16.97	17.13	17.00	16.97	17.01	16.90	16.67	16.93
CaO	23.29	23.05	23.38	23.30	23.16	23.73	23.23	23.17	23.32	23.33
Na2O	0.72	0.72	0.79	0.73	0.76	0.58	0.81	0.81	0.81	0.77
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.36	100.26	100.54	100.56	100.27	100.02	100.44	100.35	100.36	100.33

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.982	1.991	1.985	1.986	1.989	1.989	1.987	1.990	1.992	1.987
Ti	0.003	0.002	0.004	0.003	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.003
Al	0.051	0.052	0.055	0.053	0.053	0.050	0.057	0.060	0.060	0.060
Cr	0.018	0.019	0.020	0.021	0.022	0.020	0.020	0.020	0.021	0.020
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.061	0.060	0.064	0.064	0.064	0.054	0.063	0.060	0.062	0.060
Mn	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.937	0.928	0.912	0.920	0.916	0.916	0.914	0.908	0.896	0.911
Ca	0.901	0.891	0.903	0.899	0.897	0.921	0.898	0.895	0.902	0.902
Na	0.050	0.051	0.056	0.051	0.053	0.041	0.057	0.056	0.057	0.054
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	4.006	3.996	4.001	4.000	3.998	3.995	4.000	3.995	3.994	3.998
Mg#	93.9	93.9	93.5	93.5	93.4	94.4	93.5	93.8	93.6	93.8
Cr#	26.4	26.8	26.8	27.9	28.9	29.0	25.5	24.8	26.0	24.7

**Alpe Arami
Opx Ia (Kern)**

Datei	AA-3P1/1-Profile1									
Punktnummer	468	469	470	471	472	473	474	475	476	477
SiO2	58.38	58.60	58.41	58.57	58.84	58.38	58.10	58.08	58.12	58.03
TiO2	0.04	0.06	0.12	0.08	0.09	0.08	0.07	0.12	0.14	0.09
Al2O3	1.02	1.06	1.09	1.06	1.08	1.06	1.06	1.04	1.08	1.09
Cr2O3	0.32	0.32	0.34	0.32	0.37	0.33	0.36	0.36	0.33	0.35
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	5.36	5.31	5.30	5.14	5.22	5.18	5.25	5.14	5.05	5.05
MnO	0.09	0.07	0.11	0.07	0.10	0.06	0.08	0.09	0.11	0.10
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	35.64	35.86	35.86	35.74	35.73	35.42	35.80	35.63	35.57	35.48
CaO	0.27	0.30	0.27	0.29	0.29	0.27	0.30	0.31	0.28	0.27
Na2O	0.03	0.04	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.05	0.04	0.03
K2O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	101.16	101.60	101.52	101.31	101.74	100.81	101.05	100.84	100.72	100.49

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.979	1.977	1.973	1.980	1.981	1.983	1.972	1.975	1.977	1.978
Ti	0.001	0.001	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003	0.002
Al	0.041	0.042	0.043	0.042	0.043	0.042	0.042	0.042	0.043	0.044
Cr	0.009	0.008	0.009	0.008	0.010	0.009	0.010	0.010	0.009	0.009
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.152	0.150	0.150	0.145	0.147	0.147	0.149	0.146	0.144	0.144
Mn	0.003	0.002	0.003	0.002	0.003	0.002	0.002	0.003	0.003	0.003
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.801	1.804	1.806	1.801	1.793	1.793	1.811	1.806	1.803	1.803
Ca	0.010	0.011	0.010	0.010	0.010	0.010	0.011	0.011	0.010	0.010
Na	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.003	0.003	0.002
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	3.997	3.998	3.999	3.994	3.991	3.990	4.001	3.999	3.995	3.994
Mg#	92.2	92.3	92.3	92.5	92.4	92.4	92.4	92.5	92.6	92.6
Cr#	17.5	16.8	17.5	16.6	18.8	17.4	18.7	18.9	16.8	17.5

Opx Ia (Rand)

Datei	AA-3P1/1-Profile1									
Punktnummer	420	421	423	424	512	513	514	515	516	517
SiO2	59.04	58.74	58.56	58.10	58.95	58.53	58.30	58.59	58.77	58.48
TiO2	0.05	0.07	0.06	0.08	0.05	0.06	0.09	0.10	0.07	0.06
Al2O3	0.95	0.97	0.98	0.91	0.97	0.97	0.93	0.98	0.94	0.97
Cr2O3	0.22	0.19	0.22	0.23	0.28	0.30	0.27	0.22	0.25	0.18
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	4.75	4.90	4.88	4.73	4.87	4.82	4.99	4.93	4.80	4.95
MnO	0.08	0.09	0.08	0.09	0.12	0.10	0.11	0.03	0.05	0.10
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	36.29	36.08	36.13	35.99	35.71	35.84	35.71	35.83	35.86	35.90
CaO	0.20	0.22	0.26	0.25	0.23	0.20	0.20	0.23	0.21	0.24
Na2O	0.05	0.05	0.04	0.04	0.03	0.01	0.05	0.02	0.04	0.01
K2O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	101.64	101.30	101.21	100.41	101.20	100.84	100.66	100.94	100.99	100.89

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.985	1.983	1.979	1.979	1.991	1.984	1.982	1.984	1.988	1.983
Ti	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Al	0.038	0.038	0.039	0.037	0.039	0.039	0.037	0.039	0.037	0.039
Cr	0.006	0.005	0.006	0.006	0.008	0.008	0.007	0.006	0.007	0.005
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.134	0.138	0.138	0.135	0.137	0.137	0.142	0.140	0.136	0.140
Mn	0.002	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.001	0.001	0.003
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.819	1.816	1.821	1.827	1.797	1.811	1.810	1.809	1.808	1.815
Ca	0.007	0.008	0.009	0.009	0.008	0.007	0.007	0.008	0.008	0.009
Na	0.003	0.003	0.003	0.002	0.002	0.001	0.003	0.001	0.003	0.001
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	3.994	3.995	3.998	3.999	3.986	3.991	3.995	3.991	3.990	3.995
Mg#	93.2	92.9	93.0	93.1	92.9	93.0	92.7	92.8	93.0	92.8
Cr#	13.5	11.6	13.0	14.3	16.3	17.0	16.2	13.0	15.4	10.8

**Alpe Arami
Opx Ib (Kern)**

Datei	AA-7a-Profile1									
Punktnummer	135	136	138	139	140	141	142	143	144	145
SiO2	57.89	57.36	57.80	57.43	57.87	57.76	57.88	57.89	57.74	57.98
TiO2	0.05	0.09	0.05	0.04	0.05	0.08	0.03	0.07	0.05	0.09
Al2O3	0.61	0.68	0.60	0.63	0.65	0.61	0.65	0.60	0.61	0.58
Cr2O3	0.19	0.13	0.15	0.13	0.21	0.12	0.13	0.10	0.19	0.15
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	6.07	6.23	6.05	6.03	6.04	6.18	6.06	6.03	6.27	6.34
MnO	0.07	0.16	0.18	0.16	0.15	0.08	0.14	0.16	0.13	0.17
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	35.15	35.00	34.69	35.11	35.17	34.91	35.14	35.09	35.16	34.83
CaO	0.15	0.18	0.17	0.19	0.16	0.19	0.14	0.15	0.17	0.16
Na2O	0.01	0.00	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.07	0.01
K2O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.01
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.19	99.83	99.73	99.72	100.32	99.95	100.18	100.09	100.41	100.32

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.986	1.979	1.992	1.982	1.984	1.988	1.986	1.988	1.981	1.990
Ti	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002
Al	0.025	0.028	0.024	0.026	0.026	0.025	0.026	0.024	0.024	0.024
Cr	0.005	0.003	0.004	0.003	0.006	0.003	0.003	0.003	0.005	0.004
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.174	0.180	0.175	0.174	0.173	0.178	0.174	0.173	0.180	0.182
Mn	0.002	0.005	0.005	0.005	0.004	0.002	0.004	0.005	0.004	0.005
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.798	1.800	1.783	1.806	1.797	1.791	1.798	1.796	1.798	1.781
Ca	0.006	0.007	0.006	0.007	0.006	0.007	0.005	0.006	0.006	0.006
Na	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.002	0.001	0.004	0.001
K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	3.998	4.004	3.993	4.004	3.999	3.997	3.999	3.997	4.006	3.995
Mg#	91.2	90.9	91.1	91.2	91.2	91.0	91.2	91.2	90.9	90.7
Cr#	17.5	11.1	14.1	11.9	17.7	12.1	11.5	10.0	17.4	15.0

Opx Ib (Rand)

Datei	AA-7a-Profile1									
Punktnummer	104	105	106	107	108	109	174	175	176	177
SiO2	57.49	57.56	57.57	57.56	57.11	57.01	57.55	57.71	57.77	57.82
TiO2	0.06	0.04	0.08	0.05	0.08	0.06	0.05	0.03	0.04	0.03
Al2O3	0.54	0.67	0.88	0.95	0.92	0.87	0.54	0.51	0.44	0.41
Cr2O3	0.12	0.15	0.25	0.20	0.23	0.25	0.08	0.07	0.03	0.01
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	6.49	6.27	6.41	6.41	6.10	6.37	6.35	6.20	6.59	6.29
MnO	0.11	0.14	0.05	0.11	0.14	0.18	0.06	0.14	0.12	0.11
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	35.02	34.92	34.66	34.59	34.50	34.84	34.99	34.93	35.18	35.04
CaO	0.12	0.14	0.21	0.25	0.19	0.20	0.14	0.10	0.10	0.10
Na2O	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00
K2O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.95	99.90	100.13	100.14	99.28	99.79	99.77	99.70	100.27	99.85

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.982	1.984	1.980	1.980	1.979	1.971	1.986	1.991	1.985	1.992
Ti	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001
Al	0.022	0.027	0.036	0.039	0.038	0.035	0.022	0.021	0.018	0.017
Cr	0.003	0.004	0.007	0.005	0.006	0.007	0.002	0.002	0.001	0.000
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.187	0.181	0.184	0.184	0.177	0.184	0.183	0.179	0.189	0.181
Mn	0.003	0.004	0.001	0.003	0.004	0.005	0.002	0.004	0.004	0.003
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.800	1.794	1.778	1.774	1.783	1.795	1.800	1.796	1.803	1.800
Ca	0.004	0.005	0.008	0.009	0.007	0.007	0.005	0.004	0.004	0.004
Na	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	4.004	4.000	3.997	3.997	3.997	4.007	4.001	3.998	4.004	3.999
Mg#	90.6	90.9	90.6	90.6	91.0	90.7	90.8	90.9	90.5	90.8
Cr#	13.0	13.1	16.1	12.2	14.0	16.1	8.6	7.9	4.6	2.1

**Alpe Arami
Opx II (Kern)**

Datei	AA-3P1-Profile4	AA-7a-Profile2	AA-7a-Profile2								
Punktnummer	15	16	17	18	19	20	21	22	43	44	
SiO2	57.68	57.87	57.64	57.65	57.74	57.63	57.75	57.11	57.37	57.71	
TiO2	0.07	0.07	0.06	0.07	0.05	0.07	0.07	0.08	0.06	0.02	
Al2O3	0.79	0.81	0.80	0.80	0.77	0.79	0.82	0.79	0.72	0.63	
Cr2O3	0.17	0.15	0.16	0.16	0.16	0.16	0.17	0.16	0.16	0.10	
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
FeO	6.22	6.11	6.16	6.10	6.01	6.12	6.26	6.22	6.70	6.57	
MnO	0.12	0.12	0.11	0.13	0.12	0.12	0.10	0.09	0.16	0.10	
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MgO	34.80	35.00	34.82	34.88	34.71	34.98	34.94	34.81	35.23	34.63	
CaO	0.23	0.24	0.24	0.23	0.21	0.21	0.21	0.24	0.16	0.13	
Na2O	0.00	0.03	0.04	0.04	0.01	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Summe	100.08	100.38	100.04	100.04	99.79	100.09	100.33	99.53	100.57	99.88	

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.983	1.983	1.983	1.982	1.988	1.981	1.981	1.976	1.970	1.990
Ti	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.000
Al	0.032	0.033	0.033	0.032	0.031	0.032	0.033	0.032	0.029	0.025
Cr	0.005	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.005	0.004	0.003
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.179	0.175	0.177	0.176	0.173	0.176	0.180	0.180	0.192	0.190
Mn	0.003	0.003	0.003	0.004	0.004	0.003	0.003	0.003	0.005	0.003
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.784	1.788	1.785	1.788	1.782	1.792	1.787	1.796	1.803	1.780
Ca	0.009	0.009	0.009	0.008	0.008	0.008	0.008	0.009	0.006	0.005
Na	0.000	0.002	0.003	0.003	0.001	0.000	0.002	0.003	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	3.997	3.998	3.999	3.999	3.993	3.999	3.999	4.005	4.012	3.996
Mg#	90.9	91.1	91.0	91.1	91.1	91.1	90.9	90.9	90.4	90.4
Cr#	12.6	11.3	12.0	12.1	12.5	11.9	12.2	11.7	12.9	9.9

Opx II (Rand)

Datei	AA-3P1-Profile4	AA-7a-Profile2	AA-7a-Profile2								
Punktnummer	4	5	6	7	36	38	39	40	15	16	
SiO2	57.47	57.53	57.59	57.59	57.63	58.05	57.75	57.75	54.41	54.53	
TiO2	0.07	0.07	0.07	0.06	0.08	0.06	0.04	0.02	0.12	0.13	
Al2O3	0.81	0.83	0.82	0.80	0.87	0.72	0.64	0.60	1.53	1.63	
Cr2O3	0.17	0.16	0.17	0.16	0.19	0.15	0.12	0.11	1.05	1.04	
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
FeO	6.45	6.34	6.11	6.19	6.30	6.47	6.40	6.52	1.98	2.02	
MnO	0.11	0.08	0.12	0.10	0.13	0.13	0.12	0.15	0.11	0.00	
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MgO	34.59	34.57	34.65	34.76	34.59	35.02	34.80	34.69	16.65	16.69	
CaO	0.22	0.23	0.23	0.23	0.22	0.20	0.15	0.14	22.39	22.47	
Na2O	0.02	0.03	0.02	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.91	0.91	
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Summe	99.91	99.84	99.76	99.90	100.06	100.81	100.03	99.99	99.15	99.41	

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.982	1.984	1.985	1.984	1.983	1.984	1.988	1.989	1.986	1.984
Ti	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.003	0.004
Al	0.033	0.034	0.033	0.033	0.035	0.029	0.026	0.025	0.066	0.070
Cr	0.005	0.004	0.005	0.004	0.005	0.004	0.003	0.003	0.030	0.030
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.186	0.183	0.176	0.178	0.181	0.185	0.184	0.188	0.061	0.062
Mn	0.003	0.002	0.003	0.003	0.004	0.004	0.004	0.004	0.003	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.778	1.777	1.781	1.785	1.774	1.784	1.785	1.782	0.906	0.905
Ca	0.008	0.008	0.008	0.009	0.008	0.007	0.006	0.005	0.876	0.876
Na	0.001	0.002	0.001	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000	0.064	0.064
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	3.998	3.996	3.995	3.996	3.996	3.999	3.997	3.996	3.995	3.994
Mg#	90.5	90.7	91.0	90.9	90.7	90.6	90.7	90.5	93.7	93.6
Cr#	12.4	11.7	12.1	12.0	12.9	12.3	10.9	10.5	31.5	29.9

Alpe Arami Sp III (Kern)

Datei	AA-3P3/2-PkteSpi	AA-3P3/2-PkteSpi	AA-3P3/2-PkteSpi	AA-3P3/2-Pkte1	AA-3P3/2-Pkte1	AA-3P3/2-Pkte1
Punktnummer	29	30	31	7	14	15

SiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO2	0.63	0.71	0.58	0.01	0.46	0.59
Al2O3	14.32	13.78	16.15	23.40	13.81	17.06
Cr2O3	45.68	45.33	44.47	44.38	49.88	45.84
Fe2O3	8.55	9.28	7.66	1.51	4.18	4.72
FeO	22.75	23.10	22.89	19.03	23.55	22.56
MnO	0.39	0.38	0.37	0.16	0.48	0.31
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	7.57	7.35	7.59	10.60	6.64	7.85
CaO	0.01	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00
Na2O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
K2O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.90	99.92	99.72	99.14	99.04	98.94

Kationenbesetzung auf der Basis von 4 Sauerstoffen

Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.016	0.018	0.014	0.000	0.012	0.015
Al	0.559	0.540	0.626	0.864	0.547	0.662
Cr	1.196	1.192	1.157	1.100	1.325	1.192
Fe3	0.213	0.232	0.190	0.036	0.106	0.117
Fe2	0.630	0.643	0.630	0.499	0.662	0.621
Mn	0.011	0.011	0.010	0.004	0.014	0.009
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.374	0.364	0.372	0.495	0.333	0.385
Ca	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000

Mg#	37.2	36.2	37.2	49.8	33.4	38.3
Cr#	68.2	68.8	64.9	56.0	70.8	64.3

Sp III (Rand)

Datei	AA-3P3/2-PkteSpi	AA-3P3/2-PkteSpi
Punktnummer	45	36

SiO2	0.00	0.04
TiO2	0.25	0.24
Al2O3	19.20	21.35
Cr2O3	44.84	39.36
Fe2O3	4.41	7.06
FeO	21.12	20.88
MnO	0.26	0.27
NiO	0.00	0.00
MgO	8.78	8.70
CaO	0.00	0.42
Na2O	0.02	0.03
K2O	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00
Summe	98.88	98.34

Kationenbesetzung auf der Basis von 4 Sauerstoffen

Si	0.000	0.001
Ti	0.006	0.006
Al	0.733	0.812
Cr	1.149	1.004
Fe3	0.107	0.171
Fe2	0.572	0.563
Mn	0.007	0.007
Ni	0.000	0.000
Mg	0.424	0.418
Ca	0.000	0.014
Na	0.001	0.002
K	0.000	0.000
OH	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000
Summe	3.000	3.000

Mg#	42.6	42.6
Cr#	61.0	55.3

Cima di Gagnone

Grt (Kern)

Datei	VER9a-Profil									
Punktnummer	33	34	36	37	38	39	40	41	42	43
SiO2	42.75	42.69	42.47	42.63	42.76	42.61	42.78	42.54	42.63	42.48
TiO2	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04
Al2O3	23.44	23.34	23.36	23.33	23.37	23.26	23.40	23.31	23.23	23.16
Cr2O3	0.28	0.31	0.34	0.34	0.36	0.42	0.37	0.49	0.46	0.56
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	8.82	9.02	9.43	8.76	8.89	9.06	8.73	8.93	9.20	9.56
MnO	0.21	0.23	0.23	0.21	0.22	0.24	0.21	0.23	0.28	0.28
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	20.44	20.57	20.17	20.33	20.32	20.05	20.41	20.29	20.06	19.81
CaO	4.70	4.77	4.87	4.94	4.86	4.93	4.81	4.89	4.91	5.01
Na2O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.71	100.98	100.93	100.60	100.84	100.62	100.74	100.72	100.81	100.91

Kationenbesetzung auf der Basis von 12 Sauerstoffen

Si	3.010	3.003	2.996	3.008	3.010	3.010	3.011	3.001	3.009	3.003
Ti	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002
Al	1.945	1.935	1.943	1.940	1.939	1.937	1.941	1.939	1.932	1.930
Cr	0.016	0.017	0.019	0.019	0.020	0.024	0.020	0.027	0.025	0.031
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.519	0.531	0.556	0.517	0.523	0.535	0.514	0.527	0.543	0.565
Mn	0.013	0.014	0.014	0.013	0.013	0.015	0.012	0.013	0.016	0.017
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	2.146	2.157	2.121	2.138	2.133	2.111	2.141	2.134	2.111	2.088
Ca	0.355	0.360	0.368	0.374	0.367	0.373	0.362	0.369	0.371	0.379
Na	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	8.007	8.019	8.021	8.011	8.009	8.007	8.006	8.014	8.010	8.015
Mg#	80.5	80.3	79.2	80.5	80.3	79.8	80.6	80.2	79.5	78.7
Cr#	0.8	0.9	1.0	1.0	1.0	1.2	1.0	1.4	1.3	1.6

Grt (Rand)

Datei	VER9a-Profil									
Punktnummer	1	2	3	4	6	66	67	68	69	70
SiO2	44.47	42.51	42.64	42.46	42.35	42.27	42.27	42.07	42.08	40.51
TiO2	0.06	0.03	0.04	0.03	0.05	0.03	0.05	0.06	0.04	0.00
Al2O3	17.91	23.43	23.36	23.45	23.54	22.88	22.81	22.84	22.72	19.92
Cr2O3	0.26	0.28	0.30	0.28	0.27	0.88	0.85	0.86	0.95	0.61
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	4.60	8.98	8.80	8.93	9.41	10.01	9.97	10.15	10.93	9.64
MnO	0.11	0.22	0.23	0.20	0.30	0.40	0.36	0.42	0.48	0.23
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	20.87	20.53	20.39	20.55	20.33	19.26	19.13	18.93	18.53	29.16
CaO	10.42	4.70	4.87	4.78	4.68	5.17	5.12	5.33	5.15	0.28
Na2O	0.47	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.18	100.68	100.61	100.69	100.92	100.89	100.54	100.68	100.88	100.38

Kationenbesetzung auf der Basis von 12 Sauerstoffen

Si	3.182	2.998	3.007	2.994	2.987	3.001	3.009	2.998	3.002	2.876
Ti	0.003	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.003	0.003	0.002	0.000
Al	1.511	1.947	1.942	1.949	1.956	1.914	1.913	1.918	1.910	1.667
Cr	0.015	0.016	0.016	0.016	0.015	0.050	0.048	0.049	0.054	0.034
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.275	0.530	0.519	0.527	0.555	0.595	0.593	0.605	0.652	0.573
Mn	0.007	0.013	0.014	0.012	0.018	0.024	0.022	0.025	0.029	0.014
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	2.227	2.158	2.144	2.161	2.138	2.038	2.030	2.010	1.971	3.086
Ca	0.799	0.355	0.368	0.361	0.353	0.393	0.390	0.407	0.394	0.022
Na	0.065	0.003	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.003
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	8.084	8.021	8.011	8.023	8.025	8.016	8.008	8.017	8.014	8.275
Mg#	89.0	80.3	80.5	80.4	79.4	77.4	77.4	76.9	75.1	84.3
Cr#	1.0	0.8	0.8	0.8	0.8	2.5	2.4	2.5	2.7	2.0

**Cima di Gagnone
Cpx (Kern)**

Datei Punktnummer	VER9a-Profile 86	VER9a-Profile 87	VER9a-Profile 88	VER9a-Profile 89	VER9a-Profile 90	VER9a-Profile 91	VER9a-Profile 93	VER9a-Profile 94	VER9a-Profile 95	VER9a-Profile 96
SiO2	55.34	55.42	55.09	55.15	54.98	55.46	55.32	54.91	54.88	55.20
TiO2	0.06	0.04	0.06	0.08	0.11	0.05	0.06	0.11	0.10	0.11
Al2O3	0.93	0.95	1.09	1.21	1.35	0.87	0.85	1.31	1.31	1.29
Cr2O3	0.28	0.32	0.32	0.35	0.67	0.45	0.43	0.58	0.59	0.57
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	2.64	2.44	2.25	2.00	1.84	1.38	1.29	1.68	1.74	1.71
MnO	0.09	0.11	0.07	0.04	0.05	0.04	0.02	0.04	0.04	0.03
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	16.96	17.13	17.02	17.21	17.15	17.42	17.40	17.15	17.21	17.40
CaO	23.36	23.53	23.29	23.65	23.67	24.40	24.66	23.62	23.74	23.79
Na2O	0.96	0.91	0.89	0.83	0.80	0.58	0.62	0.69	0.76	0.72
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.59	100.83	100.08	100.52	100.62	100.63	100.65	100.07	100.35	100.82

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.997	1.995	1.995	1.988	1.980	1.994	1.990	1.985	1.981	1.982
Ti	0.001	0.001	0.002	0.002	0.003	0.001	0.002	0.003	0.003	0.003
Al	0.039	0.040	0.046	0.051	0.057	0.037	0.036	0.056	0.056	0.055
Cr	0.008	0.009	0.009	0.010	0.019	0.013	0.012	0.016	0.017	0.016
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.080	0.073	0.068	0.060	0.055	0.042	0.039	0.051	0.052	0.051
Mn	0.003	0.003	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.912	0.919	0.919	0.925	0.921	0.933	0.933	0.924	0.926	0.932
Ca	0.903	0.907	0.903	0.913	0.913	0.940	0.950	0.915	0.918	0.915
Na	0.067	0.063	0.062	0.058	0.056	0.040	0.043	0.048	0.053	0.050
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	4.011	4.011	4.007	4.009	4.006	4.000	4.006	4.000	4.007	4.005
Mg#	92.0	92.6	93.1	93.9	94.3	95.7	96.0	94.8	94.6	94.8
Cr#	17.0	18.3	16.6	16.2	25.0	25.9	25.2	22.8	23.1	23.0

Cpx (Rand)

Datei Punktnummer	VER9a-Profile 75	VER9a-Profile 76	VER9a-Profile 77	VER9a-Profile 78	VER9a-Profile 79	VER9a-Profile 112	VER9a-Profile 113	VER9a-Profile 114	VER9a-Profile 115	VER9a-Profile 116
SiO2	54.88	54.98	54.90	55.03	55.07	54.79	55.05	55.13	55.19	55.57
TiO2	0.12	0.14	0.14	0.12	0.08	0.11	0.10	0.11	0.10	0.04
Al2O3	1.47	1.49	1.44	1.36	1.23	1.36	1.32	1.35	1.34	0.83
Cr2O3	0.61	0.61	0.57	0.56	0.61	0.37	0.34	0.32	0.34	0.20
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	1.89	1.77	1.68	1.81	1.65	1.91	2.06	2.09	1.88	1.68
MnO	0.04	0.03	0.04	0.03	0.02	0.05	0.03	0.05	0.06	0.03
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	17.27	17.16	17.28	17.47	17.22	17.25	17.43	17.07	17.30	17.64
CaO	23.43	23.46	23.49	23.55	23.79	23.62	23.25	23.58	23.54	24.28
Na2O	0.76	0.79	0.74	0.74	0.72	0.74	0.77	0.83	0.78	0.51
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.48	100.45	100.28	100.67	100.40	100.20	100.34	100.53	100.50	100.78

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.978	1.981	1.981	1.979	1.985	1.981	1.985	1.987	1.987	1.995
Ti	0.003	0.004	0.004	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.001
Al	0.063	0.063	0.061	0.058	0.052	0.058	0.056	0.057	0.057	0.035
Cr	0.017	0.017	0.016	0.016	0.017	0.011	0.010	0.009	0.010	0.006
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.057	0.053	0.051	0.054	0.050	0.058	0.062	0.063	0.057	0.050
Mn	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.928	0.922	0.929	0.937	0.926	0.930	0.937	0.917	0.928	0.944
Ca	0.905	0.906	0.908	0.908	0.919	0.915	0.898	0.911	0.908	0.934
Na	0.053	0.055	0.052	0.052	0.050	0.052	0.054	0.058	0.054	0.036
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	4.005	4.002	4.003	4.007	4.003	4.008	4.006	4.006	4.005	4.002
Mg#	94.2	94.5	94.8	94.5	94.9	94.2	93.8	93.6	94.3	94.9
Cr#	21.8	21.4	21.1	21.7	25.0	15.5	14.8	13.8	14.4	14.1

**Cima di Gagnone
Opx (Kern)**

Datei Punktnummer	VER9b-Profile 15	VER9b-Profile 16	VER9b-Profile 17	VER9b-Profile 18	VER9b-Profile 19	VER9b-Profile 55	VER9b-Profile 56	VER9b-Profile 57	VER9b-Profile 58	VER9b-Profile 59
SiO2	58.07	58.01	57.90	57.83	57.76	57.87	57.95	57.65	57.83	57.90
TiO2	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.04	0.03	0.05	0.05	0.06
Al2O3	0.89	0.93	0.90	0.91	0.92	0.66	0.67	0.71	0.70	0.67
Cr2O3	0.12	0.10	0.10	0.11	0.11	0.09	0.08	0.09	0.09	0.06
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	5.29	5.47	5.50	5.33	5.46	5.69	6.02	6.11	5.96	6.44
MnO	0.07	0.08	0.09	0.07	0.07	0.08	0.10	0.09	0.09	0.15
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	36.07	35.74	35.44	35.71	35.57	35.26	35.49	35.27	34.88	35.09
CaO	0.21	0.21	0.21	0.20	0.24	0.12	0.14	0.16	0.15	0.15
Na2O	0.04	0.01	0.04	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.81	100.60	100.25	100.23	100.20	99.81	100.48	100.12	99.75	100.51

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.975	1.977	1.981	1.977	1.977	1.989	1.982	1.980	1.991	1.984
Ti	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Al	0.036	0.037	0.036	0.037	0.037	0.027	0.027	0.029	0.028	0.027
Cr	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.150	0.156	0.157	0.152	0.156	0.164	0.172	0.175	0.172	0.185
Mn	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003	0.003	0.004
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.828	1.816	1.807	1.821	1.815	1.807	1.810	1.806	1.790	1.792
Ca	0.008	0.008	0.008	0.007	0.009	0.004	0.005	0.006	0.005	0.006
Na	0.003	0.001	0.002	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	4.006	4.002	3.999	4.002	4.002	3.996	4.002	4.003	3.993	4.001
Mg#	92.4	92.1	92.0	92.3	92.1	91.7	91.3	91.1	91.3	90.7
Cr#	8.1	6.4	7.2	7.4	7.3	8.3	7.3	7.8	8.3	6.0

Opx (Rand)

Datei Punktnummer	VER9b-Profile 5	VER9b-Profile 6	VER9b-Profile 7	VER9b-Profile 31	VER9b-Profile 32	VER9b-Profile 33	VER9b-Profile 45	VER9b-Profile 46	VER9b-Profile 75	VER9b-Profile 76
SiO2	58.19	57.98	58.08	57.61	57.61	57.75	57.75	57.30	56.13	56.46
TiO2	0.03	0.04	0.04	0.06	0.04	0.06	0.00	0.02	0.02	0.02
Al2O3	0.60	0.58	0.56	0.88	0.83	0.78	0.83	0.59	1.70	1.67
Cr2O3	0.06	0.06	0.06	0.11	0.13	0.11	0.04	0.01	0.16	0.08
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	5.86	5.69	5.68	5.70	5.82	5.83	7.39	7.42	7.38	7.74
MnO	0.09	0.09	0.08	0.07	0.09	0.09	0.24	0.19	0.21	0.22
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	35.65	35.46	35.88	35.44	35.43	35.46	34.64	34.65	33.34	33.67
CaO	0.12	0.15	0.13	0.20	0.19	0.17	0.07	0.07	0.10	0.10
Na2O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.61	100.04	100.51	100.06	100.14	100.24	100.98	100.24	99.05	99.96

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.986	1.988	1.983	1.977	1.977	1.979	1.978	1.978	1.962	1.959
Ti	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001
Al	0.024	0.023	0.023	0.035	0.033	0.031	0.034	0.024	0.070	0.068
Cr	0.002	0.002	0.002	0.003	0.004	0.003	0.001	0.000	0.004	0.002
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.167	0.163	0.162	0.164	0.167	0.167	0.212	0.214	0.216	0.224
Mn	0.003	0.003	0.002	0.002	0.003	0.003	0.007	0.005	0.006	0.006
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.814	1.813	1.826	1.813	1.812	1.811	1.769	1.783	1.737	1.741
Ca	0.004	0.005	0.005	0.007	0.007	0.006	0.003	0.003	0.004	0.004
Na	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	4.001	3.998	4.004	4.003	4.004	4.002	4.005	4.009	4.001	4.006
Mg#	91.6	91.7	91.8	91.7	91.6	91.6	89.3	89.3	88.9	88.6
Cr#	6.3	6.2	6.8	7.5	9.5	8.8	3.2	1.3	5.9	3.1

Western Gneiss Region

Grt Ia (Kern)

Datei	K2-Profile3									
Punktnummer	22	23	24	26	27	28	29	30	31	32
SiO2	40.35	40.32	40.36	40.33	40.58	40.50	40.33	40.35	40.45	40.55
TiO2	0.15	0.13	0.13	0.14	0.13	0.14	0.15	0.14	0.14	0.15
Al2O3	21.56	21.50	21.54	21.54	21.68	21.63	21.72	21.43	21.60	21.51
Cr2O3	1.06	1.06	1.04	1.05	1.05	1.06	1.06	1.07	1.05	1.09
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	15.50	15.69	15.88	15.57	15.51	15.35	15.62	15.73	15.81	15.64
MnO	0.48	0.49	0.52	0.51	0.50	0.50	0.49	0.50	0.52	0.50
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	15.80	16.13	15.93	15.98	16.09	15.83	15.77	15.84	15.89	15.81
CaO	4.46	4.53	4.52	4.53	4.47	4.44	4.49	4.51	4.51	4.53
Na2O	0.04	0.06	0.05	0.04	0.06	0.04	0.05	0.03	0.04	0.02
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.41	99.90	99.97	99.66	100.08	99.48	99.67	99.58	100.00	99.79

Kationenbesetzung auf der Basis von 12 Sauerstoffen

Si	2.988	2.976	2.979	2.981	2.985	2.993	2.980	2.987	2.982	2.993
Ti	0.008	0.007	0.007	0.008	0.007	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008
Al	1.882	1.870	1.873	1.877	1.879	1.884	1.892	1.870	1.877	1.871
Cr	0.062	0.062	0.061	0.061	0.061	0.062	0.062	0.063	0.061	0.064
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.960	0.968	0.980	0.962	0.954	0.949	0.966	0.974	0.975	0.965
Mn	0.030	0.031	0.032	0.032	0.031	0.031	0.031	0.031	0.032	0.031
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.745	1.775	1.753	1.761	1.764	1.744	1.737	1.748	1.747	1.740
Ca	0.354	0.358	0.358	0.359	0.352	0.351	0.356	0.358	0.356	0.358
Na	0.006	0.008	0.007	0.005	0.008	0.006	0.007	0.004	0.005	0.003
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	8.035	8.055	8.050	8.045	8.042	8.029	8.038	8.041	8.043	8.033
Mg#	64.5	64.7	64.1	64.7	64.9	64.8	64.3	64.2	64.2	64.3
Cr#	3.2	3.2	3.1	3.2	3.1	3.2	3.2	3.2	3.2	3.3

Grt Ia (Rand)

Datei	K2-Profile3									
Punktnummer	5	7	8	10	12	49	51	52	53	54
SiO2	40.72	40.78	40.50	40.48	40.22	40.80	40.19	40.40	40.37	40.66
TiO2	0.05	0.06	0.06	0.07	0.09	0.13	0.11	0.11	0.09	0.07
Al2O3	21.85	22.04	22.01	21.83	21.91	21.66	21.73	21.79	21.72	21.66
Cr2O3	0.74	0.79	0.82	0.81	0.87	1.01	0.98	0.99	0.95	0.91
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	16.92	15.99	16.03	16.08	16.08	15.79	16.04	16.06	16.09	16.27
MnO	0.56	0.50	0.52	0.52	0.49	0.52	0.50	0.54	0.54	0.52
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	15.09	15.77	15.64	15.93	16.01	15.74	15.71	15.76	15.49	15.42
CaO	4.38	4.38	4.30	4.47	4.32	4.49	4.42	4.44	4.20	4.40
Na2O	0.03	0.04	0.06	0.02	0.04	0.01	0.04	0.03	0.04	0.02
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.34	100.34	99.93	100.21	100.02	100.15	99.72	100.11	99.47	99.93

Kationenbesetzung auf der Basis von 12 Sauerstoffen

Si	3.000	2.992	2.986	2.979	2.966	3.000	2.974	2.978	2.992	3.002
Ti	0.003	0.003	0.003	0.004	0.005	0.007	0.006	0.006	0.005	0.004
Al	1.897	1.906	1.912	1.893	1.904	1.877	1.895	1.893	1.897	1.884
Cr	0.043	0.046	0.048	0.047	0.051	0.059	0.057	0.058	0.056	0.053
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	1.043	0.981	0.988	0.989	0.992	0.971	0.993	0.990	0.997	1.005
Mn	0.035	0.031	0.032	0.033	0.030	0.032	0.032	0.033	0.034	0.033
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.658	1.724	1.718	1.748	1.760	1.725	1.733	1.731	1.711	1.696
Ca	0.346	0.344	0.340	0.353	0.341	0.354	0.350	0.350	0.334	0.348
Na	0.004	0.005	0.008	0.003	0.005	0.002	0.005	0.005	0.005	0.003
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	8.029	8.032	8.035	8.049	8.054	8.026	8.046	8.044	8.030	8.027
Mg#	61.4	63.7	63.5	63.9	64.0	64.0	63.6	63.6	63.2	62.8
Cr#	2.2	2.4	2.4	2.4	2.6	3.0	2.9	2.9	2.8	2.7

Western Gneiss Region

Grt Ib (Kern)

Datei Punktnummer	K2-Profile 311	K2-Profile 312	K2-Profile 313	K2-Profile 314	K2-Profile 315	K2-Profile 316	K2-Profile 317	K2-Profile 318	K2-Profile 319	K2-Profile 320
SiO2	40.63	40.92	40.97	40.85	40.96	40.89	40.84	40.75	40.69	40.99
TiO2	0.01	0.05	0.11	0.08	0.04	0.08	0.08	0.08	0.06	0.08
Al2O3	22.06	21.93	21.89	21.78	21.96	22.07	21.90	21.70	22.00	22.02
Cr2O3	0.92	0.99	1.00	1.06	1.03	1.00	1.03	1.02	1.01	1.07
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	15.36	15.63	15.68	15.35	15.52	15.74	15.53	15.58	15.74	15.72
MnO	0.45	0.43	0.53	0.45	0.46	0.49	0.41	0.57	0.47	0.37
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	15.97	15.97	15.93	16.04	15.77	16.05	15.99	16.08	15.97	16.01
CaO	4.55	4.64	4.60	4.50	4.65	4.46	4.48	4.56	4.56	4.51
Na2O	0.04	0.05	0.04	0.01	0.02	0.05	0.04	0.01	0.02	0.03
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.99	100.61	100.74	100.11	100.41	100.85	100.28	100.35	100.52	100.81

Kationenbesetzung auf der Basis von 12 Sauerstoffen

Si	2.985	2.992	2.993	2.998	2.999	2.984	2.993	2.990	2.980	2.990
Ti	0.001	0.002	0.006	0.005	0.002	0.005	0.004	0.005	0.003	0.004
Al	1.910	1.890	1.885	1.884	1.895	1.898	1.892	1.876	1.899	1.893
Cr	0.053	0.057	0.058	0.061	0.060	0.058	0.059	0.059	0.059	0.062
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.944	0.955	0.958	0.942	0.950	0.961	0.952	0.956	0.964	0.959
Mn	0.028	0.027	0.033	0.028	0.029	0.030	0.025	0.035	0.029	0.023
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.750	1.741	1.735	1.754	1.721	1.746	1.747	1.759	1.744	1.741
Ca	0.358	0.363	0.360	0.354	0.365	0.349	0.352	0.358	0.358	0.353
Na	0.006	0.007	0.005	0.001	0.002	0.007	0.005	0.002	0.002	0.004
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	8.035	8.035	8.033	8.026	8.023	8.037	8.030	8.039	8.039	8.030
Mg#	65.0	64.6	64.4	65.1	64.4	64.5	64.7	64.8	64.4	64.5
Cr#	2.7	2.9	3.0	3.1	3.1	2.9	3.0	3.0	3.0	3.2

Grt Ib (Rand)

Datei Punktnummer	K2-Profile 253	K2-Profile 254	K2-Profile 256	K2-Profile 257	K2-Profile 258	K2-Profile 259	K2-Profile 394	K2-Profile 395	K2-Profile 396	K2-Profile 397
SiO2	40.75	40.66	40.79	40.75	40.81	40.83	40.91	40.80	40.87	40.78
TiO2	0.06	0.11	0.09	0.05	0.06	0.10	0.07	0.05	0.13	0.05
Al2O3	21.92	22.02	21.80	21.75	21.96	22.02	21.94	21.87	21.89	22.00
Cr2O3	1.12	1.11	1.03	1.00	1.04	1.04	1.01	1.04	1.04	1.13
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	16.51	15.69	15.25	15.80	15.62	15.69	15.72	15.53	15.81	15.83
MnO	0.63	0.49	0.49	0.50	0.47	0.50	0.42	0.43	0.53	0.55
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	15.17	15.95	16.01	16.10	15.89	16.01	15.99	15.81	15.73	15.90
CaO	4.60	4.64	4.56	4.65	4.66	4.52	4.51	4.51	4.56	4.50
Na2O	0.03	0.00	0.02	0.06	0.03	0.03	0.00	0.02	0.03	0.00
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.77	100.67	100.05	100.64	100.53	100.73	100.57	100.05	100.59	100.73

Kationenbesetzung auf der Basis von 12 Sauerstoffen

Si	2.990	2.975	2.995	2.984	2.987	2.983	2.992	2.997	2.992	2.982
Ti	0.003	0.006	0.005	0.003	0.003	0.005	0.004	0.003	0.007	0.003
Al	1.895	1.898	1.887	1.877	1.894	1.896	1.891	1.894	1.889	1.896
Cr	0.065	0.064	0.060	0.058	0.060	0.060	0.058	0.060	0.060	0.065
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	1.013	0.960	0.936	0.968	0.956	0.959	0.962	0.954	0.968	0.968
Mn	0.039	0.030	0.030	0.031	0.029	0.031	0.026	0.026	0.033	0.034
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.659	1.740	1.753	1.757	1.734	1.743	1.743	1.732	1.716	1.733
Ca	0.362	0.363	0.358	0.365	0.365	0.354	0.354	0.355	0.358	0.353
Na	0.004	0.000	0.003	0.008	0.004	0.004	0.000	0.003	0.004	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	8.029	8.038	8.028	8.050	8.034	8.035	8.029	8.024	8.028	8.034
Mg#	62.1	64.4	65.2	64.5	64.5	64.5	64.4	64.5	63.9	64.2
Cr#	3.3	3.3	3.1	3.0	3.1	3.1	3.0	3.1	3.1	3.3

Western Gneiss Region

Cpx Ia (Kern)

Datei Punktnummer	K5-Profile 26	K5-Profile 27	K5-Profile 28	K5-Profile 29	K5-Profile 30	K5-Profile 31	K5-Profile 32	K5-Profile 33	K5-Profile 34	K5-Profile 35
SiO2	54.49	54.74	54.77	54.46	54.72	54.69	54.75	54.84	54.60	54.66
TiO2	0.16	0.18	0.19	0.18	0.19	0.16	0.17	0.17	0.17	0.18
Al2O3	2.79	2.82	2.82	2.80	2.80	2.82	2.82	2.81	2.81	2.84
Cr2O3	0.59	0.58	0.60	0.58	0.60	0.57	0.59	0.62	0.59	0.60
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	3.65	3.78	3.77	3.88	3.77	3.72	3.82	3.66	3.74	3.75
MnO	0.06	0.06	0.09	0.07	0.06	0.06	0.04	0.06	0.08	0.08
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	15.20	15.17	15.13	15.06	15.15	15.18	15.21	15.22	15.17	15.05
CaO	20.58	20.47	20.45	20.45	20.44	20.58	20.50	20.63	20.58	20.52
Na2O	2.01	1.99	1.93	1.92	1.97	2.02	1.95	1.96	1.97	2.01
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.52	99.79	99.74	99.41	99.70	99.80	99.86	99.97	99.70	99.67

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.986	1.989	1.991	1.988	1.990	1.988	1.988	1.989	1.987	1.989
Ti	0.004	0.005	0.005	0.005	0.005	0.004	0.005	0.004	0.005	0.005
Al	0.120	0.121	0.121	0.121	0.120	0.121	0.121	0.120	0.121	0.122
Cr	0.017	0.017	0.017	0.017	0.017	0.016	0.016	0.018	0.017	0.017
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.111	0.115	0.115	0.118	0.115	0.113	0.116	0.111	0.114	0.114
Mn	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.826	0.822	0.820	0.820	0.821	0.823	0.824	0.823	0.823	0.816
Ca	0.804	0.797	0.796	0.800	0.797	0.802	0.798	0.802	0.802	0.800
Na	0.142	0.140	0.136	0.136	0.139	0.142	0.138	0.138	0.139	0.142
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	4.012	4.007	4.003	4.007	4.005	4.010	4.007	4.007	4.009	4.007
Mg#	88.1	87.7	87.7	87.4	87.7	87.9	87.7	88.1	87.8	87.7
Cr#	12.4	12.0	12.4	12.2	12.5	12.0	12.3	12.8	12.4	12.3

Cpx Ia (Rand)

Datei Punktnummer	K5-Profile 9	K5-Profile 10	K5-Profile 11	K5-Profile 12	K5-Profile 13	K5-Profile 50	K5-Profile 51	K5-Profile 52	K5-Profile 53	K5-Profile 54
SiO2	55.43	54.81	54.85	54.93	54.79	54.77	54.71	54.54	54.61	54.55
TiO2	0.15	0.13	0.12	0.15	0.13	0.14	0.13	0.12	0.13	0.13
Al2O3	3.34	2.69	2.61	2.61	2.63	2.62	2.61	2.59	2.69	2.77
Cr2O3	0.63	0.60	0.60	0.61	0.60	0.61	0.62	0.62	0.61	0.64
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	3.89	3.62	3.74	3.61	3.74	3.54	3.79	3.68	3.80	3.75
MnO	0.06	0.07	0.06	0.06	0.08	0.07	0.05	0.05	0.07	0.07
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	15.71	15.15	15.39	14.96	15.20	15.22	15.24	15.03	15.16	15.13
CaO	19.51	20.84	20.71	20.78	20.68	20.83	20.75	20.91	20.81	20.70
Na2O	2.04	1.86	1.92	1.87	1.83	1.91	1.92	1.91	2.01	1.92
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.75	99.75	100.01	99.58	99.67	99.71	99.83	99.44	99.89	99.64

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.987	1.992	1.990	1.999	1.993	1.992	1.990	1.991	1.986	1.987
Ti	0.004	0.003	0.003	0.004	0.004	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004
Al	0.141	0.115	0.112	0.112	0.113	0.112	0.112	0.111	0.115	0.119
Cr	0.018	0.017	0.017	0.017	0.017	0.018	0.018	0.018	0.018	0.018
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.117	0.110	0.114	0.110	0.114	0.108	0.115	0.112	0.115	0.114
Mn	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.840	0.821	0.832	0.812	0.824	0.825	0.826	0.818	0.822	0.821
Ca	0.750	0.812	0.805	0.810	0.806	0.812	0.808	0.818	0.811	0.808
Na	0.142	0.131	0.135	0.132	0.129	0.134	0.135	0.135	0.141	0.135
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	4.000	4.003	4.010	3.998	4.002	4.007	4.010	4.008	4.015	4.008
Mg#	87.8	88.2	88.0	88.1	87.9	88.5	87.7	87.9	87.7	87.8
Cr#	11.3	13.1	13.4	13.5	13.3	13.5	13.8	13.7	13.2	13.3

**Western Gneiss Region
Cpx Ib (Kern)**

Datei	K2-Profil1									
Punktnummer	457	458	459	461	462	463	464	465	466	467
SiO2	54.74	54.98	54.69	54.77	54.64	54.44	54.77	55.19	54.85	54.75
TiO2	0.16	0.16	0.14	0.19	0.19	0.19	0.14	0.13	0.16	0.20
Al2O3	2.85	2.88	2.96	2.96	2.82	2.98	3.04	2.97	2.97	2.92
Cr2O3	0.76	0.79	0.75	0.74	0.76	0.65	0.67	0.69	0.72	0.70
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	3.73	3.73	3.52	3.83	3.84	3.86	3.77	3.85	3.64	3.58
MnO	0.05	0.05	0.03	0.06	0.10	0.10	0.05	0.06	0.06	0.07
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	15.01	15.03	14.93	15.01	15.02	15.05	15.03	14.98	14.83	14.88
CaO	20.30	20.11	20.56	20.42	20.23	19.86	20.26	20.49	20.45	20.25
Na2O	2.26	2.34	2.23	2.30	2.18	2.29	2.28	2.37	2.33	2.29
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.86	100.07	99.82	100.27	99.77	99.40	100.01	100.74	100.01	99.62

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.989	1.992	1.987	1.984	1.988	1.987	1.986	1.989	1.990	1.992
Ti	0.004	0.004	0.004	0.005	0.005	0.005	0.004	0.004	0.004	0.005
Al	0.122	0.123	0.127	0.126	0.121	0.128	0.130	0.126	0.127	0.125
Cr	0.022	0.023	0.022	0.021	0.022	0.019	0.019	0.020	0.021	0.020
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.113	0.113	0.107	0.116	0.117	0.118	0.114	0.116	0.110	0.109
Mn	0.002	0.002	0.001	0.002	0.003	0.003	0.001	0.002	0.002	0.002
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.813	0.812	0.809	0.810	0.815	0.819	0.812	0.805	0.802	0.807
Ca	0.790	0.781	0.801	0.792	0.788	0.776	0.787	0.791	0.795	0.789
Na	0.159	0.164	0.157	0.161	0.154	0.162	0.161	0.165	0.164	0.162
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	4.014	4.013	4.014	4.018	4.013	4.016	4.016	4.017	4.014	4.011
Mg#	87.8	87.8	88.3	87.5	87.4	87.4	87.7	87.4	87.9	88.1
Cr#	15.2	15.6	14.5	14.4	15.3	12.8	12.9	13.5	13.9	13.8

Cpx Ib (Rand)

Datei	K2-Profil1									
Punktnummer	406	407	408	409	410	539	540	541	542	544
SiO2	54.92	54.96	54.78	55.16	55.14	54.86	55.19	55.13	54.74	54.51
TiO2	0.24	0.16	0.14	0.14	0.19	0.13	0.12	0.14	0.13	0.12
Al2O3	2.95	2.82	2.79	2.87	2.85	2.77	2.77	2.76	2.62	2.78
Cr2O3	0.87	0.72	0.68	0.65	0.73	0.71	0.76	0.75	0.78	0.79
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	3.11	3.84	3.64	3.74	3.83	3.87	3.92	3.99	3.68	3.61
MnO	0.07	0.07	0.09	0.04	0.01	0.06	0.11	0.04	0.10	0.02
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	15.42	15.25	15.05	15.00	15.21	15.04	15.10	15.14	14.86	15.14
CaO	21.65	20.64	19.99	20.40	20.63	20.30	20.37	20.19	20.47	20.73
Na2O	1.75	2.09	2.07	2.19	2.26	2.22	2.23	2.24	2.17	2.05
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.98	100.55	99.22	100.18	100.85	99.96	100.57	100.37	99.55	99.74

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.973	1.985	1.998	1.995	1.985	1.992	1.992	1.993	1.996	1.984
Ti	0.006	0.004	0.004	0.004	0.005	0.003	0.003	0.004	0.003	0.003
Al	0.125	0.120	0.120	0.122	0.121	0.118	0.118	0.118	0.112	0.119
Cr	0.025	0.021	0.020	0.019	0.021	0.020	0.022	0.021	0.023	0.023
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.093	0.116	0.111	0.113	0.115	0.118	0.118	0.121	0.112	0.110
Mn	0.002	0.002	0.003	0.001	0.000	0.002	0.003	0.001	0.003	0.001
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.826	0.821	0.818	0.809	0.816	0.814	0.813	0.816	0.807	0.822
Ca	0.833	0.799	0.781	0.791	0.796	0.790	0.788	0.782	0.800	0.808
Na	0.122	0.146	0.146	0.154	0.158	0.156	0.156	0.157	0.154	0.145
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	4.006	4.014	4.001	4.007	4.018	4.014	4.013	4.012	4.010	4.014
Mg#	89.8	87.6	88.1	87.7	87.6	87.4	87.3	87.1	87.8	88.2
Cr#	16.5	14.6	14.0	13.2	14.6	14.6	15.6	15.4	16.7	15.9

Western Gneiss Region

Opx Ib (Kern)

Dat#i	K5/1-Profil#1									
Punkt#nummer	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
SiO2	57.19	57.51	57.61	57.46	57.35	57.24	57.41	57.08	57.44	57.38
TiO2	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03
Al2O3	0.56	0.56	0.47	0.50	0.48	0.50	0.49	0.49	0.47	0.55
Cr2O3	0.09	0.09	0.07	0.08	0.07	0.08	0.06	0.07	0.07	0.08
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	10.11	10.09	10.11	9.89	10.08	10.07	10.14	10.16	10.30	10.29
MnO	0.12	0.11	0.10	0.14	0.11	0.11	0.13	0.13	0.13	0.15
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	32.34	32.46	32.32	32.31	32.32	32.46	32.14	32.25	32.22	32.27
CaO	0.16	0.19	0.19	0.15	0.23	0.17	0.24	0.23	0.19	0.15
Na2O	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.61	101.03	100.90	100.58	100.68	100.65	100.64	100.46	100.87	100.91

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.990	1.991	1.997	1.997	1.993	1.990	1.996	1.990	1.994	1.991
Ti	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Al	0.023	0.023	0.019	0.020	0.020	0.020	0.020	0.020	0.019	0.022
Cr	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.294	0.292	0.293	0.288	0.293	0.293	0.295	0.296	0.299	0.299
Mn	0.004	0.003	0.003	0.004	0.003	0.003	0.004	0.004	0.004	0.004
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.677	1.675	1.670	1.674	1.675	1.682	1.666	1.676	1.668	1.669
Ca	0.006	0.007	0.007	0.005	0.008	0.006	0.009	0.008	0.007	0.006
Na	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	3.997	3.995	3.992	3.992	3.996	3.998	3.992	3.998	3.995	3.996
Mg#	85.1	85.1	85.1	85.3	85.1	85.2	85.0	85.0	84.8	84.8
Cr#	10.2	9.3	9.0	10.0	9.1	10.0	7.2	8.7	8.6	8.4

Opx Ib (Rand)

Dat#i	K5/1-Profil#1									
Punkt#nummer	2	3	4	5	6	54	55	56	57	58
SiO2	56.43	56.82	56.40	56.78	56.88	57.25	57.20	57.14	56.19	57.23
TiO2	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02
Al2O3	0.43	0.78	0.80	0.73	0.78	0.63	0.61	0.54	0.60	0.57
Cr2O3	0.03	0.09	0.08	0.10	0.09	0.05	0.08	0.07	0.09	0.09
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	10.92	10.73	10.69	10.57	10.97	10.70	10.66	10.90	10.56	10.61
MnO	0.15	0.14	0.16	0.14	0.14	0.16	0.15	0.13	0.15	0.14
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	32.95	32.11	31.94	31.93	31.94	31.92	31.77	31.81	31.46	31.82
CaO	0.13	0.18	0.14	0.16	0.16	0.13	0.14	0.19	0.13	0.15
Na2O	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	101.07	100.90	100.25	100.44	100.99	100.89	100.61	100.81	99.21	100.62

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.966	1.978	1.976	1.984	1.980	1.991	1.994	1.991	1.988	1.994
Ti	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000
Al	0.017	0.032	0.033	0.030	0.032	0.026	0.025	0.022	0.025	0.023
Cr	0.001	0.002	0.002	0.003	0.003	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.318	0.313	0.313	0.309	0.319	0.311	0.311	0.318	0.312	0.309
Mn	0.004	0.004	0.005	0.004	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004	0.004
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.711	1.667	1.668	1.663	1.657	1.655	1.651	1.652	1.659	1.653
Ca	0.005	0.007	0.005	0.006	0.006	0.005	0.005	0.007	0.005	0.005
Na	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	4.025	4.004	4.005	3.999	4.003	3.995	3.992	3.997	3.998	3.993
Mg#	84.3	84.2	84.2	84.3	83.8	84.2	84.2	83.9	84.2	84.2
Cr#	5.1	6.9	6.1	8.2	7.4	5.4	8.3	7.6	8.7	9.4

Western Gneiss Region

Opx II (Kern)

Datei	K4-Profile3									
Punktnummer	45	46	47	48	49	56	57	58	59	60
SiO2	57.01	56.96	57.01	56.73	56.66	56.48	56.78	56.64	56.84	56.60
TiO2	0.00	0.05	0.01	0.00	0.01	0.04	0.00	0.04	0.01	0.05
Al2O3	0.54	0.65	0.68	0.71	0.60	0.86	0.70	0.80	0.81	0.86
Cr2O3	0.10	0.11	0.07	0.11	0.08	0.08	0.05	0.10	0.11	0.05
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	11.74	11.76	11.69	11.75	11.87	12.12	11.49	11.74	11.21	11.21
MnO	0.17	0.19	0.17	0.26	0.20	0.14	0.20	0.18	0.22	0.07
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	31.61	31.60	31.47	31.67	31.37	31.26	31.23	31.72	31.29	31.63
CaO	0.16	0.17	0.13	0.14	0.18	0.13	0.18	0.18	0.15	0.19
Na2O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	101.34	101.49	101.23	101.37	100.96	101.11	100.64	101.40	100.66	100.66

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.985	1.981	1.985	1.976	1.982	1.974	1.988	1.972	1.987	1.978
Ti	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001
Al	0.022	0.027	0.028	0.029	0.025	0.035	0.029	0.033	0.034	0.035
Cr	0.003	0.003	0.002	0.003	0.002	0.002	0.001	0.003	0.003	0.001
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.342	0.342	0.340	0.342	0.347	0.354	0.336	0.342	0.328	0.328
Mn	0.005	0.006	0.005	0.008	0.006	0.004	0.006	0.005	0.006	0.002
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.641	1.638	1.634	1.645	1.636	1.629	1.630	1.646	1.631	1.648
Ca	0.006	0.006	0.005	0.005	0.007	0.005	0.007	0.007	0.006	0.007
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	4.003	4.003	4.000	4.008	4.005	4.006	3.997	4.010	3.995	4.002
Mg#	82.8	82.7	82.8	82.8	82.5	82.1	82.9	82.8	83.3	83.4
Cr#	11.3	10.4	6.4	9.7	8.0	5.7	4.7	7.6	8.3	3.8

Opx II (Rand)

Datei	K4-Profile3									
Punktnummer	9	10	11	12	14	89	90	91	92	93
SiO2	56.26	56.49	56.22	56.51	56.72	56.76	56.35	56.33	56.50	56.35
TiO2	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.04	0.06	0.02	0.02	0.02
Al2O3	0.66	0.61	0.54	0.53	0.50	0.87	0.92	0.92	0.93	0.94
Cr2O3	0.08	0.03	0.06	0.12	0.07	0.08	0.08	0.12	0.08	0.08
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	11.30	11.42	11.26	11.55	11.46	11.37	10.88	11.07	11.16	10.95
MnO	0.14	0.17	0.18	0.20	0.18	0.20	0.17	0.16	0.14	0.15
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	31.52	31.34	31.31	31.43	31.76	31.52	31.11	31.41	31.38	31.21
CaO	0.19	0.21	0.21	0.20	0.16	0.29	0.27	0.27	0.26	0.25
Na2O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.17	100.25	99.81	100.55	100.85	101.13	99.85	100.33	100.47	99.96

Kationenbesetzung auf der Basis von 6 Sauerstoffen

Si	1.979	1.985	1.985	1.983	1.983	1.978	1.984	1.977	1.979	1.982
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001
Al	0.027	0.025	0.022	0.022	0.020	0.036	0.038	0.038	0.038	0.039
Cr	0.002	0.001	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.332	0.336	0.332	0.339	0.335	0.331	0.320	0.325	0.327	0.322
Mn	0.004	0.005	0.005	0.006	0.005	0.006	0.005	0.005	0.004	0.004
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.653	1.642	1.648	1.644	1.655	1.637	1.633	1.643	1.639	1.637
Ca	0.007	0.008	0.008	0.008	0.006	0.011	0.010	0.010	0.010	0.009
Na	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	4.006	4.002	4.003	4.004	4.006	4.002	3.995	4.003	4.000	3.997
Mg#	83.3	83.0	83.2	82.9	83.2	83.2	83.6	83.5	83.4	83.6
Cr#	7.8	2.7	6.8	13.1	8.6	6.0	5.4	7.9	5.5	5.6

