



universität
wien

MASTERARBEIT / MASTER'S THESIS

Titel der Masterarbeit / Title of the Master's Thesis

„Petrologie und Geochemie der ozeanischen Lithosphäre
unter La Palma, Kanarische Inseln“

verfasst von / submitted by

Mag.(FH) Astrid Sieglinde Janisch, BSc

angestrebter akademischer Grad / in partial fulfilment of the requirements for the degree of
Master of Science (MSc)

Wien, 2017 / Vienna 2017

Studienkennzahl lt. Studienblatt /
degree programme code as it appears on
the student record sheet:

A 066 815

Studienrichtung lt. Studienblatt /
degree programme as it appears on
the student record sheet:

Masterstudium Erdwissenschaften UG2002

Betreut von / Supervisor:

Ao. Univ. Prof. Dr. Theodoros Ntaflou

Inhaltsverzeichnis

DANKSAGUNG	III
ABBILDUNGSVERZEICHNIS	IV
DIAGRAMMVERZEICHNIS	VII
TABELLENVERZEICHNIS	IX
ABSTRACT	XII
ZUSAMMENFASSUNG	XIV
1 EINLEITUNG	1
1.1 Struktureller Aufbau des Erdinneren	1
1.2 Der Erdmantel	3
1.3 Mantelxenolithe	6
1.4 Was ist ein Plume?	7
2 KANARISCHE INSELN	9
2.1 Geographische Lage	9
2.2 Entstehung und Allgemeine Geologie	10
2.3 Geologie von La Palma	15
2.3.1 Der Seamount	16
2.3.2 Die Schildvulkane Garafia und Taburiente	18
2.3.3 Bejenado Vulkan	20
2.3.4 Cumbre Vieja Vulkan	22
3 ANALYTISCHE METHODEN	26
4 MODALER MINERALBESTAND	27
5 PETROGRAPHIE	30
5.1 Nomenklatur	30
5.2 Allgemeine Merkmale der Harzburgite, Dunite und Lherzolit	34
5.2.1 Probe LP86	37
5.2.2 Probe LP515	38
5.2.3 Probe LP506	38
5.2.4 Proben LP7-12 und LP8-12	38
5.3 Amphibol-führender Wehrlit	40
5.4 Feinkörnigen Gesteinsproben LP9-12 und LP502	42
5.5 Gesteinsprobe LP507	43
5.6 Reaktionszone zwischen Basalt und Xenolith	43
6 MINERALCHEMIE	45
6.1 Olivin	45
6.1.1 Primäre Olivinphasen	45
6.1.2 Sekundäre Olivinphasen	46
6.2 Orthopyroxen	49
6.3 Klinopyroxen	50
6.4 Spinell	53

6.5	Metasomatische Mineralphasen	55
6.5.1	Amphibol	55
6.5.1.1	Amphibole in Wehrlit LP4-12	58
6.5.1.2	Amphibole in Dunit LP515	59
6.5.1.3	Amphibole in Dunit LP86	60
6.5.2	Phlogopit	61
6.5.3	Apatit	63
6.5.4	Häüyn	64
6.5.5	Sulfide	65
6.6	Tabellen	66
7	CHEMISMUS DER GLÄSER	105
7.1	Gläser im zusammengesetzten Erdmantelxenolith LP507	108
7.2	Tabellen	113
8	GEOCHEMIE	121
8.1	Spurenelemente und Seltenerd-Elemente	123
8.2	Chemismus der Klinopyroxene	126
8.3	Chemismus der Amphibole	129
9	DISKUSSION	133
9.1	Schmelzinfiltation und kryptische Metasomatose	134
9.1.1	Zerfall von Orthopyroxen und die Bildung von Si-reichem Glas	136
9.1.2	Bildung der schwammartigen Textur in Spinell-Porphyrklasten	137
9.1.3	Reaktion zwischen Olivin und Si-reicher Schmelze	138
9.1.4	Kryptische Metasomatose und die Natur des metasomatischen Agens	139
9.2	Modale Metasomatose	141
9.2.1	Dunit LP86	142
9.2.2	Wehrlit LP4-12	145
9.2.3	Dunit LP515	148
9.3	Spurenelemente und Seltenerd-Elemente in Amphibol und Klinopyroxen	149
10	FAZIT	156
	REFERENZEN	158

Danksagung

In erster Linie danke ich meinem Betreuer Prof. Theodoros Ntaflos für die Möglichkeit, mein eigenes Thema wählen und bearbeiten zu dürfen. Des Weiteren danke ich ihm für die vielen Diskussionen und Hilfestellungen, die zu einem besseren fachlichen Verständnis beigetragen haben. Seine unendliche Geduld, konstruktive Kritik und Zuspruch ermöglichten es mir, diese Arbeit zu realisieren.

Mein Dank gilt auch Franz Kiraly für seine Unterstützung an der Elektronenstrahlmikrosonde und Sigrid Hrabe, dass ich ihr bei der Herstellung der Dünnschliffe über die Schulter blicken, sowie kleinere Handgriffe selber machen durfte. Ich bedanke mich ferner bei Prof. Christoph Hauzenberger von der Karl-Franzens-Universität, Graz, für seine Betreuung und Hilfe während den Analysen mit dem LA-ICP-Massenspektrometer.

Besonders dankbar bin ich meinen Studienkollegen Olesya Kolosova-Satlberger, Martha Papadopoulou, Peter Proßegger sowie Wencke Wegner für die vielen wissenschaftlichen Diskussionen und Ratschläge, ebenso für ihre moralische Unterstützung ohne die diese Arbeit nicht fertig geworden wäre. Ich danke auch Andrea Mundl für ihren Zuspruch, mich für mein Wunschthema einzusetzen. Ich danke zudem Peter und Wencke für die vielen Korrekturen und Kommentare zur Verbesserung meiner Arbeit.

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1.1: Seismische Raumwellen und ihre Schwingungsbewegung	1
Abbildung 1.2: Gleichungen für Kompressionsmodul K und Schubmodul τ .	1
Abbildung 1.3: Gemittelte Wellengeschwindigkeiten für p- und s-Wellen sowie die mittlere Dichte der Erde.	2
Abbildung 1.4: Modal-Klassifikation ultra-mafischer Gesteine nach IUGS (International Union of Geological Sciences).	4
Abbildung 1.5: Stabilitätsfelder der Mineralparagenesen im oberen Mantel.	4
Abbildung 1.6: Mineralparagenesen im Erdmantel mit Pyrolit-Zusammensetzung auf $P = 1$ bar reduziert.	6
Abbildung 1.7: Ein im Labor erzeugter Manteldiapir. Eingefärbte, heiße Flüssigkeit wurde über den Förderkanal (tail) permanent in eine kühlere Flüssigkeit gleicher Zusammensetzung zugeführt	7
Abbildung 1.8: Entwicklungsstufen eines Manteldiapirs von der D"-Schicht ausgehend bis an die Basis der Lithosphäre über einen Zeitraum von 176 Millionen Jahre (Ma) (Numerisches Modell).	8
Abbildung 2.1: Geographisch Lage der Kanarischen Inseln. A) Lagebeziehung des kanarischen Archipels (weißes Rechteck) zum Kontinent Afrika und zu weiteren Inselgruppen entlang der afrikanischen Westküste. B) Die Kanarische Inselkette im Detail.	9
Abbildung 2.2: Eine kleine Mantel-Konvektionszelle zwischen kontinentalem Plattenrand und Mantelplume könnte den rezenten Vulkanismus auf den älteren Inseln Lanzarote und Fuerteventura erklären.	11
Abbildung 2.3: Die Ost-West-verlaufende Altersentwicklung der ältesten, freiliegenden Vulkanite der Kanarischen Inseln.	11
Abbildung 2.4: Schematische Darstellung der Kanarischen Vulkanprovinz zeigt die stetige Zunahme der Gesteinsalter von Lars Seamount im Nordosten bis El Hierro. Las Bisabuela Seamount, vormals Las Hijas, wurde von van den Bogaard (2013) wegen seines hohen Alters umbenannt. Es ist ferner nicht gesichert, ob dieser Seamount Teil dieser Vulkanprovinz ist.	12
Abbildung 2.5: Magnetische Anomalien des östlichen Zentralatlantiks. Der Kanarische Archipel liegt auf ozeanischer Kruste zwischen den Anomalien S1 (ca. 175 Ma) und M25 (158 Ma).	12
Abbildung 2.6: Relief-Karte von La Palma.	15
Abbildung 2.7: Metamorphose-Fazies in der Caldera de Taburiente. 1-2: Grünschieferfazies. 3-4: Niedrigtemperatur-Metamorphose.	16
Abbildung 2.8: Unterschiedliche Dyke-Generationen am Beginn des Barranco de Las Angustias.	17
Abbildung 2.9: Vier verschiedene Pillowlaven im Barranco de Las Angustias. A) Querschnitt einer Flachwasser-Pillowlava, deutlich erkennbar an den kleinen Glasbläschen. B) Tiefwasser-Pillowlaven, dazwischen grünliche Verfärbungen des Gesteins durch hydrothermale Metamorphose. C) Pillowlava mit gut sichtbaren Wölbungen. D) Epidot und Chlorit als Metamorphose Phasen in einem Pillow.	18
Abbildung 2.10: Lagebeziehung zwischen Seamount und Taburiente an der Öffnung des Barranco de Las Angustias.	19
Abbildung 2.11: Sketch Entstehungsphase Garafia und Taburiente.	19

- Abbildung 2.12: A) Rötliche Schlacke unter Lavaströme nahe der Gipfelregion des Taburiente (Strassenaufschluss). Die Schlacke deutet auf eine Schlotöffnung in der Nähe. B) Wechselablagerung von Lavaströmen und pyroklastische Einheiten, die von Dykes durchschnitten sind (Obere Wand der Caldera, Taburiente Vulkan). 20
- Abbildung 2.13: Sketch über Entstehungsphasen des Bejenado und dem Bco. de Las Angustias. Altersangaben in Millionen Jahren. 21
- Abbildung 2.14: A) Wanderung an der Südwestseite des Bejenado Richtung Gipfel. D) Gipfelregion des Bejenado mit Blick in die Caldera de Taburiente. 21
- Abbildung 2.15: A) Lavatube an der Südwestseite des Bejenado. In diesen „Lavatunnel“ kann Pahoehoe-Lava weite Strecken zurücklegen. B) Die Innenseite eines Lavatubes. Die „Stalaktiten“ entstehen durch hochspritzendes Magma (Buchgröße = A5). C) Erkalte Pahoehoe-Lava, wegen ihrer Form auch Stricklava genannt (Maßstab: 10-Cent-Münze). B) Wechsellagen zwischen Pahoehoe- und Aa-Lava. 22
- Abbildung 2.16: Schematische Darstellung des Verlaufs der 1677-Eruption nach Augenzeugenberichte. 24
- Abbildung 2.17: Blick in den Explosionskrater des Hoyo Negro (A), und zum die Krater am Duraznero (B). Beide Vulkane bilden zusammen mit der Eruptionsspalte Llano del Blanco den Vulkan San Juan, der direkt am Kamm des Cumbre Vieja Rückens liegt. Der Vulkan entstand während der Eruption Juni – Juli 1949. 24
- Abbildung 2.18: Landschaften entlang des Cumbre Vieja. A) Lavasee am Fusse des Duranjero. B) Eine Lavabombe als Hinweis einer strombolianischen Eruption, gefunden in unmittelbarer Umgebung des Duranjero. C) Teil der Cumbre Vieja Riftzone (Blick nach Süden). D) Kraterausschnitt des San Antonio, im Hintergrund die Ortschaft Fuencaliente. E) Südhang das San Antonio (Probenlokalität). F) Peridotit vom Südhang des San Antonio. 25
- Abbildung 4.1: Modaler Mineralgehalt nach IUGS. 28
- Abbildung 5.1: Strukturbezeichnungen nach Mercier & Nicolas (1977) und ihre chronologische Wechselbeziehungen. 33
- Abbildung 5.2: Strukturelle Merkmale. A: Polygone Olivine mit Tripelpunkten (LP5-12). B: Deformierte Olivine mit Subkorn Grenzen (gekreuzte Nichols) (LP11-12). C: Entmischungslamellen in einem Orthopyroxen. (LP5-12). D: Gruppe von mehreren Orthopyroxenen mit Entmischungslamellen im Mineralkern (LP6-12). E und F: Intergranulare melt-pocket zwischen Olivinen aus feinkörnigen Klinopyroxen, Olivin und Glas unter gekreuzten (E) und einfachen (F) Nichols. (LP506). 35
- Abbildung 5.3: Strukturelle Merkmale von Spinell. A: BSE-Bild (backscattered electron) von Entmischungen von Spinell in einem Orthopyroxen (LP8-12). B: BSE-Bild eines intergranularen Spinells zwischen Olivinen, im Glas (LP8-12). C: Spinell mit Siebstruktur (sponge), umgeben von Olivin und Glas (LP508). D: Zwei Spinellkörner mit Klinopyroxen (LP7-12). 36
- Abbildung 5.4: Strukturelle Beziehungen von Phlogopit. A: Xenomorph geformter Spinell von Phlogopit umgeben (LP7-12). B: Phlogopite in melt-pockets (LP3-12). 37
- Abbildung 5.5: Strukturelle Lagebeziehungen. A und B: Mineralparagenese und Lagebeziehung zwischen Häüyn, Amphibol, Spinell und Peridotit-Olivin (LP86). C: Phlogopit-Amphibol-Gang, der sich durch Peridotit-Olivin schlägt (LP515). D: BSE-Bild (backscattered-elektron) desselben Gangabschnittes (LP506) 39

- Abbildung 5.6: Pyroxen-Gänge. A: Pyroxen-Gang mit pyroklastisch eingebetteten Olivin-Bruchstücke. (LP7-12). B: Entlang der oberen Grenze des Pyroxen-Ganges gut zu sehen, wie Schmelze den Matrix-Olivin angreift (LP8-12). 40
- Abbildung 5.7: Zwei typische Strukturen der Probe LP4-12. A: Klinopyroxen mit Amphibol zwischen Peridotit-Olivinen. B: Ausschnitt des Amphibol-Ganges. 41
- Abbildung 5.8: Zwei BSE-Bilder (backscattered-elektron) der Probe LP4-12. A: Matrix-Olivin mit Phlogopit- und Klinopyroxen-Einschluss. B: Querschnitt durch den Amphibol-Gang. 41
- Abbildung 5.9: Schmelzreaktionen und Reaktionssaum. A: Dünnschliff-Scan LP507. B: Phlogopit inmitten fein-körnigem Klinopyroxen (LP507). C: Amphibol-Reaktionszone zwischen Basalt und Peridotit. (LP86). D: Reaktionszone bestehend aus Titan-Augit und Titanomagnetit. (LP7-12). 44
- Abbildung 6.1: Klassifikation der Pyroxene in einem quaternären Diagramm. Jene Klinopyroxene, die oberhalb der Di-Hd-Linie liegen, sind Eisen-Aluminium-Diopside (früherer Name: Fassaite), mit über 50 % Wollastonit-Anteil. 50
- Abbildung 6.2: Dünnschliff-Scan des Wehrlits LP4-12. 58
- Abbildung 8.1: Ionenradius gegen Ionenladung mit den wichtigsten Spurenelementen. Das grünliche Band trennt die kompatiblen von den inkompatiblen Elementen. 122
- Abbildung 8.2: Das geochemische Periodensystem der Elemente. Die Alkali/Alkaline Earth Trace Elements werden auch auch LIL Elemente (Large Ionic Lithophile) bezeichnet (siehe Text). 125
- Abbildung 9.1: Dünnschliff-Bilder des Wehrlits LP4-12 unter normalen (A) und gekreuzten (B) Nichols. C) Ein zerbrochener Spinell-Porphyrklast, umgeben von Klinopyroxen und Amphibol. Die runden Olivinkristalle sind poikilitisch von Klinopyroxen umschlossen. D) Relikt eines Orthopyroxens mit Periklas (MgO) und Klinopyroxen, in Olivin eingeschlossen. 146
- Abbildung 9.2: A) BSE-Bild (back-scattered electron) einer poikilitischen Struktur zwischen Olivin und Amphibol im Wehrlit LP4-12. In etwa der Mitte des Bildes ist gut zu erkennen, wie Amphibol auf Kosten von Olivin wächst. B) BSE-Bild eines Ausschnitts der Phlogopit-Amphibol-Gänge im Dunit LP515. Die unterschiedlichen Diffusionsränder von Phlogopit (phl) und Amphibol (am) sind gut erkennbar. Plagioklas-Nadeln (pl) befinden sich im Glas zwischen Phlogopit und Olivin. (Maßstab: 200 µm) 148

Diagrammverzeichnis

- Diagramm 6.1: Forsterit- und NiO-Gehalt in Olivinen des zusammengesetzten Erdmantelxenoliths LP507 (A) und im amphibolführenden Wehrlit LP4-12 (B). In diesem Dunit sind die Olivine bei den Spinellen poikilitisch von Klinopyroxen umschlossen. Des Weiteren weisen fast alle Olivine im Dunit Einschlüsse von Klinopyroxen, Phlogopit und Amphibol auf. 48
- Diagramm 6.2: Mg# (molare $MgO/(MgO+FeO)$) der Klinopyroxene gegen Al_2O_3 , TiO_2 und Cr_2O_3 . Wie im Text ausführlich beschrieben, zeigen Klinopyroxene in Verbindung mit Amphibole im Wehrlit LP4-12 sowie in den Duniten LP515 und LP86 eine geringere Mg# von unter 0,90 als Klinopyroxene in den Schmelzadern der restlichen Gesteinsproben. 52
- Diagramm 6.3: OSMA-Diagramm nach Arai, 1994. OSMA: Olivine-Spinel-Mantle-Array. 55
- Diagramm 6.4: Klassifikation der Calcium-Amphibole nach Leak et al. (1997). 57
- Diagramm 6.5: Mg# (molare $MgO/(MgO+FeO)$) der Amphibole im Wehrlit LP4-12 gegen Al_2O_3 , CaO und Na₂O. 59
- Diagramm 6.6: Mg# (molare $MgO/(MgO+FeO)$) der Amphibole im Dunit LP515 gegen Al_2O_3 , CaO und Na₂O. Abkürzungen: Prg = Pargasit, Krs = Kaersutit. Meltvein = Schmelzader. Dyke = Phlogopit-Gang. 60
- Diagramm 6.7: Chemische Zusammensetzung von Phlogopit: K₂O, Na₂O, Al_2O_3 und TiO_2 im Vergleich zur Mg# [$MgO/(MgO+FeO)$] (FeO = FeOtot). Auffallend ist, dass die Kernmessungen in den Phlogopiten im Dunit LP501 geringere Werte an K₂O und mehr Na₂O und TiO_2 als die restlichen Kernmessungen aufweisen. 62
- Diagramm 7.1: TAS-Diagramm nach LeBas et al. (1986) der Gläser in Harzburgiten, Duniten, im Lherzolit und im amphibol-führenden Wehrlit (TAS: total alkali vs. silica). Hzb 2 und Dun 2 bezeichnen Glaseinschlüsse in Olivin, Pyroxen und Spinell in den jeweiligen Gesteinen. Die Datenpunkte stellen Mittelwerte in den einzelnen Peridotiten dar. 106
- Diagramm 7.2: TAS-Diagramm nach LeBas et al. (1986) der Gläser im zusammengesetzten Erdmantelxenolith LP507 (TAS: total alkali vs. silica). 108
- Diagramm 7.3: TAS-Diagramm (total alkali vs. silica) und Variationsdiagramme (A – H) der Gläser in den Harzburgiten, im Lherzolit und in den Duniten. Hzb 2 und Dun 2 bezeichnen Glaseinschlüsse in Olivin, Pyroxen und Spinell in den jeweiligen Gesteinen. Die Datenpunkte stellen Mittelwerte in den einzelnen Peridotiten dar. 111
- Diagramm 7.4: TAS-Diagramm (total alkali vs. silica) und Variationsdiagramme (A – H) der Gläser im zusammengesetzten Erdmantelxenolith LP507. 112
- Diagramm 8.1: Spurenelemente (A) und REE (B) im Klinopyroxen der ersten Gruppe, normiert mit dem primitiven Mantel nach McDonough & Sun (1995). 127
- Diagramm 8.2: Spurenelemente (A) und REE (B) im Klinopyroxen der zweiten Gruppe, normiert mit dem primitiven Mantel nach McDonough & Sun (1995). 128
- Diagramm 8.3: Spurenelemente (A) und REE (B) im Klinopyroxen der dritten Gruppe, normiert mit dem primitiven Mantel nach McDonough & Sun (1995). 129
- Diagramm 8.4: Vergleich der REE-Konzentrationen, normiert mit dem primitiven Mantel nach McDonough & Sun (1995), in Klinopyroxenen zwischen zweiter und dritter Gruppe (A), sowie zwischen ersten und zweiter Gruppe (B). Die MREE und HREE sind in der ersten Gruppe am geringsten angereichert, in der zweiten Gruppe am stärksten. Die LREE sind in allen drei Gruppen annähernd gleich stark angereichert. 129

- Diagramm 8.5: Spurenelemente (A) und REE (B) im Amphibol, normiert mit dem primitiven Mantel nach McDonough & Sunn (1995). Die Farbfelder unter den Mittelwerten der REE bezeichnen den Variationsbereich der Einzelmessungen. Der breite Bereich der LREE im häüynführenden Dunit LP86 spiegelt sich im (La/Nd)_N-Verhältnis wieder. 131
- Diagramm 9.1: Die Beziehung zwischen den Konzentrationen von Al₂O₃ und Cr₂O₃ in Ortho- und Klinopyroxen deutet auf ein Gleichgewicht (A) bzw. Ungleichgewicht (B) hin. Die Symbole bezeichnen Durchschnittswerte innerhalb eines Harzburgits. 137
- Diagramm 9.2: Amphibol/Klinopyroxen-Normierte Konzentrationen (in ppm) der REE und Spurenelemente im amphibolführenden Wehrlit LP4-12 (A) und im häüynführenden Dunit LP86 (B). [In ppm] 150
- Diagramm 9.3: Zusammensetzung der hypothetischen Ausgangsschmelze für koexistierenden Amphibol und Klinopyroxen, normiert mit dem primitiven Mantel (PM) nach McDonough & Sun (1995): Spurenelemente (A) und REE (B) im Wehrlit LP4-12, Spurenelemente (C) und REE (D) im häüynführenden Dunit LP86. Werte des Verteilungskoeffizienten D von Chazot et al. (1996), DSr im Amphibol von Adam & Green (2003). Werte für Hostlava von Neumann et al. (2000). [In ppm] 153
- Diagramm 9.4: Spurenelemente (A) und REE (B) der berechneten Ausgangsschmelze für Amphibol und Klinopyroxen im Dunit LP515, normiert mit dem primitiven Mantel nach McDonough & Sun (1995). Werte des Verteilungskoeffizienten D von Chazot et al. (1996), ausgenommen DSr im Amphibol von Adam & Green (2003). Werte für Hostlava von Neumann et al. (2000). [Y-Skala: 1 – 2000 ppm] 155

Tabellenverzeichnis

Tabelle 4.1: Modaler Mineralbestand in Vol.-% unter Berücksichtigung aller im Gestein enthaltenen Mineralphasen.	29
Tabelle 4.2: Modaler Mineralbestand in Vol.-% unter Berücksichtigung aller im Gestein enthaltenen Mineralphasen für den Amphibol- bzw. Häüyn-führenden Peridotit.	29
Tabelle 5.1: Zusammenfassung der Gesteinsnomenklatur nach Harte (1977).	32
Tabelle 5.2: Hauptmerkmale der Strukturtypen nach Mercier & Nicolas (1975). X und Z bezeichnen die kristallographischen Achsenrichtungen.	32
Tabelle 6.1: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Häüyn.	65
Tabelle 6.2: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der primären Olivine.	66
Tabelle 6.3: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der alterierten, primären Olivinen, Teil 1.	67
Tabelle 6.4: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der alterierten, primären Olivine, Teil 2.	68
Tabelle 6.5: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der sekundären Olivine durch den Zerfall der Orthopyroxene.	69
Tabelle 6.6: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Olivine in Schmelzadern, 1. Teil.	70
Tabelle 6.7: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Olivine in Schmelzadern, 2. Teil.	71
Tabelle 6.8: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Olivine in Gängen.	72
Tabelle 6.9: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Olivine im Wehrlit LP4-12.	73
Tabelle 6.10: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der primären Orthopyroxene, 1. Teil.	74
Tabelle 6.11: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der primären Orthopyroxene, 2. Teil.	75
Tabelle 6.12: Haupt- und Elementzusammensetzung der primären Orthopyroxene mit Entmischungslamellen im Kern.	76
Tabelle 6.13: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der sekundären Orthopyroxene, 1. Teil.	77
Tabelle 6.14: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der sekundären Orthopyroxene, 2. Teil.	78
Tabelle 6.15: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Klinopyroxene, die durch Orthopyroxen-Zerfall entstanden sind, 1. Teil.	79
Tabelle 6.16: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Klinopyroxene, die durch Orthopyroxen-Zerfall entstanden sind, 2. Teil.	80
Tabelle 6.17: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Klinopyroxene, die durch Orthopyroxen-Zerfall entstanden sind, 3. Teil.	81
Tabelle 6.18: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Klinopyroxene in Schmelzadern, 1. Teil.	82
Tabelle 6.19: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Klinopyroxene in Schmelzadern, 2. Teil.	83
Tabelle 6.20: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Klinopyroxene in Schmelzadern, 3. Teil.	84

Tabelle 6.21: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Klinopyroxene in Schmelzadern, 4. Teil.	85
Tabelle 6.22: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Klinopyroxene in Schmelzadern im Wehrlit LP4-12.	86
Tabelle 6.23: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Klinopyroxene in Schmelztaschen (melt pockets).	87
Tabelle 6.24: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Klinopyroxene in Gängen, 1. Teil.	88
Tabelle 6.25: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Klinopyroxene in Gängen, 2. Teil.	89
Tabelle 6.26: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Klinopyroxene in Olivin und Spinell eingeschlossen.	90
Tabelle 6.27: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung primärer Spinelle, 1. Teil.	91
Tabelle 6.28: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung primärer Spinelle, 2. Teil.	92
Tabelle 6.29: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung alterierter, primärer Spinelle, 1. Teil.	93
Tabelle 6.30: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung alterierter, primärer Spinelle, 2. Teil.	94
Tabelle 6.31: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Spinelle durch Orthopyroxen-Zerfall.	95
Tabelle 6.32: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Spinelle in Schmelzgläser, 1. Teil.	96
Tabelle 6.33: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Spinelle in Schmelzgläser, 2. Teil.	97
Tabelle 6.34: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung alterierter und sekundärer Spinelle im Wehrlit LP4-12.	98
Tabelle 6.35: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Spinellen mit Gitterstruktur (sieve-structur, sponge).	99
Tabelle 6.36: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der Amphibole, 1. Teil.	100
Tabelle 6.37: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der Amphibole, 2. Teil.	101
Tabelle 6.38: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der Phlogopite, 1. Teil.	102
Tabelle 6.39: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der Phlogopite, 2. Teil.	103
Tabelle 6.40: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der Apatite.	104
Tabelle 7.1: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von intergranularem Glas in den Harzburgiten.	113
Tabelle 7.2: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von intergranularem Glas in den Harzburgiten, Duniten und im Lherzolit.	114
Tabelle 7.3: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von intergranularem Glas in den rekristallisierten Xenolithen im Wehrlit sowie in Harzburgit und Dunit in Verbindung mit Phlogopit.	115
Tabelle 7.4: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von intergranularem Glas in Duniten und rekristallisierten Xenolithen in Verbindung mit Phlogopit.	116
Tabelle 7.5: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Glaseinschlüssen in den Harzburgiten und im Dunit LP501.	117

Tabelle 7.6: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Glaseinschlüssen in den Duniten.	118
Tabelle 7.7: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Glaseinschlüssen innerhalb der „sponge“-Struktur der Spinelle in den Harzburgiten und im Lherzolit.	119
Tabelle 7.8: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von intergranularem Glas und Glaseinschlüssen im zusammengesetzten Erdmantelxenolith LP507.	120
Tabelle 8.1: Chemische Zusammensetzung der Spurenelemente und REE in Klinopyroxen und Amphibol, in ppm.	132
Tabelle 9.1: CIPW-genormte chemische Zusammensetzung von Glas im Dunit LP86 (Kation-Norm).	144

Abstract

La Palma is the second youngest island, after El Hierro, of the Canary archipelago, which consists of seven large volcanic islands, forming an east-west-trending island chain, and several seamounts. All together they form a volcanic belt of around 800 km length and 450 km width, which comprises roughly the Canary hotspot. The islands are located off the western coast of Morocco, Africa, with a distance range between 100 km to 500 km. Concurrently with the distance, subaerial volcanism age progresses from the oldest lava in the east to the youngest in the west of the archipelago. Presently, La Palma is in the shield building stage of growth (alongside with El Hierro and Tenerife) and is furthermore the fastest growing island of the Canary Islands. Historical volcanic eruptions are restricted on the younger islands, La Palma and El Hierro, with the last eruption at the south end of La Palma in 1971. In 2012, a submarine eruption occurred south of El Hierro.

Due to the inaccessibility of Earth's interior, xenoliths became the best possibility to study the chemical composition of the earth mantle as well as its various processes. Mantle xenoliths described in this work were collected at the slopes of San Antonio Volcano, close to the town Fuencaliente, at the south-end of La Palma brought to the surface during the 1677/1678 eruption. The mantle xenolith collection comprises sp-harzburgites and sp-dunites as well as one sp-lherzolites and one sp-wehrlite. The texture can be distinguished between coarse-grained matrix and fine-grained veins. The matrix of the wehrlite is also fine-grained as it is in three other samples.

Metasomatic processes are evident in all samples. A common feature is a variable channelling of melt flow through the mantle xenoliths displayed in variations from pervasively metasomatized, through veined to dyke intruded peridotites. Orthopyroxene break-down into olivine, clinopyroxene and Si-rich glass is evidence for silicic-anhydrous undersaturated melt percolation. Furthermore, fine-grained veins in various thicknesses consisting of olivine, pyroxene as well as amphibole with apatite and phlogopite in dunites reveal additional anhydrous and hydrous metasomatic processes, respectively. Clinopyroxenes in veins and dykes are heavily enriched in LREE compared to HREE which is an indication for cryptic metasomatism. Harzburgites, which are mainly influenced by anhydrous metasomatism, exhibit locally phlogopite around spinel. Fe-Ni-sulfide has been found in all veined samples.

Three samples out of the sample suite of mantle peridotites have been chosen to illustrate three examples of diverse mantle metasomatic events. The first sample, wehrlite LP4-12, was influenced by an alkali-rich, silicic-hydrous undersaturated melt and/or fluid forming a conspicuous cross-cutting amphibole-apatite-dyke with several veins percolating through the rock. Forsterite (Fo) content in olivine varies between 82,5 – 85,5 and 86,0 – 89,0 suggesting at least two different occurrences of

metasomatic overprint. Clinopyroxenes are mostly found in association with amphibole and in textural equilibrium hinting that both minerals may have grown together, while orthopyroxene have only been found as remnant inclusions in olivine. These clinopyroxenes are Cr-Diopsides with Mg# between 85,54 and 92,36 whereas secondary clinopyroxenes are Ti-Augites with Mg# in the range of 82,44 – 89,09.

An unambiguous host basalt infiltration is the presence of haüyne (sample LP86), which is a typical mineral for the La Palma lavas. The haüyne is always in contact with amphibole, spinel and clinopyroxene denoting that they have been formed at the same time because there is no evidence for reaction among these phases. Primary olivine has Fo and NiO contents ranging from 89,6 – 89,7 and 0,32 – 0,33 wt% respectively, whereas the secondary olivine from the veinlet is characterized by Fo between 89,1 – 90,9 and NiO content varying from 0,24 – 0,31 wt%.

A network of phlogopite-amphibole veins (sample LP515) cutting through pre-existing olivine implying a formation of the veins prior to xenolith entrainment in the host basalt. During ascend melt infiltrated the peridotite mostly along these veins forming a reaction zone causing growth of secondary clinopyroxene and altering contiguous olivine. Disseminated amphiboles have a slightly different chemical composition compared to amphiboles from the veins which reacted with host basalt melts. Clinopyroxenes are secondary Ti-Diopsides (Mg# 84,5 – 91,1) within the phlogopite-amphibole veins and secondary Cr-Diopsides (Mg# 88,8 – 92,5) apart from the veins. Olivines within the veins have Fo between 88,2 – 89,7 while Fo content in primary olivines is more homogeneous and varies between 90,0 – 90,7.

According to their chemical composition the studied amphiboles range from pargasites to kaersutites pargasites.

Mantle xenoliths from San Antonio reveal that the oceanic lithosphere beneath La Palma is strongly depleted and has been affected by different metasomatic processes. The metasomatic agents were silicate melts causing the formation of secondary clinopyroxenes and the break-down of orthopyroxenes, whereas hydrous silica fluids formed the various amphibole and/or phlogopite veins-veinlets. Additionally, the presence of a veinlet containing haüyne and glass is a strongly indication for host basalt infiltration since these basalts are haüyne bearing.

Zusammenfassung

La Palma ist nach El Hierro die zweitjüngste Insel des kanarischen Archipels. Dieser umfasst sieben große Vulkaninseln und etliche submarine Vulkanbauten, so genannte Seamounts. Zusammen bilden sie eine etwa 800 km lange und 450 km breite, Ost-West-verlaufende Inselkette, die grob den kanarischen Plume oder Hotspot erfasst. Die Inseln liegen über einem passiven Kontinentalrand, wobei die östlichsten Inseln nur knapp 100 km von der marokkanischen Küste entfernt sind. Simultan mit der Entfernung zum Festland entwickelt sich auch das Alter des subaerischen Vulkanismus, wobei die ältesten Lavaströme auf den östlichen und die jüngsten auf den westlichsten Inseln zu finden sind. Gegenwärtig befindet sich La Palma, sowie El Hierro und Teneriffa, in der Schildphase seiner Entwicklung und ist darüber hinaus die am schnellsten wachsende Insel des kanarischen Archipels. Historische Vulkaneruptionen ereigneten sich nur auf den jüngsten Inseln La Palma und El Hierro, mit dem letzten Ausbruch 1971 an der Südspitze von La Palma. 2012 fand eine submarine Eruption vor der Südküste El Hierros statt.

Aufgrund der Unzugänglichkeit des Erdinneren bieten Xenolithe die beste Möglichkeit, die chemische Zusammensetzung des Erdmantels sowie dessen zahlreiche Prozesse zu studieren. Die in dieser Arbeit analysierten Mantelxenolithe wurden an den Hängen des San Antonio Vulkans am südlichen Ende von La Palma, nahe der Ortschaft Fuencaliente, gesammelt. Diese erreichten die Erdoberfläche während der Eruption 1677/1678. Die Serie an Mantelxenolithen umfasst Spinell-Harzburgite und Spinell-Duniten, einen Spinell-Lherzolit und einen Spinell-Wehrlit. Petrographisch kann zwischen einer grobkörnigen Matrix und feinkörnigen Schmelzadern unterschieden werden, allerdings weisen der Wehrlit und drei weitere Gesteinsproben eine feinkörnige Matrix auf.

Metasomatische Prozesse sind in allen Peridotiten offensichtlich. Ein gemeinsames Merkmal ist eine variierende Kanalisierung des Schmelzflusses durch die Mantelxenolithe, die von einer allgegenwärtigen metasomatischen Überprägung über Schmelzadern bis zu Gängen reicht. Zerfall von Orthopyroxen in Olivin, Klinopyroxen und Si-reiches Glas ist ein Hinweis auf Si-untersättigte, nicht wässrige Schmelzperkolation. Des Weiteren zeigen Schmelzadern in den Duniten mit feinkörnigem Olivin, Pyroxen sowie Amphibol, Apatit und Phlogopit sowohl „nasse“ wie „trockene“ metasomatische Prozesse. Die starke Anreicherung von leichten Seltenerd-Elementen (*LREE: light rare earth elements*) im Vergleich zu den schweren Seltenerd-Elementen (*HREE: heavy rare earth elements*) in den Klinopyroxenen deutet auf eine kryptische Metasomatose hin. Obwohl Harzburgite hauptsächlich durch „trockene“ Schmelzinfiltrationen beeinflusst wurden, kommt lokal Phlogopit rund um Spinell vor. Ein weiteres gemeinsames Charakteristikum aller untersuchten Mantelxenolithe sind Fe-Ni-Sulfide.

Aus der Probenserie an Mantelperidotiten wurden drei Proben ausgewählt, die drei verschiedene metasomatische Prozesse illustrieren. Bei der ersten Probe handelt es sich um den Wehrlit LP4-12. Dieser wurde durch eine alkalireiche, Si-untersättigten, wässrigen Schmelze und/oder Fluid beeinflusst. Das auffälligste Merkmal des Wehrlits ist ein breiter Amphibol-Apatit-Gang, der sich quer durch das Gestein zieht. Einige schmale Schmelzadern zweigen von diesem Gang ab und durchdringen den Peridotit. Der Fo-Gehalt im Olivin (82,5 – 85,5 bzw. 86,0 – 89,0) lässt zumindest zwei unterschiedliche, metasomatische Ereignisse vermuten. Klinopyroxene treten zumeist in Verbindung mit Amphibol in Erscheinung. Zudem befinden sich beide Phasen in strukturellem Gleichgewicht, was auf eine gemeinsame Bildung hindeutet. Orthopyroxene wurden hingegen nur als reliktsche Einschlüsse in Olivinen gefunden. Die Klinopyroxene in Verbindung mit Amphibol sind Cr-Diopside (Mg# 85,54 – 92,36), während sekundäre Klinopyroxene Ti-Augite (Mg# 82,44 – 89,09) sind.

Die Anwesenheit von Häüyn im Dunit LP86 weist eindeutig auf eine Hostbasalt-Infiltration hin, da dieser ein typisches Mineral in der Lava von La Palma ist. Häüyn kommt immer gemeinsam mit Amphibol, Spinell und Klinopyroxen vor. Fehlende Reaktionssäume an den Kristallrändern dieser Mineralphasen deuten auf eine gleichzeitige Kristallisation hin. Primärer Olivin hat einen Fo- und NiO-Gehalt im Bereich von 89,6 – 89,7 % respektive 0,32 – 0,33 Gew.%, wobei Fo im sekundären Olivin zwischen 89,1 – 90,9 liegt und NiO zwischen 0,24 – 0,31 Gew.%

Ein Netzwerk von Phlogopit-Amphibol-Gängen charakterisiert den Dunit LP515. Diese durchschlagen bereits existierende Olivine, was auf eine Ausbildung der Gänge vor der Mitnahme des Gesteins im Hostbasalt schließen lässt. Während des Aufstiegs drang Schmelze hauptsächlich entlang dieser Gänge in den Peridotit ein und bildete einen Reaktionssaum aus sekundärem Klinopyroxen zwischen Phlogopit-Amphibol und dem Peridotit-Olivin. Zusätzlich wurde angrenzender Olivin chemisch durch Diffusionsprozesse verändert. Einzelne Amphibole, die in der Matrix des Dunits gefunden wurden, zeigen eine geringfügig andere Zusammensetzung als die Amphibole innerhalb der Gänge. Diese scheinen demnach durch Schmelzeinfluss entstanden zu sein. Die Klinopyroxene in den Phlogopit-Amphibol-Gängen sind sekundäre Ti-Diopside (Mg# 84,5 – 91,1), sekundäre Cr-Diopside (Mg# 88,8 – 92,5) befinden sich dagegen abseits davon. Olivin innerhalb der Gänge zeigen eine Fo-Gehalt von 88,2 – 89,7 %, während primärer Olivin hinsichtlich der Fo-Werte (90,0 – 90,7) wesentlich homogener ist.

Entsprechend der chemischen Zusammensetzung der untersuchten Amphibole handelt es sich hierbei um Pargasite und kaersutitische Pargasite.

Die Mantelxenolithe vom San Antonio Vulkan zeigen eine stark verarmte ozeanische Lithosphäre unter La Palma, die verschiedene metasomatische Prozesse erfahren hat. Die metasomatischen Agenzien waren silikatische Schmelzen, die die Bildung von sekundärem Klinopyroxen und den Zerfall von Orthopyroxen auslösten, während wässrige silikatische Fluide diverse Gänge mit Amphibol und/oder

Phlogopit formten. Das Vorkommen von Häüyn in den Schmelzadern des Dunits LP86 belegt eindeutig die Infiltration von Hostbasalt.

1 Einleitung

1.1 Struktureller Aufbau des Erdinneren

Ungleich der Erdoberfläche kann das Erdinnere nicht durch direkte Beprobung studiert werden, selbst Tiefenbohrungen sind technisch nur bis zu einer Tiefe von ca. 12 km möglich. Eine sehr gute, jedoch indirekte Methode, die interne Struktur der Erde zu bestimmen, ist die Auswertung seismischer Wellen, wie sie von Erdbeben und unterirdischen Explosionen (z.B. Kernexplosionen) ausgelöst werden. Mantelgesteine, die durch vulkanische Aktivitäten an die Oberfläche transportiert werden, geben ihrerseits einen direkten Aufschluss auf die chemische Zusammensetzung tiefer liegender Regionen, zumindest aus jener der Basis der Erdkruste, wieder.

Es gibt zwei Arten von seismischen Wellen die sich vor allem in ihrer Geschwindigkeit durch die Erde

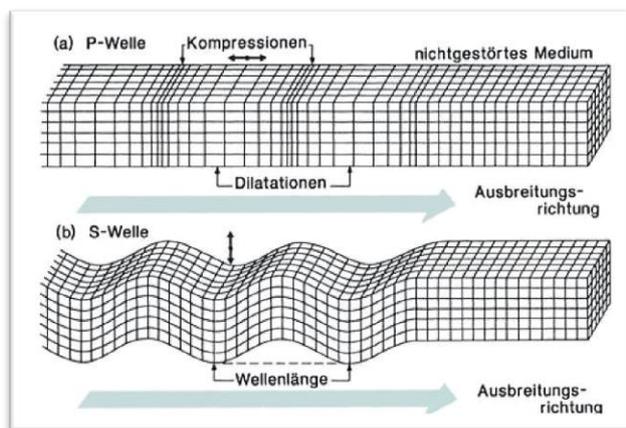


Abbildung 1.1: Seismische Raumwellen und ihre Schwingungsbewegung (Okrusch & Matthes, 2014).

unterscheiden. Je nach Ankunft beim Seismographen sind dies die primären oder Longitudinalwellen und die sekundären Wellen, kurz p- und s-Wellen genannt. Bei den p-Wellen handelt es sich um Verdichtungs- oder Kompressionswellen die in Ausbreitungsrichtung schwingen. Die s-Wellen sind Scher- oder Transversalwellen und schwingen senkrecht zur Ausbreitungsrichtung (Abbildung 1.1). Die Wellengeschwindigkeiten sind die

Funktionen der elastischen Konstanten Kompressionsmodul und Schubmodul, und damit abhängig von den physikalischen Eigenschaften der Erde.

Das Kompressionsmodul K beschreibt die relative Volumenabnahme $-dV$ bzw. Dichteerhöhung $+d\rho$ bei zunehmendem Druck dP gemessen in kbar oder MPa (Abbildung 1.2).

Das Schubmodul μ gibt den Widerstand einer Masse gegen elastische Verformung an. Es handelt sich dabei um einen Proportionalitätsfaktor des Scherwinkels α , den ein Gesteinsblock durch die Schubspannung τ erfährt (Abbildung 1.2). Sowohl das Schubmodul als auch die Schubspannung werden in kbar bzw. MPa gemessen.

$$K = - \frac{V dP}{dV} = \frac{\rho dP}{d\rho}$$

$$\tau = \mu \cdot \alpha$$

Abbildung 1.2: Gleichungen für Kompressionsmodul K und Schubmodul τ .

Für die Geschwindigkeiten der seismischen Erdbebenwellen ergeben sich nun folgende Zusammenhänge:

$$\vec{v}_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad \vec{v}_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Flüssigkeiten, wie z.B. eine Gesteinsschmelze, lassen sich nur plastisch, jedoch nicht elastisch deformieren, wodurch für das Schubmodul $\mu = 0$ gilt. Als Konsequenz daraus folgt, dass sich die Geschwindigkeit der p-Welle in flüssigen Medien stark verlangsamt während die der s-Wellen zum

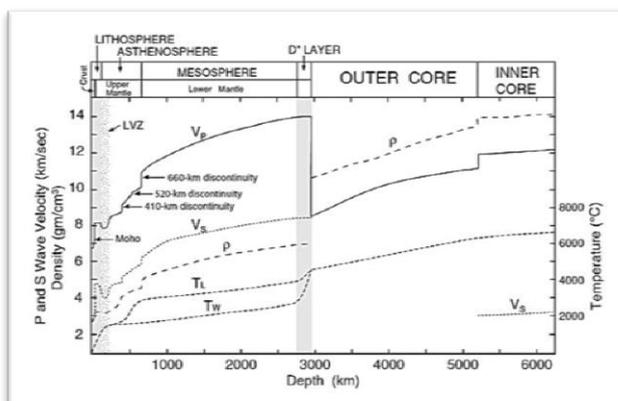


Abbildung 1.3: Gemittelte Wellengeschwindigkeiten für p- und s-Wellen sowie die mittlere Dichte der Erde. TL: Temperatur für eine geschichtete Mantelkonvektion. TW: Temperatur für die Mantelkonvektion über den gesamten Mantel. Aus: Condie, 2011.

Stillstand kommt ($\vec{v}_s = 0$). Abrupte Änderungen in den Wellengeschwindigkeiten stellen seismische Diskontinuitäten dar und definieren die Grenzen zwischen den einzelnen Abschnitten der Erde. Abbildung 1.3 zeigt die schalenförmige, interne Struktur unseres Planeten hinsichtlich der wechselnden Wellengeschwindigkeiten. Zusätzlich sind weitere, kleinere Diskontinuitäten in ca. 50 – 200 km, 410 km und 660 km, sowie eine kleine, unscheinbare Unregelmäßigkeit in 520 km Tiefe

erkennbar. Diese sind auf mineralogische Phasenübergänge zurückzuführen auf die ich im nächsten Kapitel näher eingehe. Die drei Hauptdiskontinuitäten sind:

1. Mohorovičić-Diskontinuität, kurz Moho. Sie befindet sich an der Basis der Kruste und trennt diese vom Erdmantel. Sie ist durch einen sprunghaften Anstieg der Wellengeschwindigkeiten charakterisiert. Die Tiefe der Moho ist nicht einfach zu bestimmen und variiert je nach tektonischer Situation. Unterhalb ozeanischer Rücken liegt sie ungefähr 3 km (Condie, 2011) bzw. 5 bis 7 km (Okrusch & Matthes, 2014) tief. Unter Kontinenten kann die Mächtigkeit der Erdkruste 30 bis 40 km und unter Faltengebirgen sogar 60 km (Okrusch & Matthes, 2014) bis 70 km (Condie, 2011) erreichen. Allerdings ist die Moho nicht überall gleich stark ausgebildet sowie ihre Mächtigkeit nicht regelmäßig ausgeprägt. Unter Faltengebirge tritt sie oft versetzt und dadurch verdoppelt auf, wie dies z.B. im Himalaya-Gebirge vorkommt wo der Versatz bis zu 20 km betragen kann. Unter Mittelozeanischen Rücken (MOR) fehlt die Moho zur Gänze. Lagen von Eklogit, einem metamorphen Gestein aus Granat und Omphazit-Pyroxen, auf ultramafischen Mantelgestein kann

die wahre Grenze zwischen Kruste und Mantel verschleiern da beide Gesteinsarten ähnliche Wellengeschwindigkeiten aufweisen. Die seismische Moho wird in solchen Fällen oberhalb der Eklogitlage angezeigt obwohl Eklogite Krustengesteine darstellen. Man spricht hier von einer petrologischen Moho die durch die Untergrenze der Eklogitlage definiert ist.

2. Kern-Mantel-Grenze in 2.900 km Tiefe (Okrusch & Matthes, 2014; Condie, 2011). Diese Grenze ist durch den plötzlichen Abfall der p-Wellengeschwindigkeit und dem Verschwinden der s-Welle gekennzeichnet. Beides deutet auf einen flüssigen äußeren Erdkern hin. Die letzten etwa 300 km vor der Kern-Mantel-Grenze mit anormal niedrigen seismischen Geschwindigkeiten werden als Übergangzone, die D"-Schicht, zum Mantel gedeutet. Es wird heute angenommen, dass dieser Bereich bereits teilweise geschmolzen ist, verursacht durch subduzierte ozeanische Kruste, die bis in die Tiefe der Kern-Mantel-Grenze abgesunken ist. Es wird ebenfalls angenommen, dass dieses relativ kühle Krustenmaterial Mantelgesteine als Plumes in geringere Tiefe aufsteigen und den Hot-Spot-Vulkanismus auslösen kann.
3. Grenze zwischen äußeren und inneren Kern in 5.200 km (Condie, 2011) bzw. 5.080 km Tiefe (Okrusch und Matthes, 2014). Diese Grenze zeigt einen erneuten, geringfügigen Anstieg der p-Wellengeschwindigkeit und es können sogar wieder sekundäre Wellen gemessen werden. Der innere Kern wird daher als Festkörper interpretiert. Die s-Wellen im inneren Erdkern entstehen durch Umwandlung von Kompressions- in Scherungsenergie sobald p-Wellen aus dem äußeren in den inneren Kern übergehen. Diese s-Welle wird jedoch beim Übergang vom inneren in den äußeren Kern wieder in eine p-Welle zurück konvertiert (Clauser, 2016).

Eine petrologische und rheologische Unterteilung der Erdschalen fasst die Kruste und den obersten Bereich des Erdmantels zur Lithosphäre zusammen. Sie besteht aus festem, rigidem Gesteinsmaterial das spröde auf äußere Belastungen und Spannungen reagiert. Darunter folgt die Asthenosphäre (griechisch *asthenés*: kraftlos, schwach), eine relativ schwache, duktile Schicht des oberen Mantels, die als Motor für die Plattentektonik gilt. Der wiederum feste untere Mantel wird auch Mesosphäre (griechisch *mésē*: Mitte) genannt.

1.2 Der Erdmantel

Mit einem Radius von rund 2.880 km und einem Volumensanteil von 83% ist der Erdmantel die größte Schale der Erde und stellt überdies ihr größtes chemisches Reservoir dar. Dennoch ist nur sehr wenig über ihn bekannt.

Der ultramafische Chemismus des Erdmantels ist heute allgemein anerkannt. Er setzt sich aus der Mineralvergesellschaftung Olivin >> Orthopyroxen > Klinopyroxen > Aluminium-Phase zusammen wobei die Aluminium-Phase druck- und temperaturabhängig ist. Dabei handelt es sich je nach Bedingungen entweder um Plagioklas, Spinell oder Granat. Ultramafische Gesteine werden in Peridotit und Pyroxenit unterteilt (Abbildung 1.4). Beträgt der Olivinegehalt mindestens 90% liegt ein Duniten vor. Ein Lherzolith weist neben Olivin in unterschiedlicher Konzentration sowohl Ortho- als auch Klinopyroxen auf während ein Harzburgit hauptsächlich Orthopyroxen und ein Wehrlit Klinopyroxen neben Olivin enthält. Um den Peridotit genauer zu spezifizieren wird dem Namen oft die Aluminium-Phase voran gestellt, z.B. Spinell-Harzburgit oder Granat-Lherzolit. Der Olivinegehalt in einem Pyroxenit liegt unter 40%, besteht somit vorwiegend aus Pyroxene. Eklogit hat zwar auch eine ultramafische Zusammensetzung, kommt jedoch im Erdmantel nur untergeordnet vor.

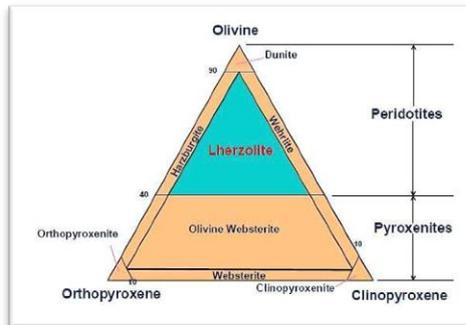


Abbildung 1.4: Modal-Klassifikation ultramafischer Gesteine nach IUGS (International Union of Geological Sciences).

liegt unter 40%, besteht somit vorwiegend aus Pyroxene. Eklogit hat zwar auch eine ultramafische Zusammensetzung, kommt jedoch im Erdmantel nur untergeordnet vor.

Green & Ringwood (1963) haben mit ihrem Pyrolit-Model, ein theoretisches Gesteins-Model aus Pyroxen und Olivin, eine erste Grundlage für experimentelle Studien für Mineralparagenesen und Chemismus im Mantel geschaffen. Natürlich vorkommende Mantelxenolithe, die durch vulkanische Aktivitäten an die Erdoberfläche transportiert wurden, konnten die Daten aus den Pyrolit-Experimenten verfeinern. Es zeigt sich, zusammen mit seismischen Daten, dass der obere Mantel von mineralogischen Phasenwechseln gekennzeichnet ist. In den oberen 200 km (White, 2013) erfolgt der Phasenwechsel der Aluminium-Phase. Die Paragenese Olivin + Pyroxen + Plagioklas ist bis etwa 30 km Tiefe stabil. Im Erdmantel ist sie eigentlich nur im Bereich des Mittelozeanischen Rückens (MOR) realisierbar da hier der geothermische Gradient steil genug ist. Ansonsten kommt Plagioklas nur in der Erdkruste vor (White, 1997). Erhöht sich der Druck oder Temperatur so reagiert Plagioklas mit Olivin zu Ortho- und Klinopyroxen sowie Spinell. Calcium wird dabei entweder als Ca-Tschermaks Molekül (CaTs) in Pyroxen eingebaut, oder es bildet sich Spinell als neue Aluminium-Phase (Abbildung 1.5).

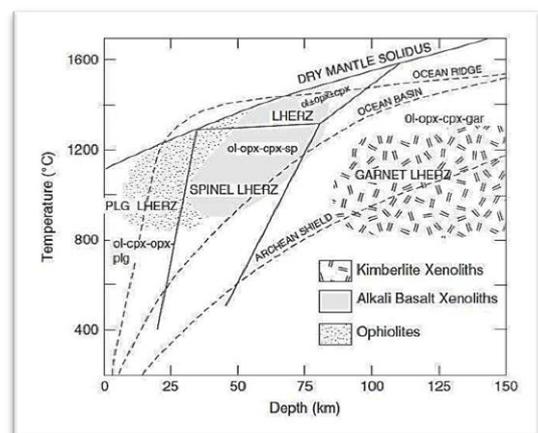


Abbildung 1.5: Stabilitätsfelder der Mineralparagenesen im oberen Mantel. Plg: Plagioklas, ol: Olivin, cpx: Klinopyroxen, opx: Orthopyroxen, sp: Spinell, gar: Granat, LHERZ: Lherzolit. Aus: Condie, 2005.

Der Stabilitätsbereich für Spinell reicht je nach Zusammensetzung des Spinells und der Temperatur bis in eine Tiefe von etwa 60 – 90 km (White, 2013), dies entspricht Druckverhältnisse von 14 – 18 kbar (Okrusch & Matthes, 2014). Die Mineralvergesellschaftung besteht nun aus Olivin >> Orthopyroxen > Klinopyroxen > Spinell (Abbildung 1.5). Bei zunehmender Temperatur bauen Pyroxene immer mehr Aluminium in ihr Kristallgitter ein während Spinell verschwindet. Diese Aluminiumreiche Pyroxene sind jedoch nur bei hohen Temperaturen von 1.240 – 1.300 °C und Drücken von 10 – 30 kbar (Okrusch & Matthes, 2014) stabil.

Wird Druck erhöht und/oder Temperatur reduziert, bildet sich aus den aluminiumreichen Pyroxenen ein Pyrox-reicher Granat bzw. Spinell reagiert mit Orthopyroxen ebenfalls zu einem Pyrox-reichen Granat plus Olivin. Der Granat-Peridotit besteht aus der Paragenese Olivin + Orthopyroxen + Klinopyroxen + Granat und ist im lithosphärischen Mantel das meist verbreitete Gestein (Abbildung 1.5).

Seismologisch wird der Erdmantel in einen oberen und einen unteren Mantel unterteilt. Der obere Erdmantel ist durch unstem Anstieg der Wellengeschwindigkeiten charakterisiert und weist wie bereits im vorhergehenden Kapitel erwähnt drei signifikante Diskontinuitäten auf: die low-velocity-zone (LVZ), die 410-km und die 660-km Diskontinuität. Letztere stellt die Grenze zwischen oberen und unteren Mantel dar. Im unteren Mantel sind keine größeren Unregelmäßigkeiten der Wellengeschwindigkeiten bekannt. Diese sowie Druck und Dichte steigen kontinuierlich bis zur Mantel-Kern-Grenze an (Abbildung 1.1).

Die LVZ markiert den Übergang von der Lithosphäre zur Asthenosphäre und weist einen Rückgang der Wellengeschwindigkeiten auf, besonders jene der s-Wellen (Abbildung 1.3). Dies wird auf das Vorhandensein partieller Schmelze gedeutet. Sie tritt in einer Tiefe von 180 – 220 km auf und kann unter der ozeanischen Kruste eine Mächtigkeit von 50 – 100 km erreichen (Condie, 2005). Die LVZ ist wie die Moho besonders unter Kontinenten schwer bis nicht nachweisbar.

Der Abschnitt zwischen den beiden Diskontinuitäten in 410 und 660 km Tiefe wird auch als Übergangszone bezeichnet. Hochdruck-Hochtemperatur-Experimente mittels Diamantstempel-Zellen, mit der ein Druck bis 200 GPa und Temperaturen bis 5.000 °C erzielt werden können, zeigen, dass es sich hierbei um kristallographische Strukturwechsel handelt. Anders als die Moho sind diese beiden Diskontinuitäten nicht scharf begrenzt sondern erstrecken sich über einen Bereich von mehreren 10er-km. Ab einer Tiefe von ca. 400 km mit einer Temperatur von etwa 1.400 °C und einem Druck von 14 GPa beginnt Olivin sich in eine kompaktere Struktur, dem β -Olivin mit dem Eigennamen Wadsleyit, umzuformen. Dabei wird eine Dichteerhöhung von ungefähr 8 % erreicht. Allerdings verläuft die Reaktion bivariant sodass über einen gewissen Bereich beide Varianten des Olivins auftreten können. Die Mächtigkeit der 410-km Diskontinuität beträgt ungefähr 9 -17 km.

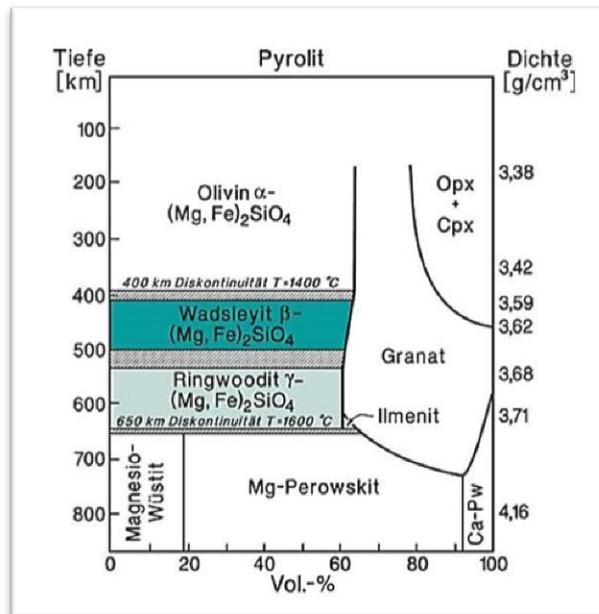


Abbildung 1.6: Mineralparagenesen im Erdmantel mit Pyroxit-Zusammensetzung auf $P = 1$ bar reduziert. Aus: Okrusch und Matthes, 2014.

In Tiefen zwischen 500 und 530 km erfolgt die Transformation des Wadsleyit in Ringwoodit, dem γ -Olivin, wodurch sich die Dichte um weitere rund 2 % erhöht. Ringwoodit besitzt eine Spinellstruktur und wird daher oft in der Literatur als solcher bezeichnet. Diese Reaktion verläuft ebenfalls graduell über eine Ausdehnung von fast 30 km ab (Okrusch und Matthes, 2014; White, 2013; Condie, 2005).

Parallel zur Olivintransformation beginnt sich ab ca. 300 km Tiefe Pyroxen in Granat aufzulösen. Es handelt sich dabei um den Granat-Mischkristall Majorit, eine Hochdruckversion in dem gut 25 % des Siliziums oktaedrisch statt

tetraedrisch Koordiniert ist. Dieser Phasenwechsel erfolgt allmählich bis zu einer Tiefe von knapp 460 km. Die Dichte steigt dabei um annähernd 10 % (Okrusch und Matthes, 2014; White, 2013; Condie, 2005).

Bei der 660-km Diskontinuität kommt es erneut zu einem Dichtesprung von $3,7 \text{ g/cm}^3$ auf $3,9 \text{ g/cm}^3$. Sie ist vom Zerfall des Ringwoodit in Mg-Perowskit + Magnesiowüstit gekennzeichnet. Gleich wie die zuvor genannten Reaktionen erfolgt auch dieser Zerfall eher stufenweise über einen Tiefenbereich von 650 – 680 km. Natürlich vorkommenden Mg-Perowskit und Magnesiowüstit wurden vereinzelt als Einschlüsse in Diamanten gefunden.

Die Erforschung des unteren Mantels ist nach wie vor auf indirekte Modellberechnungen angewiesen und die zur Verfügung stehenden Daten, seismisch und geochemisch, sind nicht ausreichend um detaillierte Aussagen über den Zustand des unteren Mantels zu treffen.

1.3 Mantelxenolithe

Das Wort *Xenolith* bedeutet *Fremdgestein*. Es handelt sich hierbei um Mantel- und untergeordnet um Krustenfragmente die durch intrakontinentale und intraozeanische vulkanische Aktivitäten an die Erdoberfläche befördert werden, entweder in Basalten der Alkalibasalt-Basanit-Nephelinit-Reihe oder in Kimberliten. Xenolithe in Alkalibasalten befinden sich zum größten Teil in Tuffen, Schlotbrekzien und Mandelgesteinen (Abbildung 2.32 zeigt einen typischen Peridotitxenolith in einem Mandelgestein). Die Größe der Mantelgesteine variiert dabei von maximal Faustgröße in Basalten bis zu wenigen 10er-cm (Winter, 2010; Wilson, 2007). Der überwiegend vorkommende Gesteinstyp innerhalb der Basalt-Reihe ist Spinell-Lherzolite, allerdings werden auch Spinell-Dunite, Spinell-Harzburgite und Wehrlite gefunden.

Aufgrund des Spinells als die dominante Aluminium-Phase stammen diese Mantelgesteine aus Tiefen zwischen 50 – 100 km. Da Kimberlite bekannt für ihre Diamanten sind wird angenommen, dass Xenolithe in diesen Magmen ebenfalls aus großer Tiefe, zumindest jedoch 130 – 190 km, kommen. Ein weiteres Argument dafür ist, dass in Kimberlit-Diatreme Granat als Aluminium-Phase auftritt (Okrusch und Matthes, 2014; Wilson, 2007; Condie, 2011).

Dunite und Harzburgite gelten als Restite, die nach einer partiellen Aufschmelzung von Lherzolit zurück bleiben, wobei tholeiitischer Basalt erzeugt wird. Gemäß der Lever-Regel bleibt Dunit nach 20 -25 % partieller Anatexis zurück während Harzburgite das Residuum von 15 – 20 % Aufschmelzung darstellen (Winter, 2010).

1.4 Was ist ein *Plume*?

Im nächsten Kapitel gehe ich auf die Frage, ob die Kanarischen Inseln durch einen Mantelplume entstanden sind, ein. Doch was ist ein Mantelplume? Das Wort *plume*, eigentlich *mantle plume*, kommt aus dem Englischen und bedeutet Diapir bzw. Manteldiapir. Darunter versteht man eine geologische Struktur, bei der fließfähiges Material aufsteigt. Im Fall eines Manteldiapirs steigt aus dem unteren Mantel, eventuell von der Kern-Mantel-Grenze, heißes Material bis an die Basis der Lithosphäre.

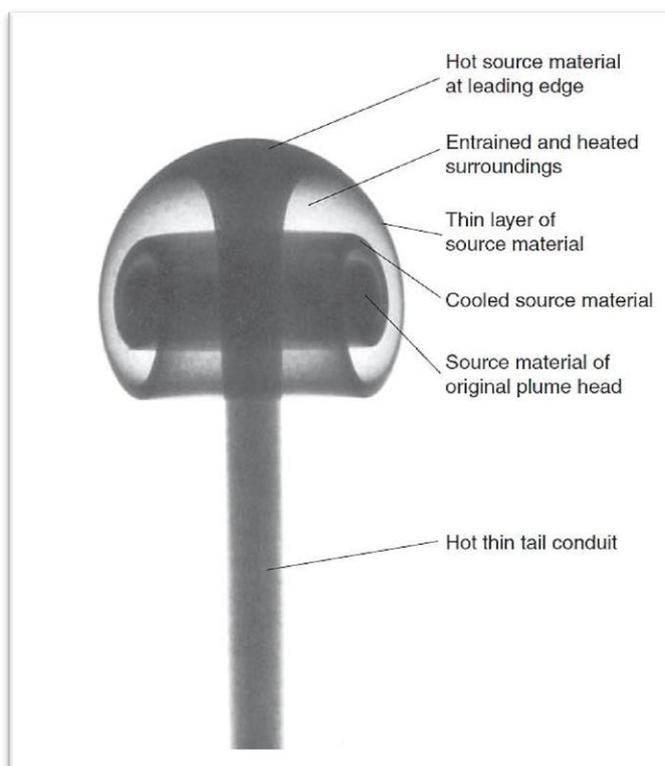


Abbildung 1.7: Ein im Labor erzeugter Manteldiapir. Eingefärbte, heiße Flüssigkeit wurde über den Förderkanal (tail) permanent in eine kühlere Flüssigkeit gleicher Zusammensetzung zugeführt. Aus: Winter (2014), nach Griffiths & Campbell (1990).

Während eines Experiments in einem Labor haben Griffiths & Campbell (1990) als Erste die Existenz eines Manteldiapirs nachweisen können. Die Form des Diapirs gleicht mehr oder weniger einem Pilz: auf dem „Pilzfuß“, der den Förderkanal für das heiße Mantelmaterial darstellt (*tail*), sitzt ein „Pilzkopf“ (Abbildung 1.7). Allerdings ist die Ausprägung der Pilzform von der Viskosität des Diapirs abhängig. Der Pilzkopf entwickelt sich nur, wenn die Viskosität kleiner als die des umgebenden Mantels ist, allenfalls bildet der Diapir nur den *tail* in Form eines Fingers aus (Condie, 2011).

Die Aufstiegs geschwindigkeit ist Anfangs hoch, wird jedoch mit zunehmender Höhe und abnehmender Temperatur langsamer.

Der Temperaturverlust ist eine Folge der Wechselwirkung mit dem Mantel, dessen Teile im *Plume*-Kopf durch absinkendes Quellmaterial in diesem eingeschlossen wird (Abbildung 1.7). Erreicht der Plume

schließlich die Basis der Lithosphäre, breitet sich der Kopf aufgrund weiterer Förderung von Mantelmaterial aus der Tiefe aus, dabei wird er flacher und kann einen Durchmesser bis über 1000 km² erlangen (Abbildung 1.8) (Condie, 2011).

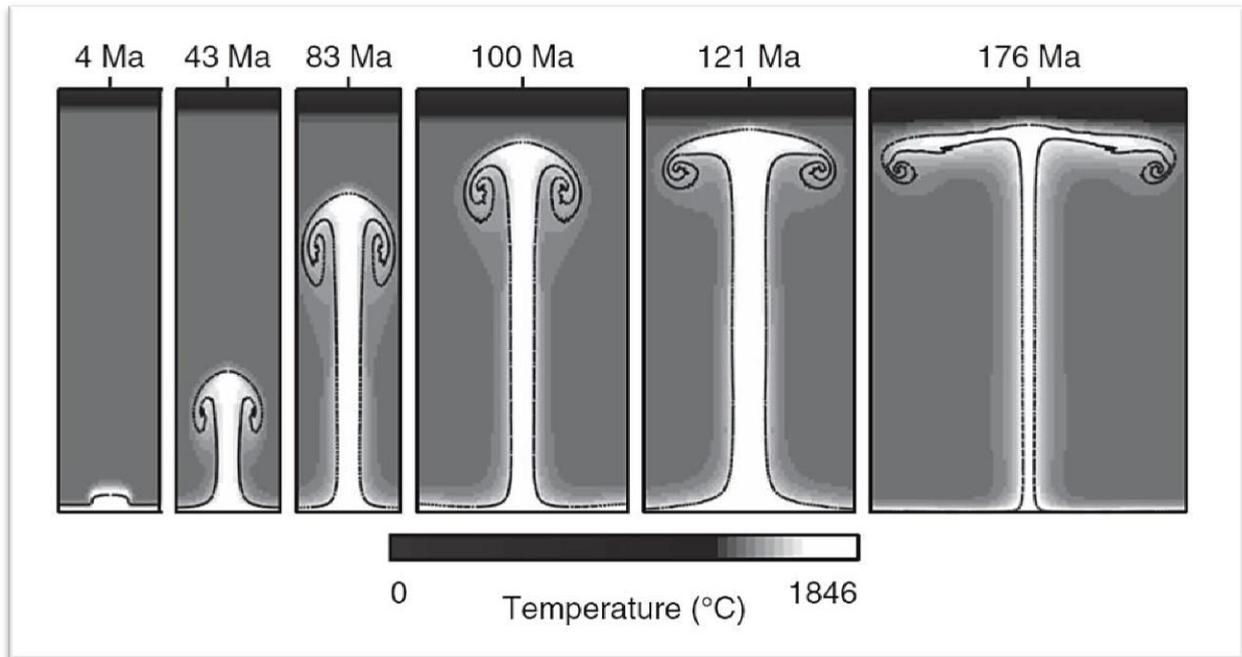


Abbildung 1.8: Entwicklungsstufen eines Manteldiapirs von der D''-Schicht ausgehend bis an die Basis der Lithosphäre über einen Zeitraum von 176 Millionen Jahre (Ma) (Numerisches Modell). Aus: Condie, 2011.

2 Kanarische Inseln

2.1 Geographische Lage

Als *Kanarische Inseln* wird eine spanische Inselgruppe knapp 100 km westlich der afrikanischen Küste bezeichnet. Sie umfasst die sieben Hauptinseln Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria, Teneriffa, La Gomera, La Palma und El Hierro sowie einige kleinere Inseln um Lanzarote und Fuerteventura (Abbildung 2.1 B). Der Archipel liegt zwischen 27°38' und 29°30' nördliche Breite bzw. 13°22' und 18°11' westliche Länge, wobei die einzelnen Inseln eine zirka 450 km lange Kette bilden. Generell erstreckt sich diese von Osten nach Westen, Lanzarote und Fuerteventura liegen dessen ungeachtet parallel zum afrikanischen Kontinentalrand. Auffallend ist auch, dass die beiden westlichsten Inseln La Palma und El Hierro den Trend einer Einzelkette unterbrechen und eine Doppellinie mit einer Nord-Süd-Ausrichtung bilden. Ein möglicher Grund hierfür wird im nächsten Kapitel erörtert.

Die höchste Erhebung der Kanarischen Inseln ist der Pico de Teide auf Teneriffa mit 3.718 m über dem Meer (üdm) und ist gleichzeitig der höchste Berg Spaniens. Rechnet man noch den submarinen Sockel von rund 3.500 m hinzu erreicht der Teide eine stattliche Höhe von über 7.000 m. Die Gesamtfläche des Archipels beträgt ungefähr 7.490 km², davon nimmt Teneriffa als die größte Insel 2.034 km² ein (Carracedo & Troll, 2016; Rothe, 2008).

Nördlich der Inselkette befinden sich zahlreiche Seamounts (Abbildung 2.1 A). Diese gelten im allgemeinen als submarine Vulkanberge, die bereits wieder unter die Meeresoberfläche erodiert wurden, oder um noch sehr junge Vulkankegel, die die Meeresoberfläche noch nicht erreicht haben und nur die Zeit zeigen wird, ob sie je zu einer stabilen Insel wachsen. Die Gruppe an Inseln und Seamounts wird als Kanarische Vulkanprovinz

(CVP: Canary Volcanic Provinces) zusammengefasst. Daneben befinden sich in unmittelbarer Nähe zu

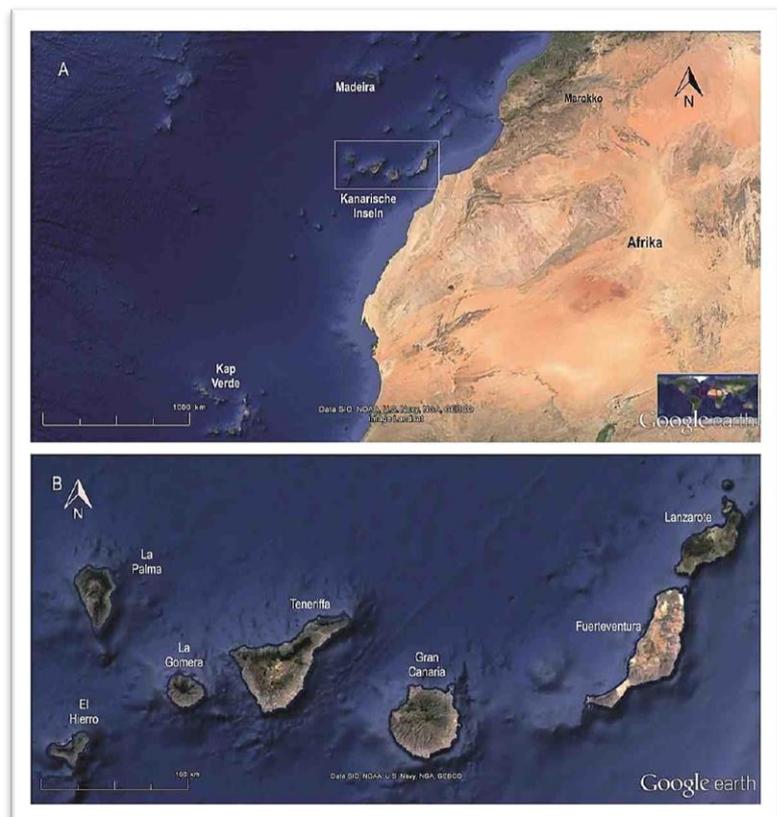


Abbildung 2.1: Geographisch Lage der Kanarischen Inseln. A) Lagebeziehung des kanarischen Archipels (weißes Rechteck) zum Kontinent Afrika und zu weiteren Inselgruppen entlang der afrikanischen Westküste. B) Die Kanarische Inselkette im Detail. (Google earth, 2016).

den Kanarischen Inseln zwei weitere Inselgruppen, Madeira im Norden und Kap Verde im Süden (Abbildung 2.1 A). Aufgrund der Tatsache, dass diese drei Archipele aus Vulkaninseln bestehen, haben Schmincke und Sumita (2010) den Begriff *Magmagürtel* geprägt. Dieser verläuft annähernd über 3.000 km fast parallel entlang der nordwestafrikanischen Küste.

2.2 Entstehung und Allgemeine Geologie

Die Kanarischen Inseln sind vulkanischen Ursprungs und bis heute aktiv, ausgenommen La Gomera. Anders als auf den restlichen Inseln gibt es auf dieser keine Hinweise auf holozäne Vulkanaktivitäten. Des Weiteren sind historische Eruptionen, das heißt innerhalb der letzten 500 Jahre, nur auf Lanzarote, Teneriffa und La Palma belegt. Der letzte Ausbruch ereignete sich 1971 an der Südspitze La Palmas, die letzte submarine vulkanische Aktivität wurde knapp vor der Südküste El Hierros von Ende 2011 bis ins Frühjahr 2012 registriert.

Die Ursache für den Vulkanismus entlang der Nordwestküste Afrikas wird seit Jahrzehnten heftig diskutiert. Neben sehr extremen Ansichten, wie z.B. dass die Inseln abgesprengte Teile des europäisch-afrikanischen Kontinents darstellen (Gagel, 1910), gibt es zahlreiche durchaus plausibel klingende Theorien. Anguita & Hernán (1975, 2000) etwa vertreten die Hypothese, dass der kanarische Magmatismus mit dem Atlas-Störungssystem, genauer mit der Trans-Agadir-Störung, zusammenhängt. Dagegen sprechen jedoch die fehlenden geologischen und geophysikalischen Belege für eine Fortsetzung dieser Störungen vom Kontinent in den Atlantik (Dillon & Sougy, 1974; Hinz et al., 1982; Stets & Wurstel, 1982; Carracedo et al., 1998). Die gleiche Problematik ergibt sich bei dem Versuch, die Bildung der Kanarischen Inseln mit nordost-südwest-verlaufenden Bruchzonen in Verbindung zu bringen (Bosshard & Mcfarlane, 1970), andererseits verlaufen keine bekannten Bruchzonen innerhalb des kanarischen Archipels (Schmincke, 1990). Auch der Versuch einer zeitlichen Korrelation mit orogenen Prozessen im Atlas, westlichem Mittelmeer und der alpinen Orogenese (Grunau, 1975) scheiterten an ungenügenden Altersdatierungen (Rothe, 2008).

Die Hot-Spot-Theorie ist ebenfalls nicht ganz unproblematisch. Ein Argument gegen einen Mantelplume ist eine offensichtlich nicht vorhandene Aufwölbung der Lithosphäre (Filmer & McNutt, 1988), wie sie unter Hawaii oder den Kap Verde Inseln auftritt. Canales & Dañobeitia (1998) konnten dies jedoch durch den Nachweis einer schwach ausgeprägten, lithosphärischen Tiefenanomalie unter dem Kanarischen Archipel, die möglicherweise mit einer Aufwölbung zusammenhängt, wiederlegen. Weitere Probleme bereiten unter anderem der relativ langlebige Vulkanismus oder die Altersabfolge der Vulkanite, da im Gegensatz zu Hawaii auf fast allen Kanarischen Inseln rezente Ausbrüche stattfinden (Rothe, 2008; Carracedo & Troll, 2016). Gegen ersteres halten Carracedo et al. (1998) die langsamere Drift der Afrikanischen Platte im Vergleich zur Pazifischen. Für letzteres liefern King (2007) und Gurenko et al. (2010) mit einem Plattenrand-Konvektions-Modell (edge-driven convection) eine

Erklärung (Abbildung 2.2). Bei diesem Modell interagiert eine kleine Konvektionszelle im oberen Mantel sowohl mit dem kalten Kontinentalrand Afrikas als auch mit dem heißen, aufsteigenden Mantelmaterial des Diapiers und transportiert dieses Richtung Osten zu den östlichen Inseln Lanzarote und Fuerteventura.

Die Altersbestimmung der einzelnen Inseln erfolgt mittels der radiometrischen Methoden $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ und ^{14}C , wobei die Datierungen an den stratigraphisch ältesten, exponierten

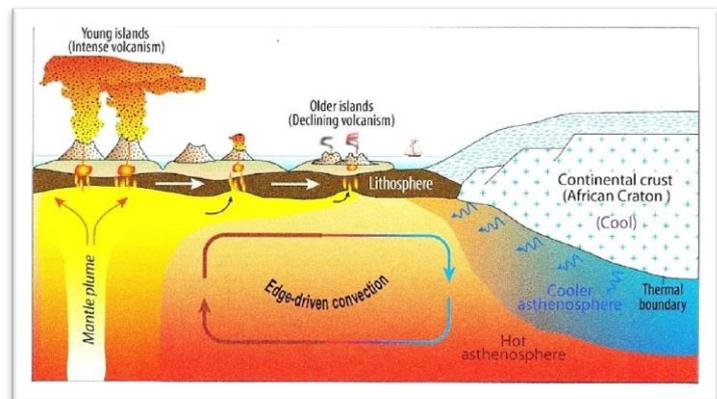


Abbildung 2.2: Eine kleine Mantel-Konvektionszelle zwischen kontinentalem Plattenrand und Mantel-Plume könnte den rezenten Vulkanismus auf den älteren Inseln Lanzarote und Fuerteventura erklären. Aus: Carracedo & Troll (2016), erstellt nach Carracedo et al. (1999), Geldmacher et al. (2005), King (2007) und Gurenko et al. (2010)

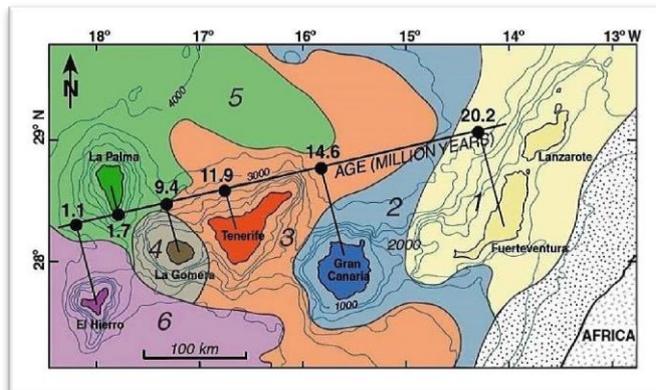


Abbildung 2.3: Die Ost-West-verlaufende Altersentwicklung der ältesten, freiliegenden Vulkanite der Kanarischen Inseln. Aus: Carracedo & Troll (2016), Altersdaten der Inseln nach Guillou et al. (2004), jene der Schuttfächer (farbige Flächen) nach Urgelés et al. (1998).

einer Inselkette wird als ein typisches Charakteristikum für einen Plume-induzierten Vulkanismus gewertet (Wilson, 1963) und gilt ebenfalls als Hinweis, dass die Kanarischen Inseln ihre Existenz einem Manteldiapir verdanken. Wilson veranschaulicht mit seinem Mantel-Plume-Modell, wie sich eine Vulkaninsel nach der anderen über einem Hotspot bildet, wobei neue Inseln erst entstehen wenn der Vulkanismus auf einer bestehenden Insel erlischt, sobald diese durch Kontinentaldrift von der Magmaquelle getrennt wurde. Obwohl dieses Modell für das klassische Beispiel eines Hotspot-Magmatismus, der Hawaii-Emperor-Kette, erstellt wurde, erklärt es viele Merkmale der Kanarischen Inseln.

Wie Anfangs erwähnt, unterbrechen La Palma und El Hierro die Einzelketten-Formation einer typischen Aufreihung von Vulkaninseln. Hieronymus & Bercovici (1999) assoziieren diese Entwicklung einer Doppellinie mit einer Änderung der Plattenbewegung verbunden mit Druckspannungen, welche den

Vulkaniten durchgeführt werden und zusätzlich mit der derzeit anerkannten paleomagnetischen Zeitskala auf ihre Plausibilität geprüft. Das Ergebnis liefert eine progressive Verjüngung der Gesteine von Ost nach West. Somit sind Lanzarote und Fuerteventura mit knapp 20 Ma die ältesten Inseln des Archipels, hingegen La Palma und El Hierro mit weniger als 2 Ma die jüngsten (Abbildung 2.3). Diese fortschreitende Altersentwicklung innerhalb

Aufbau einer neuen Inseln innerhalb der Kette blockieren. Carracedo et al. (2001) nehmen dagegen eher eine Veränderung im regionalen Spannungsfeld an, verursacht durch die großen Einstürze instabiler Vulkane, als ein Richtungswechsel der Afrikanischen Platte.

Die isotopische Zusammensetzung der zuvor erwähnten Seamounts und jene der Kanarischen Inseln deuten auf eine gemeinsame Magmaquelle hin, weshalb Carracedo & Troll (2013) sie als Paleo-Kanaren bezeichneten

(Abbildung 2.4). Das zunehmende Alter der Seamounts mit der Entfernung zum Archipel unterstreicht die Zusammengehörigkeit der beiden Einheiten. Lars Seamount, als der weitest

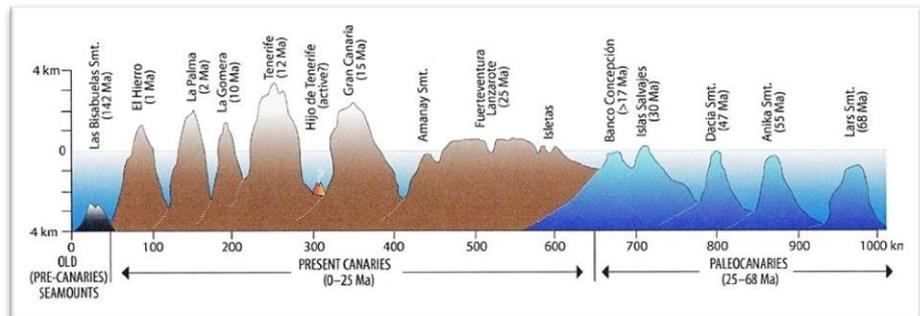


Abbildung 2.4: Schematische Darstellung der Kanarischen Vulkanprovinz zeigt die stetige Zunahme der Gesteinsalter von Lars Seamount im Nordosten bis El Hierro. Las Bisabuelas Seamount, vormals Las Hijos, wurde von van den Bogaard (2013) wegen seines hohen Alters umbenannt. Es ist ferner nicht gesichert, ob dieser Seamount Teil dieser Vulkanprovinz ist. Aus: Carracedo & Troll (2016), nach Geldmacher et al. (2001), Guillou et al. (2004) und Zaczek et al. (2015).

entfernte der Gruppe, weist ein Alter von annähernd 70 Ma auf und bezeugt damit eine magmatische Aktivität in dieser Region seit dem Ende der Kreidezeit. Gleichzeitig belegen die Altersangaben, dass dieser relativ junge Intraplattenvulkanismus nicht mit der Öffnung des Atlantischen Ozeans vor etwa 200 Ma zusammenhängt, unterstützt hingegen die Hotspot-Theorie.

Montelli et al. (2004, 2006) konnten nun mit neuen seismischen Tomographie-Bildern die Existenz eines Mantel-Plumes bestätigen, der bis zur Mantel-Kern-Grenze reicht, und zwar nicht nur unter den Kanaren sondern auch unter Madeira. Dabei handeln es sich um stabile, voneinander isolierte Schmelzanomalien, wie dies auch die isotopische Zusammensetzung des Magmas impliziert (Carracedo & Troll, 2016).

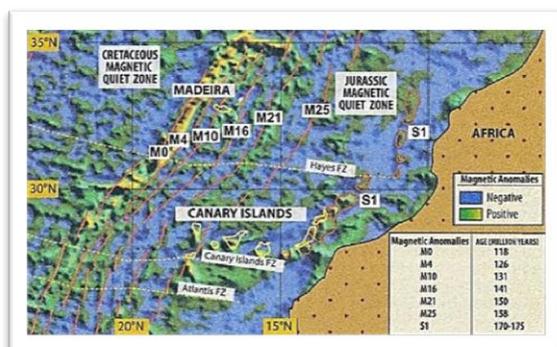


Abbildung 2.5: Magnetische Anomalien des östlichen Zentralatlantiks. Der Kanarische Archipel liegt auf ozeanischer Kruste zwischen den Anomalien S1 (ca. 175 Ma) und M25 (158 Ma). Aus: Carracedo & Troll (2016).

Die Frage nach dem Untergrund der Kanarischen Inseln ist wie die Frage nach der Ursache ihrer Entstehung kontrovers. Zumindest herrscht heute diesbezüglich ein allgemeiner Konsens, dass eine ozeanische Lithosphäre jurassischen Alters den Inseln unterliegt. Magnetische Anomalien in der Kruste können im Osten zwischen Lanzarote-Fuerteventura und dem afrikanischen Kontinent (S1, entspricht rund 175 Ma) bzw. im Westen zwischen

La Palma und El Hierro (M25, entspricht etwa 158 Ma) verfolgt werden. Damit befinden sich alle Inseln auf ozeanischer Kruste innerhalb der magnetischen Ruhephase des Jura (Abbildung 2.5).

Ozeanische Vulkaninseln durchlaufen generell vier Entwicklungsstadien: 1) submarine oder Seamount-Stadium, 2) Schildstadium, 3) Post-Erosionsphase und 4) Destruktives Stadium. Diese Phasen wurden zuerst für die Hawaiianischen Inseln definiert (Walker, 1990), doch später auch auf die Kanarischen Inseln angewendet (Carracedo & Troll, 2016). Dabei kamen nicht nur Gemeinsamkeiten der beiden Archipele zutage, sondern auch ihre zum Teil gravierenden Unterschiede. Schmincke (2010) hat die einzelnen Stadien ausführlich beschrieben und werden hier kurz zusammengefasst. Der Aufbau einer Vulkaninsel beginnt mit aufsteigendem Magma, das aus dem Erdmantel seitlich in die Sedimente am Meeresgrund eindringt. Gleichzeitig tritt es aus den Sedimenten hervor, dessen Oberfläche durch die Reaktion mit dem kalten Meerwasser sofort zu kissenartigen Wölbungen erstarrt, während das Innere glutflüssig bleibt. Nachströmendes Magma bricht durch die Aussenhaut eines Pillow und formt auf diese Weise dicht aufeinanderliegende Schichten. Bei entsprechender Eruptionsrate wächst so ein unterseeischer Vulkan in die Höhe – es entsteht ein Seamount. Fördergänge durchdringen die ansteigenden Ablagerungen an Pillowlava, wobei ihre Dichte zum Zentrum hin zunimmt. Als Nebeneffekt stabilisieren diese die Berghänge. Im Kern befinden sich zudem mehrere Magmakammern die mit dem wachsenden Seamount in die Höhe mitwandern. Ab einer bestimmten Wassertiefe, und damit geringerem Wasserdruck, lösen sich die in der Schmelze enthaltenen Gase, bilden Gasbläschen und zerfetzen das Magma zu kleinen bims- und schlackenartigen Partikel und magmatischen Glasscherben. Dieses pyroklastische Lockermaterial ist sehr instabil und bildet an den Flanken des Seamounts großflächige Schuttfächer, die über 100 km weit reichen können. Die Wassertiefe, ab der die Unterwasserexplosionen starten hängt vom Gasgehalt der Schmelze und ihrer Viskosität ab. Die chemische Zusammensetzung des Magmas ist anfangs noch alkalisch und entwickelt sich mit der Zeit zu tholeiitischem Basalt. Die Wachstumsgeschwindigkeit des jungen Vulkans hängt vom Verhältnis der Eruptionsrate zur Erosionsrate ab. Nur wenn erstere größer ist besteht die Wahrscheinlichkeit, dass aus dem Seamount einmal eine Inseln entsteht. Die Auftauchphase des Seamount markiert das Ende des ersten Entwicklungsstadiums. Dampfexplosionen, verursacht durch die Wechselwirkung zwischen Magma und Meer, produzieren weiter Pyroklastika, die durch Wellenerosion rasch umgelagert werden. Sobald die pyroklastischen Ablagerungen den Zentralschlot vom Wasser isoliert, dringen vermehrt Lavaströme an die Oberfläche und stabilisieren die neue Insel. Ein Beispiel für einen Seamount innerhalb des Archipels ist *Hijo de Tenerife* zwischen Teneriffa und Gran Canaria, allerdings ist nicht vollständig gesichert, ob dieser Seamount vulkanisch aktiv ist. Auf La Palma und Fuerteventura ergibt sich die seltene Möglichkeit, einen gehobenen und zusätzlich gekippten Seamount direkt zu

Untersuchen. Im nächsten Kapitel *Geologie von La Palma* wird diese Anfangsphase der Insel genauer beschrieben.

Sofern die junge Insel der Wellenerosion widersteht, geht das Seamount-Stadium ohne Unterbrechung in das Schildstadium über. Die basaltischen Lavaströme formen in relativ kurzer Zeit, im geologischen Sinn, einen weitläufigen und flachen Vulkan dessen Basis einen Durchmesser von mehreren 10er km erreichen kann, La Gomera z.B. besitzt eine Basis von 24 km (Carracedo & Troll, 2016). Erosionsdiskordanzen zwischen den Lavaströmen sind wegen der schnell hintereinander auslaufenden Lava nicht vorhanden. Zu Beginn der Schildphase, die ihre Bezeichnung den Schildvulkanen verdankt, hat das Magma zumeist eine alkali-basaltische Zusammensetzung, selten kommen auch tholeiitische Magmen, wie z.B. auf Hawaii oder Galapagos, vor. Die Eruptionen erfolgen nicht nur aus zentralen Vulkankratern sondern auch aus seitlichen, länglichen Riftzonen sowie aus einigen parasitären Schlackenkegel. Der Anfangsphase mit hoher Effusionsrate folgt eine abschwächende Phase mit deutlich geringerem Volumen an alkalischeren und mafischeren Magma als zuvor. Im Atlantik wird auch höher differenzierte Lava (Tephrite und Phonolite) beobachtet. Diese Hauptphase in der Entwicklung einer Insel verläuft auf den Kanarischen Inseln wesentlich heterogener als andernorts, denn es bauen sich mehrere Schildvulkane übereinander auf (vergleiche dazu Kapitel 2.3 *Geologie von La Palma*). Aufgrund des höheren Anteil an Alkali-Elementen ragen die Schildvulkane der Kanaren deutlich steiler aus dem Meer, mit einem deutlich geringerem Basisdurchmesser verglichen mit Vulkaninsel im Pazifik. Bemerkenswert ist auch, dass die Lavaströme der kanarischen Schildphase stärker an inkompatiblen Spurenelemente angereichert ist als z.B. auf Hawaii. La Palma und El Hierro befinden sich in der Schildphase ihrer Entwicklung.

Auf vielen Vulkaninseln folgt auf das Schildstadium eine vulkanische Ruhephase, die bis zu mehrere Millionen Jahre andauern kann. Je nach Klima entstehen in dieser Zeit durch Erosionsprozesse tief eingeschnittene Täler.

Eine zweite magmatische Phase, die Post-Erosionsphase, beendet die vulkanische Ruhepause. Diese ist durch geringeres Eruptionsvolumen als während der Hauptphase charakterisiert. Das Magma ist stark alkali-reich, mafischer und an SiO_2 untersättigt. Die Gesteine sind daher hauptsächlich Basanite und Nephelinite, die nicht selten Peridotitxenolithe enthalten. Daneben kommen auch Phonolite als Magmaderivate vor. Kleine Schlackenkegel und geringmächtige Lavaströme dominieren die Vulkanlandschaft. Wie schon die Schildphase so ist auch diese Eruptionsphase auf den Kanarischen Inseln nicht einheitlich, wie der Roque Nublo Vulkan auf Gran Canaria eindrucksvoll zeigt. Seine bis zu 500 m mächtige Berghänge aus Lava- und Brekzienströme zeugen von einer bemerkenswert voluminösen zweiten Phase. Gegenwärtig befindet sich Teneriffa in diesem verjüngenden Stadium.

Eine Vulkaninsel endet wie sie entstanden ist: als Seamount. Vulkanische Aktivitäten enden nicht abrupt, sondern verebben langsam. Durch die abnehmende vulkanischen und anhaltenden erosiven Prozesse und große Hangrutschungen wächst die Vulkaninsel nur mehr in die Breite. Die destruktive Phase endet sobald die Insel zur Gänze unter die Meeresoberfläche erodiert wurde. Die Vulkanbauten von Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria und La Gomera haben bereits viel an Volumen durch Erosion verloren (Carracedo et al., 2002).

2.3 Geologie von La Palma

La Palma ist zusammen mit El Hierro die westlichste und jüngste Insel des kanarischen Archipels. Beide Inseln weisen eine gemeinsame Entwicklung auf, was sich sowohl in ihrem ähnlichen Alter von 1 – 2 Millionen Jahren, als auch in ihrem Entwicklungsstadium, der Schildphase, widerspiegelt. Diese parallele Entwicklung lässt sich mit jener der Vulkane Kea und Loa auf Hawaii vergleichen.

La Palma ist eine relativ kleine Insel mit rund 706 km² Fläche, ist jedoch mit 2.426 m Höhe üdM des Roque de Los Muchachos die zweithöchste Insel der Kanaren. Dazu kommen noch annähernd 4.000 m unterhalb der Meeresoberfläche, sodass die Insel über 6.000 m über dem Boden des Kanarischen Beckens empor ragt. Die Form von La Palma gleicht einer Birne (Abbildung 2.6), die im Norden von

einem sehr markanten Einschnitt geprägt ist. Dieser Einschnitt wurde bereits von Leopold von Buch 1825 als „Caldera de Taburiente“ erwähnt (Carracedo & Day, 2002; Rothe, 2008). Etwas später, 1855, legte Charles Lyell die *Caldera de Taburiente* als Typuslokalität eines erosiven Vulkankessels mitsamt einer genauen Beschreibung fest. Seitdem hat sich die Definition einer Caldera jedoch grundlegend verändert, nämlich zu einem durch

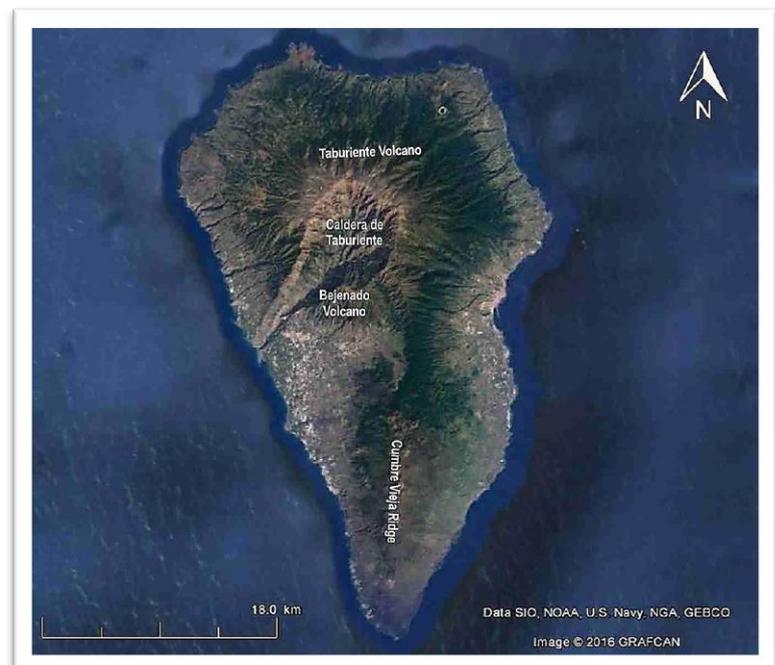


Abbildung 2.6: Relief-Karte von La Palma (Google earth, 2016).

zentrale Absenkung entstandenen großen Vulkankrater, sodass es sich hierbei nur mehr um einen Ortsnamen statt Typusbeschreibung handelt. Heute gilt die *Caldera de Taburiente* auch nicht mehr als erosiver Kessel, sondern als durch einen gravitativen Flankenkollaps entstandene Depression die im Laufe der Zeit durch retrograde Erosion vertieft wurde (Carracedo et al., 1999; Rothe, 2008).

Bereits das Relief von La Palma zeigt, dass die Insel aus zumindest zwei Vulkanbauten, die durch einen Sattel getrennt sind, besteht: den Nördlichen Schild, der aus mehreren sich überlappenden Vulkanen aufgebaut ist, und die nach Süden verlaufende Cumbre Vieja Riftzone. Die einzelnen Vulkane werden mittels chrono-stratigraphie nach ihrer Entstehung eingeteilt. Der Nördliche Schild baut sich aus dem submarinen Seamount und den zwei nachfolgenden Schildvulkanen Garafía und Taburiente auf. Der Stratovulkan Bejenado zählt zwar auch zum Nördlichen Schild ist jedoch jüngeren Alters (Carracedo et al., 2001; Carracedo & Troll, 2016).

2.3.1 Der Seamount

Der tiefe Einschnitt der *Caldera de Taburiente* bietet eine einmalige Möglichkeit, die submarine Aufbauphase einer ozeanischen Vulkaninsel direkt zu studieren. Innerhalb der Caldera, im *Barranco de Las Angustias*, ist ein über 3,6 km aufgeschlossener Querschnitt des Seamounts, der von einer Wassertiefe über 1.800 m bis zum Flachwasserstadium der Insel reicht, zugänglich. Staudigel & Schmincke (1981, 1984) haben diesen submarinen Komplex als einen gehobenen und um 50° nach Südwesten gekippten Seamount interpretiert, wobei die Hebung auf über 1.500 m üdM durch endogene Wachstumsprozesse und extensive Intrusionen erwirkt wurde (Carracedo & Troll, 2016). Demnach lassen sich geologisch eine extrusive und eine intrusive submarine Serie unterscheiden. Datierungen mit Foraminiferen, die in den Pillow-Laven eingebetteten Hyaloklastite gefunden wurden, ergeben ein pliozänes Alter der extrusiven Seamount-Serie von 3 – 4 Ma. Diese Serie setzt sich aus geschichteten Pillow-Laven mit pyroklastischem Material zusammen und weist sowohl Tiefwasser- als auch Flachwasserfazies auf. Bemerkenswert dabei ist, dass erstere weit innerhalb der Caldera in einer Höhe von über 365 m üdM zu finden ist während letztere am Beginn des Barranco de Las Angustias auf etwa 145 m üdM liegt, eine Folge der Kippung des gesamten Vulkanbaues. Ein weiteres Merkmal der extrusiven Serie ist eine progressive, hydrothermale Metamorphose die von Niedrigtemperatur (unter 10 °C) im unteren Teil des Barrancos, und damit im oberen Bereich des Seamounts, bis zur Grünschieferfazies im untersten Bereich des Seamounts reicht (Abbildung 2.7).

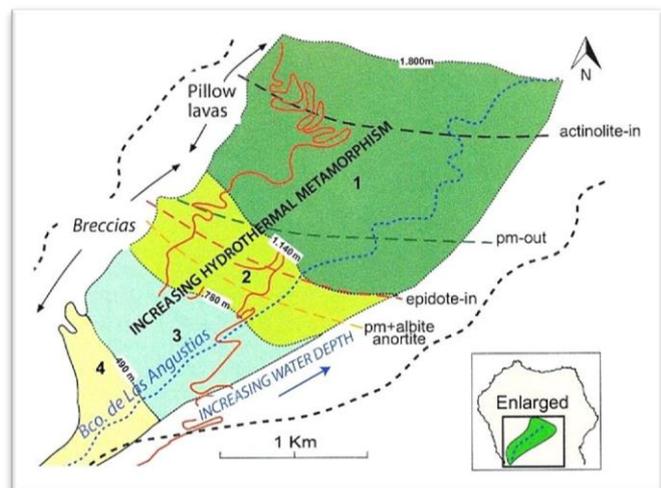


Abbildung 2.7: Metamorphose-Fazies in der Caldera de Taburiente. 1-2: Grünschieferfazies. 3-4: Niedrigtemperatur-Metamorphose. Aus: Carracedo & Troll (2016), abgeändert nach Staudigel & Schmincke (1981, 1984).

Mineralzonierung impliziert einen Metamorphosegradienten von 200 – 300 °C/km (Staudigel & Schmincke 1981).

Die intrusive submarine Serie wird nicht nur dem Seamount, sondern auch den späteren subaerischen Vulkanen zugeordnet. Sie besteht grundsätzlich aus drei Gruppen:

1. Trachytisch-phonolitische Dome in der Region von *Dos Aguas* (*Zwei-Wasser*, liegt etwa in der Mitte der Caldera de Taburiente auf 427 m üdM). Sie bedecken ein Gebiet von fast 2 km². De la Nuez (1984) unterscheidet zwischen einer grob- bis mittelkörnige Brekzie mit eingelagerten Pillow-Laven und einer massigen Fazies.
2. Am Grund der Caldera de Taburiente befinden sich intrudierte Gabbros die eine Mächtigkeit von mehreren hundert Meter erreichen und ebenfalls mehrere km² bedecken. Altersmäßig können drei Gruppen unterschieden werden wovon die ältesten zwei mit dem Seamount korrespondieren. Die jüngsten Gabbros im Süden der Caldera dürften die Ausbruchszentren von Taburiente und Bejenado darstellen (Carracedo et al., 2001).
3. Netzwerke von Gängen (dykes), die zur Öffnung des Barranco de Las Angustias hin abnehmen (Abbildung 2.8), manifestieren sich mit einem Dichtevorkommen von 25 – 100 % innerhalb der gesamten Caldera. Staudigel et al. (1986) unterscheiden 3 Arten von Gängen während Carracedo & Troll (2016) nur zwei Arten nennen. Die älteren Gänge, die Staudigel et al. (1986) aufgrund ihrer Alter und Orientierung unterscheiden, liegen durch die Hebung und anschließende Kippung des Seamounts rotiert vor und entsprechen somit den Förderschloten des Seamounts. Die jüngste Generation der Gänge verläuft fast senkrecht durch die Seamount-Serien und gehört daher zu den nachfolgenden vulkanischen Aktivitäten der Schildphase.



Abbildung 2.8: Unterschiedliche Dyke-Generationen am Beginn des Barranco de Las Angustias. Foto mit der Erlaubnis von Christopher Kollmann.



Abbildung 2.9: Vier verschiedene Pillowlaven im Barranco de Las Angustias. A) Querschnitt einer Flachwasser-Pillowlava, deutlich erkennbar an den kleinen Glasbläschen. B) Tiefwasser-Pillowlaven, dazwischen grünliche Verfärbungen des Gesteins durch hydrothermale Metamorphose. C) Pillowlava mit gut sichtbaren Wölbungen. D) Epidot und Chlorit als Metamorphose Phasen in einem Pillow.

Den Abschluss der Seamount-Serien bilden Brekzien, Agglomerate und Sedimente. Diese pyroklastischen Ablagerungen zeugen von einer langen erosiven Zeitspanne bis sich die subaerischen Vulkane festigen konnten. Gleichzeitig weisen sie auf explosive Fragmentierung des aufsteigenden Magmas während der initialen Auftauchphase der entstehenden Insel hin (Carracedo & Day, 2002).

2.3.2 Die Schildvulkane Garafia und Taburiente

Die vulkanischen Ablagerungen der beiden Schildvulkane Garafia und Taburiente sind durch eine Winkel- und/oder Erosionsdiskordanz sowohl untereinander als auch vom Seamount getrennt (Abbildung 2.10). Garafia ist der erste subaerische Vulkanbau der Schildphase von La Palma (Abbildung 2.11-1). Gesteinsaufschlüsse sind sehr selten und nur in erosiven Fenstern des darauf liegenden Taburiente Vulkans im Norden zu sehen. Zusätzlich bieten die vielen *galerías* ebenfalls eine gute Möglichkeit, die Beziehung zwischen den drei Vulkanen des Nördlichen Schildes zu untersuchen. (*Galerías* sind waagrechte Tunnel mit 0,5 – 5 km Länge, die zur Wassergewinnung auf den Kanarischen Inseln, vor allem auf Teneriffa und La Palma, gegraben wurden.) An den exponierten

Stellen finden sich bis zu 400 m mächtige Lavasequenzen, hauptsächlich aus dünnen Pahoehoe-Laven bestehend, die häufig von Lagen basaltischer Lapilli durchsetzt sind. Zusätzlich sind die Lavaströme von strahlenförmig angeordneten Gängen durchzogen.

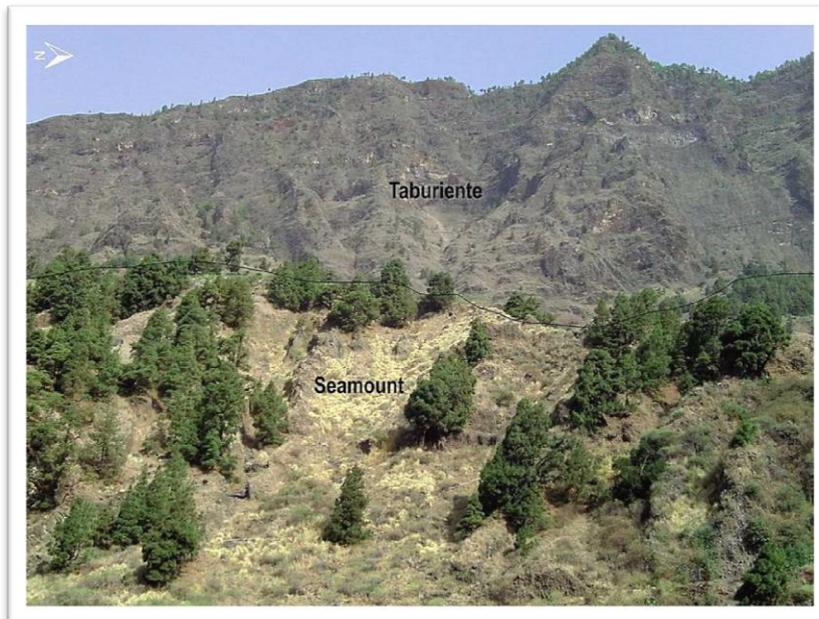


Abbildung 2.10: Lagebeziehung zwischen Seamount und Taburiente an der Öffnung des Barranco de Las Angustias.

Jahre wurde das Bauwerk zunehmend instabiler, was letztendlich in einen Kollaps der südwestliche Flanke resultierte (Abbildung 2.11-2) (Carracedo et al., 2001; Carracedo & Day, 2002; Carracedo & Troll, 2016). Die Gesteinsmassen des Hangrutsches können auf Sonarbildern auf der westlichen Seite der Insel als weit ins Meer reichende Ablagerungsfächer identifiziert werden (Masson et al., 2002; Carracedo & Troll, 2016).

Die vulkanischen Aktivitäten setzten sich nach dem Flankenkollaps des Garafia ohne wesentlichen Unterbrechungen bis ca. 0,4 Ma fort und bauten mit der Zeit einen neuen Vulkan, Taburiente, auf. Dieser füllt die entstandene Einbuchtung mit anfänglich explosiven Eruptionsprodukten wie Agglomeraten, Brekzien und phreatomagmatischer Pyroklasten sowie Laharen. Mit der Zeit tritt immer mehr basaltische Lava aus, die sich zu tephritischer, phonolitischer und trachytischer Zusammensetzung entwickelte. Zwischen der Rückseite des übrig gebliebenen Garafia Vulkans und dem neu entstehenden Taburiente lagerten sich horizontale Lagen an Lava ab, in denen kaum Gängen und pyroklastische Einlagerungen vorkommen, und formten so ein Zentralplateau (Abbildung 2.11-3).

Altersbestimmungen mit den radiometrischen Methoden $^{39}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ und $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, korrelieren mit paleomagnetischen Daten und zeigen, dass sich der Vulkan vor 1,7 – 1,2 Millionen Jahren entwickelte. Während dieses Zeitraumes wuchs ein steilhangiger Vulkan bis über 2.000 m in die Höhe, mit einem Volumen von zirka 160 km^3 . Vor etwa 1,2 Millionen

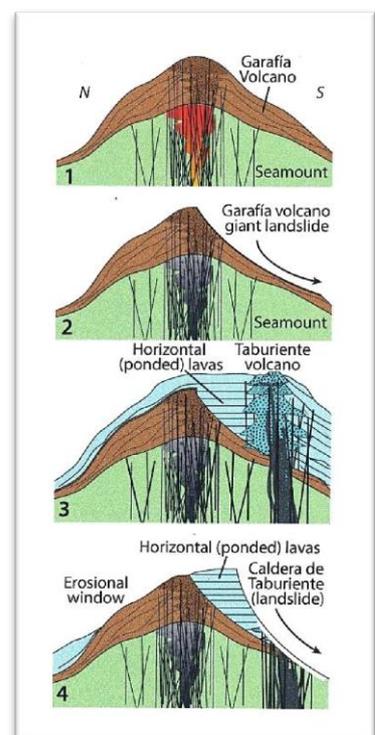


Abbildung 2.11: Sketch Entstehungsphase Garafia und Taburiente. Aus: Garracedo & Troll (2016).

Nachfolgende Lavaströme umflossen den alten Vulkanbau. Altersdatierung von 1,02 – 1,08 Ma (Carracedo et al., 2001) deuten auf eine hohe Effusionsrate von über 6 mm/Jahr. Der Zentralvulkan Taburiente hatte eine konische Form und dürfte bis zu 3.000 m hoch gewesen sein. In der Gipfelregion befinden sich Ablagerungen von explosiven Eruptionen, ein Hinweis, dass gegen Ende der vulkanischen Aktivität verstärkt differenziertes Magma ausgeworfen wurde (Carracedo et al., 2001; Carracedo & Troll, 2016).

Vor etwa 0,8 – 0,7 Millionen Jahre verlagerte sich das Eruptionszentrum südwärts, wo die Cumbre Nueva Riftzone entstand, während Ausbrüche am Taburiente langsam erloschen. Die Riftzone wuchs rasch in die Höhe mit gleichzeitig zunehmender Hanginstabilität. Vor ungefähr 560.000 Jahren kollabierte die Westflanke und zumindest 180 – 200 km³ stürzen ins Meer. Zurück bleibt eine bogenförmige Klippe, die *Dorsal de Cumbre Nueva*. Dieser Einsturz startete die Entwicklung der *Caldera de Taburiente* (Abbildung 2.11-4) (Carracedo & Day, 2002; Carracedo & Troll, 2016).

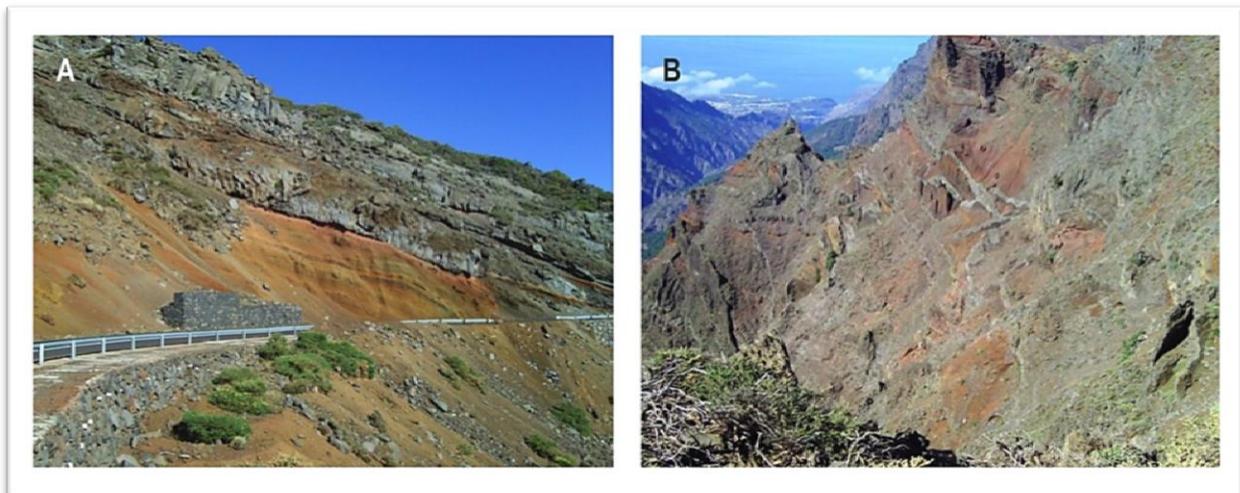


Abbildung 2.12: A) Rötliche Schlacke unter Lavaströme nahe der Gipfelregion des Taburiente (Strassenaufschluss). Die Schlacke deutet auf eine Schlotöffnung in der Nähe. B) Wechselablagerung von Lavaströmen und pyroklastische Einheiten, die von Dykes durchschnitten sind (Obere Wand der Caldera, Taburiente Vulkan).

2.3.3 Bejenado Vulkan

Der Stratovulkan entstand auf den Schuttablagerungen des Cumbre Nueva Kollapses und gilt als unmittelbare Fortsetzung des Taburiente. Ähnlich wie bei der Beziehung zwischen Seamount, Garafía und Taburiente existiert auch zwischen Taburiente und Bejenado eine Erosionsdiskordanz. Der Aufbau erfolgte innerhalb weniger 10.000er Jahre und resultierte in einem sehr steilen Vulkan, der eine Höhe von 1.854 m üdM erreicht. Allerdings bilden nur die oberen knapp 600 m den Bejenado, die darunter liegenden Schichten, besonders entlang der nordöstlichen Bergwand, umfassen die basaltischen Lavaströme des Taburiente. Die Südwestflanke des Bejenados besteht aus basanitischen bis basaltischen Pahoehoe- und Aa-Lava, diskordant den Seamount überlagernd (Abbildung 2.13)

(Carracedo et al., 2001; Carracedo & Day, 2002). Schlacke und pyroklastische Ablagerungen in der Gipfelregion deuten auf nahe gelegene Eruptionsöffnungen hin, die allerdings durch erosive Prozesse nicht mehr vorhanden sind. Dieses gilt auch für den Großteil des Vulkanbaus, der durch rückschreitende Erosion, die die Caldera de Taburiente vergrößerte, abgetragen wurde. Gegen Ende der vulkanischen Aktivitäten wurden immer höher entwickelte, mehr felsiche Lava wie Tephrite und Phonolite ausgeworfen, teilweise auch aus einem der vielen parasitären Schlackenkegel, die rund um den Bejenado vorkommen. Diese abflauende Aktivitätsphase dürfte an die 200.000 Jahre angedauert haben (Carracedo & Troll, 2016).

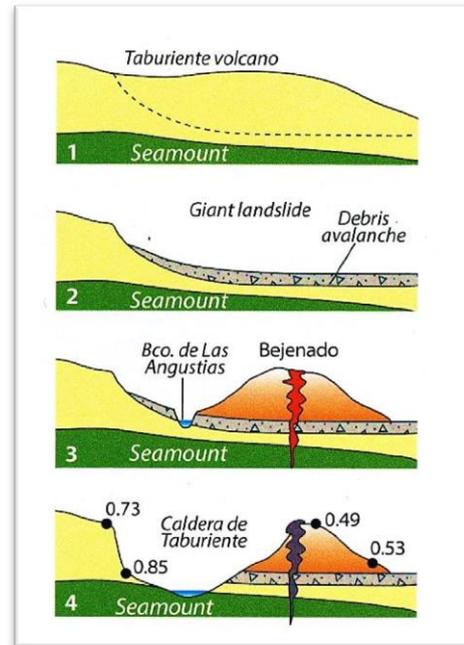


Abbildung 2.13: Sketch über Entstehungsphasen des Bejenado und dem Bco. de Las Angustias. Altersangaben in Millionen Jahren. Aus: Carracedo & Troll (2016).

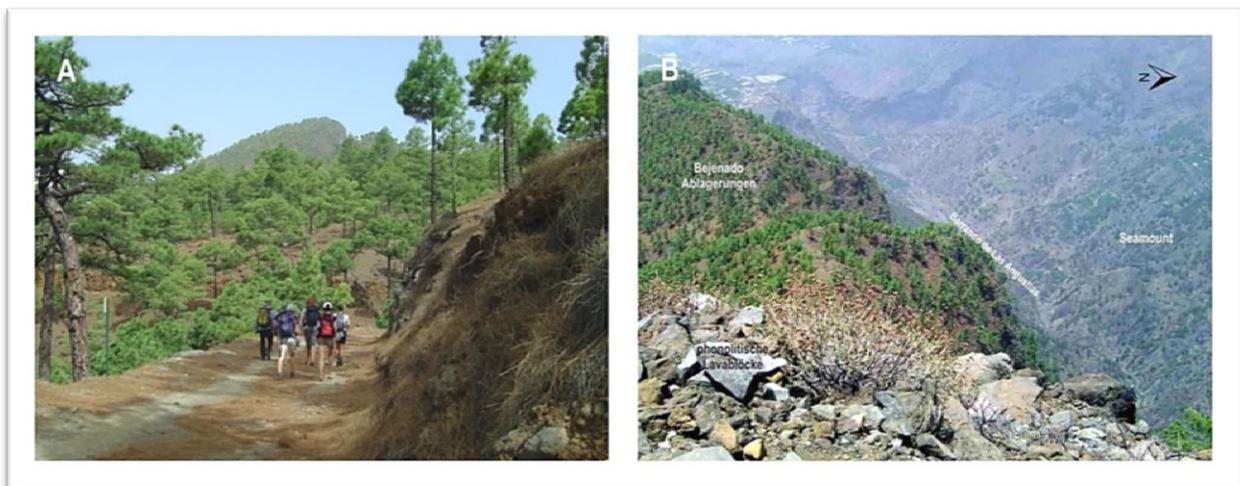


Abbildung 2.14: A) Wanderung an der Südwestseite des Bejenado Richtung Gipfel. B) Gipfelregion des Bejenado mit Blick in die Caldera de Taburiente.



Abbildung 2.15: A) Lavatube an der Südwestseite des Bejenado. In diesen „Lavatunnel“ kann Pahoe-Lava weite Strecken zurücklegen. B) Die Innenseite eines Lavatubes. Die „Stalaktiten“ entstehen durch hochspritzendes Magma (Buchgröße = A5). C) Erkalte Pahoe-Lava, wegen ihrer Form auch Stricklava genannt (Maßstab: 10-Cent-Münze). D) Wechsellagen zwischen Pahoe- und Aa-Lava.

2.3.4 Cumbre Vieja Vulkan

Nachdem die vulkanischen Aktivitäten am Bejenado weitestgehend erloschen, dürften diese ohne größere Unterbrechung weiter in südliche Richtung emigriert sein, denn die Vulkanausbrüche der letzten 150.000 Jahren haben ausschließlich hier stattgefunden. In dieser Zeit haben die Eruptionen eine etwa 20 km lange Riftzone geformt, welche sich in Nord-Süd-Richtung erstreckt. Der lokal auch *dorsal* genannte Riftzone des Cumbre Vieja nimmt eine Fläche von rund 220 km² ein und erreicht eine maximale Höhe von 1.950 m üdM. Entlang der Riftachse bildete sich eine Kette von Schlackenkegel zusammen mit etlichen Eruptionsspalten. Hier ereigneten sich auch die meisten Ausbrüche. Der letzte Vulkanausbruch, Teneguía-Eruption 1971, fand am südlichsten Ende der Riftzone statt. Die nd phreato-strombolianisch, zudem kommen immer wieder Zusammenbrüche der Lava Dome (z.B. nués ardentés) vor (Carracedo et al., 2001; Carracedo & Troll, 2016).

Morphologisch ist die Westseite La Palmas von steilen, bis zu 100 m hohe Klippen, die durch marine Erosion entstanden sind, gekennzeichnet über die später eruptierten Lavaströme stürzten und weitläufige Küstenplattformen bildeten (Carracedo et al., 2001; Carracedo & Troll, 2016) auf denen sich heute Bananenplantagen befinden.

Die chemische Zusammensetzung der Lavaströme ist alkalireich und reicht von homogenem Basalt über Basanite bis Phonolite (Klügel et al., 2000 & 2005; Carracedo et al., 2001). Die Homogenität des Basalts sowie fehlende Diskordanzen innerhalb der Ablagefolgen erschwert eine Festlegung einer stratigraphischen Abfolge der einzelnen Eruptionsphasen. Radiometrische Datierungen von Cuillou et al. (1998) und Carracedo et al. (2001b) ermöglichen hingegen eine chrono-stratigraphische Aufteilung des Vulkans in zwei Einheiten:

1. Eruptionen älter als 20.000 Jahre. Diese Ablagerungen sind hauptsächlich im Nordwesten und Osten des Cumbre Vieja aufgeschlossen und wurden im Laufe der Zeit zu steilen Klippen erodiert. Die strombolianischen Vulkankegel und phonolitische Dome entstanden vor und während der letzten Eiszeit (Würm-Eiszeit). In den basanitischen Vulkaniten finden sich immer wieder Mantelxenolithe.
2. Eruptionen jünger als 20.000 Jahre. Diese basaltischen, tephritischen und phonolit-tephritischen Lavaströme zeichnen sich für die Bildung der Küstenplattformen verantwortlich. Ihre Eruptionszentren konzentrieren sich zunehmend entlang der Riftachse, ein für ozeanische Vulkaninseln typisches Merkmal.

Diese zeitliche Einteilung der Evolution der Riftzone wird durch die Berücksichtigung des Meeresspiegels unterstützt, da nur ein fallender Meeresspiegel die Bildung der hohen Klippen begünstigt. Die jüngeren Ablagerungen werden zudem noch in historische und prähistorische Eruptionen unterteilt mit der ersten Kolonisierung der Insel durch spanische Siedler zwischen 1470 und 1492 als Trennungskriterium. Allerdings ist es oft schwer, den genauen Ausbruchsort festzustellen da ältere Vulkanbauten nicht selten von jüngeren Ausbrüchen überlagert sind.

Ein Beispiel hierfür ist der San Antonio Vulkan an der Südspitze La Palmas. Dieser 150 m hohe und etwa 3.000 Jahre alte Vulkankegel ist durch einen explosiven, phreatomagmatischen Ausbruch entstanden dessen Auswurfmaterial mit Schlacke und Lapilli der 1677-Eruption bedeckt ist. Carracedo et al. (1996) haben den Verlauf dieser Aktivitätsphase genauer untersucht, der in Abbildung 2.16 schematisch, zumindest für die ersten Tage, dargestellt ist. Der Ausbruch begann laut Augenzeugenberichte am 17. November 1677 und dauerte bis 21. Jänner 1678 und bedeckte am Ende eine Fläche von 4.500 km², wovon rund 1.600 km² auf Neuland fallen. Den Anfang bildeten neue Spaltenöffnungen an der Südwest-Flanke des San Antonio Vulkans aus denen dünnflüssige Lava nach

Südosten und Süden floss. Einige Tage später öffneten sich weitere Spalten oberhalb der ersten, nahe der Ortschaft Fuencaliente. Bei dieser zweiten Phase handelte es sich um eine moderate, strombolianische Eruption. Fehlende phreatomagmatische Brekzien unterscheiden diese Ablagerungen von jenen des ursprünglichen San Antonio Ausbruches. Die Berichte von Augenzeugen sind bis Ende November 1677 sehr zahlreich und genau. Als jedoch am 26. November 1677 die südlich des Eruptionszentrums gelegene Heilige Quelle (Fuente Santa) zerstört wurde legte sich das öffentliche Interesse an diesem Naturschauspiel. Nur ihr Ende am 21. Jänner 1678 wurde noch festgehalten. Carracedo et al. (1996) referieren diesen Ausbruch als *Fuencaliente Eruption* oder *Fuencaliente Volcano* nach der nächstgelegenen Ortschaft Fuencaliente.

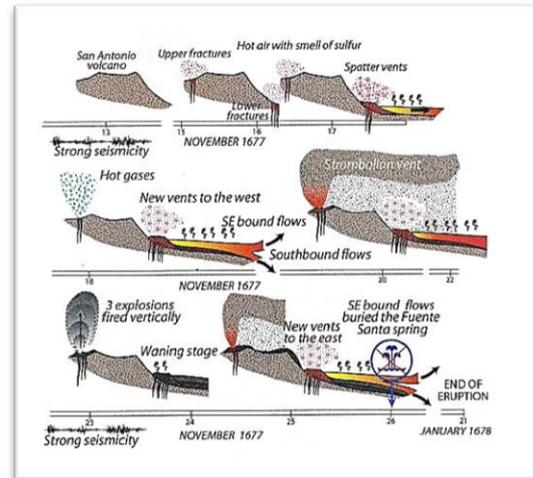


Abbildung 2.16: Schematische Darstellung des Verlaufs der 1677-Eruption nach Augenzeugenberichten. Aus: Carracedo & Troll, 2016.

Die für diese Arbeit untersuchten Mantelxenolithe wurden während des Ausbruchs 1677 an die Erdoberfläche transportiert und am Südhang des alten San Antonio Vulkankegels gesammelt.



Abbildung 2.17: Blick in den Explosionskrater des Hoyo Negro (A), und zum die Krater am Duraznero (B). Beide Vulkane bilden zusammen mit der Eruptionsspalte Llano del Blanco den Vulkan San Juan, der direkt am Kamm des Cumbre Vieja Rückens liegt. Der Vulkan entstand während der Eruption Juni – Juli 1949.

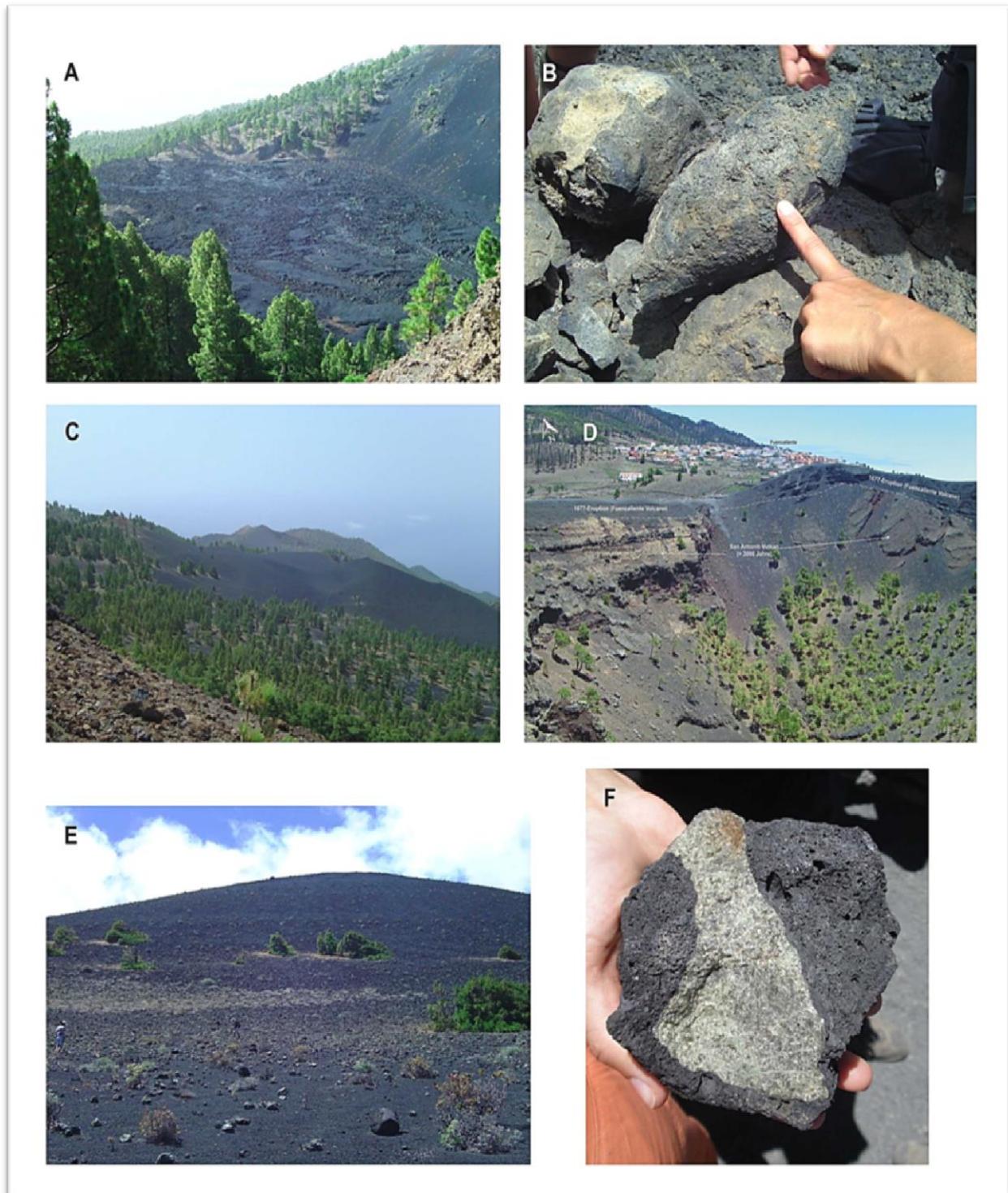


Abbildung 2.18: Landschaften entlang des Cumbre Vieja. A) Lavasee am Fusse des Duranjero. B) Eine Lavabombe als Hinweis einer strombolianischen Eruption, gefunden in unmittelbarer Umgebung des Duranjero. C) Teil der Cumbre Vieja Riftzone (Blick nach Süden). D) Kraterausschnitt des San Antonio, im Hintergrund die Ortschaft Fuencaliente. E) Südhang des San Antonio (Probenlokalität). F) Peridotit vom Südhang des San Antonio.

3 Analytische Methoden

Zwanzig Mantelxenolithe wurden für petrographische sowie geochemische Untersuchungen ausgewählt und Dünnschliffe im Zentrum für Erdwissenschaften an der Universität Wien hergestellt.

Die ersten, überblicksmäßigen Betrachtungen der Proben und deren petrographische Beschreibung erfolgte unter einem Polarisationsmikroskop der Marke *Leica DM4500P*. Unter Zuhilfenahme einer Farbkamera, *Leica DFC420* mit der Software *Leica Application Suite V 3.2.0*, wurden zahlreiche Abbildungen gemacht. Mit diesem optischen Mikroskop wurde auch der modale Mineralbestand bestimmt, wobei die Punktzählmethode mit einem Pointcounter und der Software *PetrogLite* angewendet wurde. Grobkörnige Xenolithe wurden dabei mit 1.000, mittelkörnige mit 1.500 und feinkörnige mit 2.000 Schritten pro Dünnschliff ausgezählt.

Haupt- und Nebenelementanalysen der Gesteinsminerale wurde mit der Elektronenstrahlmikrosonde (EMS) am Institut für Lithosphärenforschung der Universität Wien vorgenommen. Hierfür mussten die Dünnschliffe vorab poliert und anschließend mit Kohlenstoff bedampft werden. Damit wird sowohl die Leitfähigkeit der Dünnschliffe verbessert als auch eine elektrostatische Aufladung dieser verhindert. Die ersten Messungen wurden noch mit einer *Cameca SX100* durchgeführt die jedoch im Herbst 2015 durch eine *Cameca SX Five FE* ersetzt wurde. Beide EMS sind mit einem energiedispersiven System (EDS) und vier wellenlängendispersiven Systemen (WDS) ausgestattet und operieren unter einem Hoch-Vakuum (Druck beträgt $4 \cdot 10^{-5}$ Pa), welches durch eine Diffusionspumpe hergestellt wird.

Die Messungen der Mineralphasen erfolgten mit einer Beschleunigungsspannung von 15 kV und einem Strahlstrom von 20 nA mit einem Elektronenstrahldurchmesser von 1 μm . Gläser wurden jedoch mit einem defokussierten Elektronenstrahl mit 5 μm Durchmesser gemessen, einerseits um die Migration der Alkalienelemente zu reduzieren, andererseits um den Verlust der flüchtigen Elemente Natrium und Kalium zu vermindern. Die Analysen erfolgten mit den Kristallen TAP (Thalliumphthalat), LIF (Lithiumfluorid) und PET (Pentaerythrol). Jede Messung dauerte 20 Sekunden an der Peak-Position und 10 Sekunden im seitlichen Untergrund.

Bei sieben ausgewählten Proben wurde die chemische Zusammensetzung an Spurenelementen in Kliopyroxenen bestimmt. Die Daten wurden mit einem Laser-Ablation Massenspektrometer mit induktiv gekoppeltem Plasma (LA ICP-MS: Laser-Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) im Zentrallabor für Wasser, Minerale und Gesteine an der Karl-Franzens-Universität Graz erhoben. Bei dem Massenspektrometer handelt es sich um ein *ESI NWR193* Modell mit dem ICP-MS System *Agilent 7500*. Die Ablation erfolgte mittels einem 193 nm Laser mit einem Puls von 11 Hz. Der Brennpunkt auf

der Materialoberfläche hatte einen Durchmesser von 50 μm . Es wurde eine Energie von 7,7 J/cm² benötigt. Als Trägergas wurde Helium mit einer Flussrate von 0,6 l/min eingesetzt. Jede Analyse startete mit einer 30 Sekunden dauernden Hintergrundkorrektur ohne Gas. Danach wurde für 30 Sekunden der Laser aufgewärmt, die Materialabtragung dauerte 60 Sekunden. Den Abschluss bildeten 60 Sekunden Absaugung der restlichen Ionen.

Die Standards NIST612, NIST614 und BCR-2 wurden für die Normierung des Lasers herangezogen, wobei NIST612 und BCR-2 nach jeder 20. Analyse zusätzlich als Kontrolle der Messgenauigkeit gemessen wurde. Kalziumwerte von den EMS-Analysen dienten als interne Standards.

4 Modaler Mineralbestand

Der modale Mineralbestand wurde durch das Punktzählverfahren unter einem optischen Mikroskop mittels Pointcounter bestimmt. Dabei wurden grobkörnige Proben mit 1.000, mittelkörnige mit 1.500 und feinkörnige mit 2.000 Punkten ausgezählt. Die Gesteinsklassifizierung erfolgte nach den IUGS-Regeln für ultramafische Plutonite mit einem Streckeisendiagramm (Streckeisen, 1974) (Abbildung 4.1). Dieses Dreieck-Diagramm berücksichtigt jedoch nur die Hauptphasen Olivin, Ortho- und Klinopyroxen bzw. Hornblende-Amphibol wodurch der Anteil der entsprechenden Mineralphase auf 100 normiert werden muss.

Harzburgite nehmen den größten Anteil der untersuchten 21 Mantelxenolithe mit neun Proben (42,86 %) ein, gefolgt von Dunite mit sechs Proben (28,57%) und einem Lherzolit (4,76%). Die restlichen fünf Proben (23,81 %) sind als *Sonstige* zusammengefasst:

- ein Pyroxen-Hornblende-Peridotit (siehe Kapitel 5 für weitere Beschreibungen)
- ein Peridotit mit starker Schmelzperkolation (Modalbestand nicht bestimmt)
- zwei extrem feinkörnige Peridotite, bei denen nur mit der Elektronenstrahlmikrosonde die einzelnen Phasen unterschieden werden können (Modalbestand nicht bestimmt)
- ein Peridotit, eventuell ein Spinell-führender Lherzolit, dessen Dünnschliff über die Hälfte aus Basalt besteht und daher in weiteren Analysen nicht weiter beachtet wird.

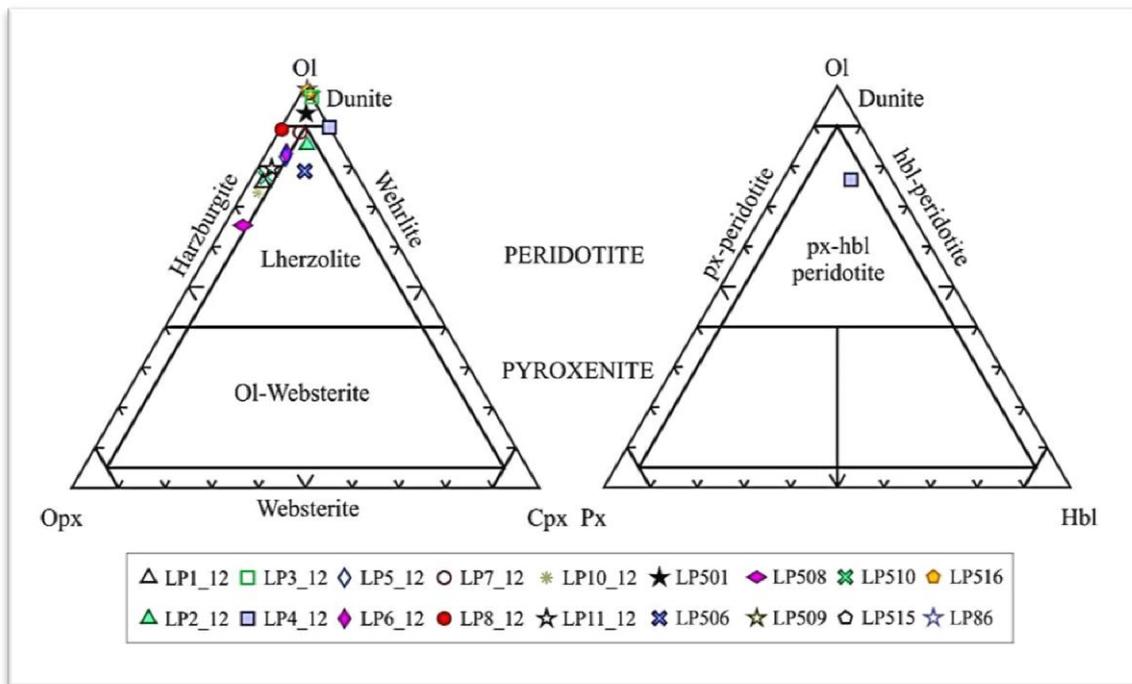


Abbildung 4.1: Modaler Mineralgehalt nach IUGS. Abkürzungen: OI = Olivin, Opx = Orthopyroxen, Cpx = Klinopyroxen, Px = Pyroxen, Hbl = Hornblende.

In den Tabelle 4.1 und 4.2 sind alle im Gestein enthaltene Minerale in Volumenprozent angeführt. Der Spinellanteil liegt generell unter 5 %, sodass alle Peridotite als *Spinell-führend* zu bezeichnen sind (Le Maître et al., 2002). Amphibol ist in einigen Duniten vorhanden, Phlogopit sogar in den meisten. Beide wasserhaltigen Minerale fehlen sowohl in den Harzburgiten als auch im Lherzolit. Ein Dunit enthält als Besonderheit Häüyn, worauf ich im Kapitel 5 näher eingehen werde. Sulphid kommt in allen Proben innerhalb und entlang von Schmelzadern vor, die Kristallkörner sind jedoch zu klein um bei der Punktzählung aufzuscheinen.

Die Bezeichnung *melt* umfasst infiltrierenden Basalt, unterschiedlich stark ausgeprägten Schmelzadern sowie melt-pockets, wobei die Schmelzadern aus Glas mit feinstkörnigen Kristallaggregaten von Olivin, Pyroxen und etwas Sulphid bestehen.

Die modale Zusammensetzung der Harzburgite liegt für Olivin zwischen 58,8 – 80,7 Vol.-%, Orthopyroxen 6,3 – 27,6 Vol.-%, Klinopyroxen 0,3 – 4,2 Vol.-%, Spinell 0,9 – 2,7 Vol.-% und melt 5,6 – 12,6 Vol.-%.

Dunite weisen eine Komposition aus Olivin von 85,2 – 92,5 Vol.-%, Orthopyroxen 0,0 – 2,3 Vol.-%, Klinopyroxen 0,7 – 2,4 Vol.-%, Spinell 2,0 – 4,9 Vol.-% und melt 1,8 – 9,9 Vol.-% auf. Des Weiteren sind die wasserhaltigen Minerale Amphibol mit 0,0 – 3,2 Vol.-% und Phlogopit mit 0,0 – 3,0 Vol.-% vertreten. Häüyn kommt in einer Probe mit 1,3 Vol.-% vor. Der Olivinegehalt < 90,0 Vol.-% erklärt sich einerseits durch den relativ hohen Schmelzanteil von 9,9 Vol.-% und andererseits mit dem Amphibolgehalt von 3,2 Vol.-%. Ebenso beeinflusst anwesender Orthopyroxen von 2,3 Vol.-% den quantitativen Olivinegehalt.

Der Lherzolit besteht aus 70,3 Vol.-% Olivin, 9,6 Vol.-% Orthopyroxen, 9,3 Vol.-% Klinopyroxen, 2,5 Vol.-% Spinell und 8,3 Vol.-% melt.

Der Pyroxen-Hornblende-Peridotit setzt sich aus 74,2 Vol.-% Olivin, 8,5 Vol.-% Klinopyroxen, 2,0 Vol.-% Spinell, 0,7 Vol.-% melt als auch aus 14,2 Vol.-% Amphibol zusammen. Phlogopit, Apatit und Sulphide sind unter 1 Vol.-% vorhanden. Unter außer Acht Lassung des Amphibolgehalts liegt hier gemäß der IUGS (Le Maître et al., 2002) ein Spinell-führender Wehrlit vor.

Tabelle 4.1: Modaler Mineralbestand in Vol.-% unter Berücksichtigung aller im Gestein enthaltenen Mineralphasen. *LP8-12: Der Peridotit ist durch einen feinstkörnigen Pyroxen-Gang, welcher 9,1 Vol.-% ausmacht, charakterisiert. Dieser Gang besteht aus Ortho- und Klypyroxen, Glas sowie Olivin-Relikte. °LP2-12: Der Dünnschliff dieses Peridotites besteht aus mehr als 50 % Basalt und wurde daher für weitere Analysen ignoriert.

Probe	Gesteinstyp	Modaler Mineralbestand [Vol.-%]									
		Oi	Opx	Cpx	Spl	Melt	Amph	Phl	Ap	Sul	
LP1-12	Spinell-führender Harzburgit	64,3	17,9	2,5	2,7	12,6	0,0	0,0	0,0	0,0	
LP5-12	Spinell-führender Harzburgit	74,5	11,8	4,1	1,2	8,4	0,0	0,0	0,0	0,0	
LP6-12	Spinell-führender Harzburgit	77,8	11,6	4,1	0,9	5,6	0,0	0,0	0,0	0,0	
LP7-12	Spinell-führender Harzburgit	80,7	6,3	4,2	1,5	7,3	0,0	0,0	0,0	0,0	
LP8-12*	Spinell-führender Harzburgit	74,3	8,7	0,3	1,5	6,1	0,0	0,0	0,0	0,0	
LP10-12	Spinell-führender Harzburgit	66,6	21,0	3,0	1,9	7,5	0,0	0,0	0,0	0,0	
LP11-12	Spinell-führender Harzburgit	69,9	15,4	2,7	1,3	10,7	0,0	0,0	0,0	0,0	
LP508	Spinell-führender Harzburgit	58,8	27,6	3,6	1,8	8,3	0,0	0,0	0,0	0,0	
LP510	Spinell-führender Harzburgit	68,9	17,7	2,5	2,5	8,4	0,0	0,0	0,0	0,0	
LP3-12	Spinell-führender Dunit	90,1	0,0	2,0	2,9	2,0	0,0	3,0	0,0	0,0	
LP501	Spinell-führender Dunit	88,6	2,3	2,4	2,5	4,1	0,0	0,1	0,0	0,0	
LP509	Spinell-führender Dunit	92,5	0,0	2,1	2,5	2,4	0,0	0,5	0,0	0,0	
LP516	Spinell-führender Dunit	86,7	0,0	1,0	2,0	9,9	0,0	0,4	0,0	0,0	
LP515	Spinell-führender Dunit	85,2	0,0	1,7	3,0	4,5	3,2	2,2	0,2	0,0	
LP2-12°	Spinell-führender Lherzolit	82,9	6,8	7,5	2,4	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	
LP506	Spinell-führender Lherzolit	70,3	9,6	9,3	2,5	8,3	0,0	0,0	0,0	0,0	

Tabelle 4.2: Modaler Mineralbestand in Vol.-% unter Berücksichtigung aller im Gestein enthaltenen Mineralphasen für den Amphibol- bzw. Häüyn-führenden Peridotit. Abkürzungen in Tabelle 4.1 und 4.2: Oi: Olivin; Opx: Orthopyroxen; Cpx: Klinopyroxen; Spl: Spinell; Amph: Amphibol; Phl: Phlogopit; Ap: Apatit; Sul: Sulphid; Hyn: Häüyn

Probe	Gesteinstyp	Modaler Mineralbestand [Vol.-%]								
		Oi	Cpx	Spl	Melt	Amph	Phl	Ap	Sul	Hyn
LP4-12	Spinell-Wehrlit	74,2	8,5	2,0	0,7	14,2	0,1	0,23	0,07	0,0
LP86	Häüyn-Spinell-führender Dunit	89,0	0,7	4,9	1,8	2,3	0,0	0,0	0,1	1,3

5 Petrographie

In diesem Kapitel wird das Gefüge der im Kapitel 4 definierten Gesteinstypen mittels der Nomenklatur von Mercier & Nicolas (1975) sowie von Harte (1977) beschrieben. Beide Ansätze gehen von Olivin-führenden Mantelxenolithen in Alkali-Basalten (Mercier & Nicolas, 1975) bzw. in Kimberliten und Basalten (Harte, 1977) aus, unter Berücksichtigung variierender plastischer Deformation und daraus resultierender Rekristallisation der Peridotite. Während jedoch Mercier & Nicolas (1975) ihre Klassifikation auf Lherzolithe beschränken, argumentiert Harte (1977) die seinige als offener und allgemeiner gehalten, und daher auch auf andere Xenolitharten, wie z.B. Pyroxenite oder die anderen Peridotite (Harzburgit, Wehrlit, Dunit; siehe dazu Kapitel 4), anwendbar. Ein weiterer Unterschied zwischen beiden Ansätzen ist, dass Mercier & Nicolas (1975) neben den strukturellen Eigenschaften auch die Mineralvergesellschaftung mit einbeziehen, indem sie die Lagebeziehung der vier Hauptphasen eines Lherzoliths, Olivin, Ortho- und Klinopyroxen sowie Spinell, betrachten.

5.1 Nomenklatur

Das Gefüge (englisch: fabric) eines Gesteins setzt sich aus dessen Struktur (englisch: texture) und Textur (englisch: structure) zusammen. Die Struktur beschreibt dabei die Ausbildung der einzelnen Gesteinskomponenten, vor allem die Kristallinität sowie die Form und Größe der Mineralkörner. Letzteres wird in grobkörnig (> 5 mm mittlerem Durchmesser), mittelkörnig (5 – 1 mm), feinkörnig (1 – 0,1 mm) und dicht ($< 0,1$ mm) unterteilt (Okrusch & Matthes, 2014). Sowohl Mercier & Nicolas (1975) als auch Harte (1977) verwenden diese Größeneinteilung für ihre strukturellen Definitionen, obwohl sie die Grenzen der Korngrößen etwas abändern. Die Gesteinstextur beinhaltet die räumliche Anordnung der Gefügeelemente, z.B. die Art der Raumfüllung (Porosität) oder die räumliche Orientierung (z.B. Fließtextur).

Minerale besitzen prinzipiell drei strukturelle Eigenschaften: sie sind entweder granuloblastisch, porphyroklastisch oder mosaik-artig. Erstere ist durch annähernd gleichgroße, grobkörnige Mineralkristalle mit geraden bis leicht gekrümmten Korngrenzen charakterisiert. Allerdings sind rationale Kristallflächen kaum ausgebildet. Porphyroklasten sind relativ große Körner, die von wesentlich kleineren umgeben sind. Sie sind meistens verformt und stellen Relikte des ursprünglichen Gesteins vor einer Deformation dar. Die kleineren Kristalle werden als Neoblasten bezeichnet, besitzen eine ungefähr polygonale Form und weisen keine bis nur eine schwach ausgeprägte Verformung auf. Mineralkörner der Mosaik-Struktur sind wie bei der ersten ungefähr gleich groß, jedoch wesentlich feinkörniger als diese. Zudem sind sie nahezu polygonal.

Diese grundsätzlichen Gesteinsstrukturen bilden für Harte (1977) die Basis für seine Gesteinsnomenklatur. Als *coarse*, oder grobkörnig, bezeichnet er einen Xenolith mit annäherungsweise granuloblastischer Struktur, jedoch sind die Korngrenzen hier unregelmäßiger. Die durchschnittliche Korngröße beträgt mindestens 2 mm. Daneben kommen auch kleinere Kristalle vor, vorwiegend Olivin, die durch Rekristallisationsprozesse entstanden sind und als ein Übergang zur porphyroklastischen Struktur interpretiert werden. Undulöse Auslöschung und Subkorngrenzen sind typische Deformationsmerkmale der *coarse* Struktur.

Mercier & Nicolas (1975) nennen die erste Struktur protogranular, allerdings sind nur Olivin und Orthopyroxen grobkörnig mit einer mittleren Korngröße von rund 4 mm. Besonders Olivinkristalle zeigen dabei Deformationen welche die Autoren als Kink-Bands bezeichnen. Die Korngrenzen sowohl von Olivin als auch Orthopyroxen sind leicht gekrümmt, können jedoch lokal aufgrund von Rekristallisationsprozesse teilweise gerade Linien aufweisen. Die Korngröße von Klinopyroxen und Spinell ist deutlich kleiner mit durchschnittlich 1 mm. Beide Mineralphasen befinden sich immer im direkten Kontakt mit Orthopyroxen, Spinell befindet sich auch Interstitial zwischen den Pyroxenen.

Porphyroklastische Xenolithe entstehen durch Deformierung aus der grobkörnigen Struktur. Harte (1977) unterscheidet dabei zwischen rein porphyroklastischer und mosaik-porphyroklastischer Struktur, wobei bei ersterer über 10 % des Olivins als Porphyroklasten vorliegen, bei letzterer unter 10 %. Die Korngröße der Neoblasten liegt durchschnittlich unter 0,5 mm. Der Übergang von grobkörniger zu porphyroklastischer Struktur endet für Harte (1977), sobald ein Porphyroklast inmitten von Neoblasten im Gestein auftaucht.

Die zweite Gruppe wird auch bei Mercier & Nicolas (1975) porphyroklastisch genannt. Porphyroklasten und Neoblasten treten bei Olivin und Orthopyroxen auf und zeigen wie bei Harte (1977) innerkristalline Verformungen (Kink-Bands). Klinopyroxene und Spinell sind als kleine Kristalle im Gestein verstreut, wobei Spinell zwischen Olivinen eine unregelmäßige Kornform aufweist, welche als holly-leaf (Stechpalmen-Blatt) bezeichnet wird.

Die dritte Gesteinsstruktur nennt Harte (1977) granuloblastisch mit zwei Untergruppen, der gleichkörnig granuloblastischen und der tabular granuloblastischen Struktur. Porphyroklasten sind nur mehr relikistisch vorhanden (maximal 5 %). Die mittlere Korngröße beträgt weniger als 2 mm und kann sogar unter 1 mm liegen. Dieser Strukturtyp entsteht aufgrund vollständiger Rekristallisation aller Minerale aus porphyroklastischen Xenolithen, wobei die Minerale kaum nachfolgende Deformationen aufweisen.

Mercier & Nicolas (1975) verwenden für die feinkörnige Struktur die Bezeichnung gleichkörnig (equigranular), und unterscheiden hierbei zwischen einer gleichkörnigen tabularen und einer gleichkörnig mosaik-artigen Struktur. Das Unterscheidungsmerkmal dieser Untereinheiten ist die Kristallform von Olivin und Orthopyroxen; bei letzteren sind beide Minerale gestreckt, bei ersterer nur

Olivin während Orthopyroxenkristalle abgeflacht erscheinen. Die Korngröße aller Minerale begrenzen die Autoren auf approximativ 0,7 mm. Die Porphyroklasten sind wie bei Harte (1977) sehr selten und nur als Relikte präsent. Die Korngrenzen sind annähernd geradlinig und laufen in Tripelpunkten mit einem Winkel von 120° zusammen. Klinopyroxen und Spinell sind verstärkt im Gestein verstreut. Zusätzlich erscheinen kleine, runde Spinell-Einschlüsse in Olivin und Pyroxen, sind jedoch auch in Tripelpunkten anzutreffen.

Tabellen 5.1 und 5.2 fassen die wichtigsten Charakteristika der Strukturnomenklatur nach Harte (1977) sowie Mercier & Nicolas (1975) zusammen.

Tabelle 5.1: Zusammenfassung der Gesteinsnomenklatur nach Harte (1977).

Rock Type	Porphyroclasts	Grain Size	Grain Boundaries	Subtypes	Illustrations in Literature
Coarse	Absent	Average grain size greater than 2.0mm	Variable. Often largely straight or smoothly curving but may be less regular	Equant	Boullier and Nicolas, 1973, Plates 19A, 19B Boullier and Nicolas, 1975, Fig. 1A Cox et al. 1973, Plates 26A, 26B Harte et al. 1975, Figs. 1, 2 Mercier and Nicolas, 1975, Figs. 1, 14A, 14B
				Tabular	Boullier and Nicolas, 1973, Plate 20A Boullier and Nicolas, 1975, Fig. 1B
Porphyroclastic	Present. More than 10% of olivine occurs as porphyroclasts	Two major populations: one represented by porphyroclasts, the other by finer-grained matrix	Irregular in porphyroclasts, straight in neoblasts	(Neither disrupted nor laminated)	Boullier and Nicolas, 1973, Plate 20B Boullier and Nicolas, 1975, Figs. 1C, 2A Mercier and Nicolas, 1975, Fig. 4
				Disrupted	Cox et al. 1973, Plate 27A Harte et al. 1975, Figs. 5, 6
				Fluidal	Boullier (pers. comm.)
				Laminated and disrupted	Dawson (pers. comm.), Fig. 1A, this paper
Mosaic-Porphyroclastic	Present. Less than 10% of olivine occurs as porphyroclasts	Two major populations: one represented by porphyroclasts, the other by finer-grained matrix	Irregular in porphyroclasts, straight in neoblasts	(Neither disrupted nor laminated)	Boullier and Nicolas, 1973, Plate 21A Boullier and Nicolas, 1975, Fig. 2B Poirier and Nicolas, 1975, Fig. 13
				Fluidal	Boullier and Nicolas, 1973, Plate 21B Boullier and Nicolas, 1975, Figs. 2C, 3A
				Laminated and disrupted	Dawson et al. 1975, Fig. 1B, this paper
Granuloblastic	Absent or rare for all mineral species	Small size range for each mineral species (excepting rare porphyroclasts). Grain size generally less than 2.0 mm	Straight or smoothly curving, bounding grains of polygonal or polygonal tabular shape	Equant	Cox et al. 1973, Plate 27B Harte et al. 1975, Fig. 9 Mercier and Nicolas, 1975, Fig. 6B
				Tabular	Harte et al. 1975, Fig. 8 Mercier and Nicolas, 1975, Fig. 6A

Tabelle 5.2: Hauptmerkmale der Strukturtypen nach Mercier & Nicolas (1975). X und Z bezeichnen die kristallographischen Achsenrichtungen.

<i>Olivine fabric</i>	Weak X	Strong Z (porph.)	Strong X or weak fabric
<i>Spinell shape</i>	Blebs in enstatite	Holly-leaf shaped	Inclusions in olivine
<i>Olivine boundaries</i>	Curvilinear	Ragged + polygonal	Only polygonal
<i>No spinell inclusions in porphyroclasts</i>	PROTOGRANULAR I	PORPHYROCLASTIC I	EQUIGRANULAR I
<i>Spinell inclusions in (remnant) porphyroclasts</i>	PROTOGRANULAR II	PORPHYROCLASTIC II	EQUIGRANULAR II

Mercier & Nicolas (1975) und Harte (1977) betrachten die drei Strukturen als eine chronologische Serie, in der sich eine aus der anderen bildet. Die grobkörnige Struktur, protogranular respektive coarse, wird dabei als die älteste Struktur interpretiert, die sich gemäß Mercier & Nicolas (1975) aus einem verarmten, Aluminium-reichen Pyroxen-Peridotit entwickelte. Durch Deformationen und Rekristallisation entstehen die porphyroklastische und in weiterer Folge die feinkörnige Struktur. Zudem definieren Mercier & Nicolas (1975) einen zweiten und weitere Deformationszyklen. Diese zeigen grundsätzlich dieselben Merkmale wie jene des ersten Zyklus mit dem Unterschied, dass ab dem zweiten kleine, sphärische Spinellkörner in Olivin eingeschlossen vorliegen. Aus diesem Grund verwenden Mercier & Nicolas (1975) dieselben Namen mit einem numerischen Zusatz, z.B. protogranular II Struktur. Abbildung 5.1 zeigt die Beziehung der einzelnen Strukturarten nach Mercier & Nicolas (1975) untereinander sowie die Weiterentwicklung des zweiten Deformationszyklus. Harte (1977) beschreibt zwar keine späteren Deformations- und Rekristallisationszyklen, bezieht sich jedoch auf die Nomenklatur von Mercier & Nicolas (1975). Allerdings betrachtet Harte (1977) die Unterscheidung in primären, sekundären und weiteren Deformationsstrukturen als unumgänglich, um diverse Mantelprozesse besser zu verstehen.

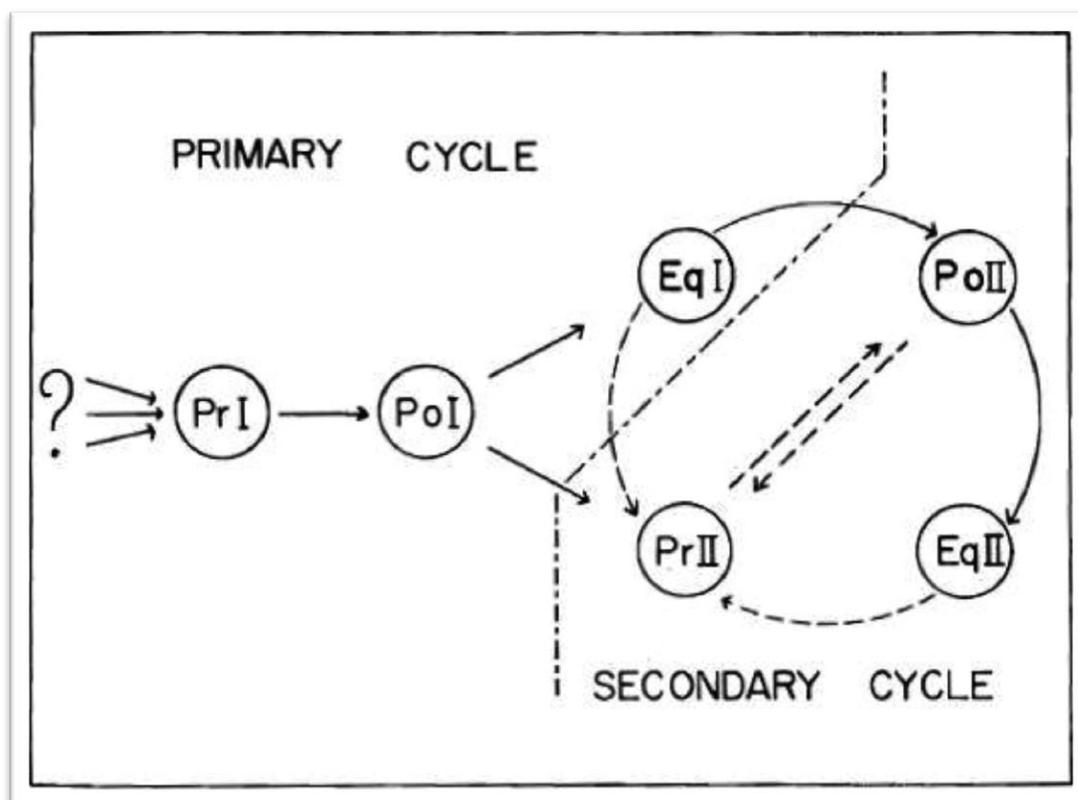


Abbildung 5.1: Strukturbezeichnungen nach Mercier & Nicolas (1977) und ihre chronologische Wechselbeziehungen. Durchgezogene Pfeile: von den Autoren beobachtete Übergänge. Gestrichelte Pfeile: mögliche Übergänge. (Pr: Protogranular. Po: Porphyroclastic. Eq: Equigranular).

5.2 Allgemeine Merkmale der Harzburgite, Dunite und Lherzolit

Harzburgite, Dunite und Lherzolit zeigen eine *coarse* (Harte, 1977) bzw. nach Mercier & Nicolas (1975) eine sekundär protogranulare Struktur. Olivine und Orthopyroxene sind mittel- bis grobkörnig mit Korngrößen zwischen 2 – 5 mm, wobei einige Olivine aufgrund Rekristallisation nur etwa 1 mm groß sind. Klinopyroxene und Spinelle sind wesentlich feinkörniger und im Schnitt 0,1 mm groß, vereinzelt existieren auch Klinopyroxene bis 0,2 mm.

Olivine sind im Allgemeinen xenomorph geformt, wobei hin und wieder Tendenzen einer Polygonisierung erkennbar sind. Diese äußern sich in der Bildung von Tripelpunkten (Abbildung 5.2 A), in denen sich Mineralkörner unter einem Winkel von annähernd 120° begegnen. Die Korngrenzen sind jedoch nicht immer so scharf ausgeprägt wie in Abbildung 5.2 A, da diese aufgrund von Interaktionen mit infiltrierender Schmelze aufgebrochen werden, wodurch Schmelze in das Mineralkorn eindringt und dieses umkristallisiert. Belege hierfür liefern die zahlreichen Schmelztaschen (*melt pockets*) (Abbildung 5.2 F). Ein weiteres petrographisches Charakteristikum der Olivine sind intrakristalline Deformationsstrukturen in Form von unzulöser Auslöschung und Subkorngrenzen (Abbildung 5.2 B).

Orthopyroxene sind gleichfalls xenomorph, obwohl auch rundliche sowie schwach elongierte Kornformen nicht selten sind. Die Korngrenzen sind vielfach von Schmelze zerfranst und teilweise ist der Schmelzeinfluss bereits so stark, dass sie nur mehr als Relikte vorhanden sind. All dies sind unverkennbare Merkmale eines Orthopyroxen-*breakdowns* (Abbildung 5.2 D), das heißt eines kristallinen Zerfalls der in allen Harzburgiten, im Lherzolit und im Dunit LP501 beobachtbar ist. Dieser Prozess bedingt die Bildung sekundärer Mineralphasen von Klinopyroxen, Olivin, Spinell sowie von interstitialem Glas und Schmelztaschen. Zudem treten für Orthopyroxene typische Entmischungslamellen von Klinopyroxenen auf (Abbildung 5.2 C), welche auf eine zu rasche Abkühlung zurückzuführen sind. Charakteristisch sind auch Entmischungen von Spinell (Abbildung 5.3 A). Deformationsstrukturen wie im Olivin sind nicht zu sehen, wengleich vereinzelt Orthopyroxene eine Schachbrett-Struktur zeigen.

In manchen Harzburgite wirken die Orthopyroxen-Kristalle nicht wie zufällig im Gestein verteilt, sondern folgen dem anscheinenden Trend einer Linie, begleitet von größeren, gestreckten Spinellen.

Der Großteil der Klinopyroxene bildet sich in Schmelzadern oder in *melt pockets* (Abbildung 5.2 E), ihre Kornform ist ausschließlich xenomorph. Einzelkristalle sind zwar nicht vorhanden, allerdings kommen die größeren Kristalle zusammen mit Spinell vor (Abbildung 5.3 D). Ferner sind sie, vor allem in Harzburgiten, Produkte des Orthopyroxen-*breakdowns*.

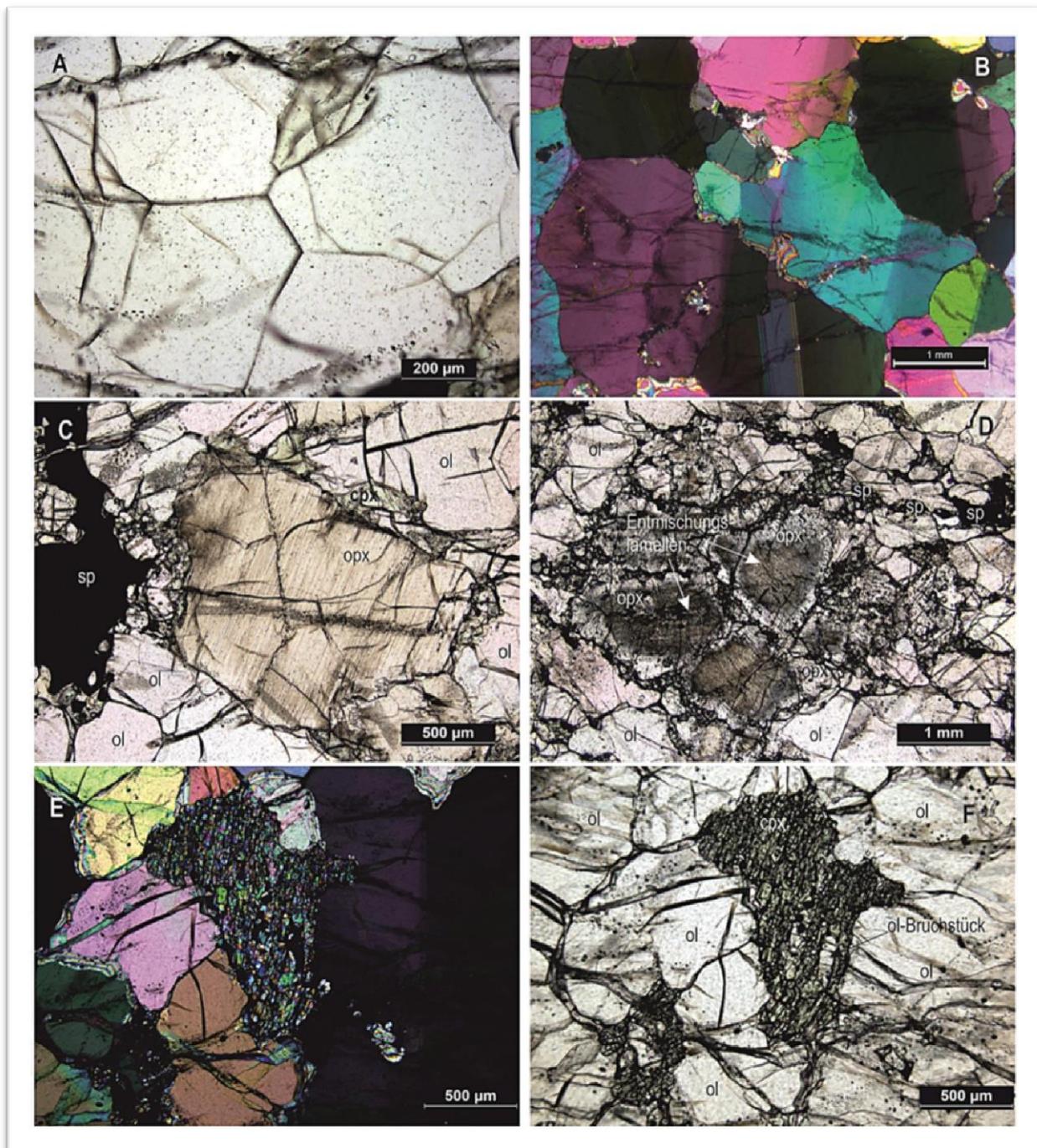


Abbildung 5.2: Strukturelle Merkmale. A: Polygone Olivine mit Tripelpunkten (LP5-12). B: Deformierte Olivine mit Subkorn Grenzen (gekrenzte Nichols) (LP11-12). C: Entmischungslamellen in einem Orthopyroxen. Zwischen diesem und Spinell befindet sich ein Konglomerat aus feinkörnigen Klino- und Orthopyroxenen, Olivinen und Glas. (LP5-12). D: Gruppe von mehreren Orthopyroxenen mit Entmischungslamellen im Mineralkern, mit Anzeichen eines von Schmelze induziertem Orthopyroxen-breakdown. Rund um den Kern ist ein später gewachsener Orthopyroxen-Saum erkennbar. (LP6-12). E und F: Intergranulare *melt-pocket* zwischen Olivinen aus feinkörnigen Klinopyroxen, Olivin und Glas unter gekrenzten (E) und einfachen (F) Nichols. E: Im rechten Olivin ist deutlich eine Subkorn Grenze zu sehen. (LP506). Abkürzungen: ol = Olivin, opx = Orthopyroxen, sp = Spinell, cpx = Klinopyroxen.

In den meisten der oben genannten Gesteinsproben können petrographisch drei Spinellgruppen unterschieden werden. Die erste Gruppe kommt am seltensten vor und umfasst relativ große Spinelle, deren Korngröße zirka zwischen 1 – 0,5 mm liegen. Sie sind xenomorph geformt und durch eine

Siebstruktur (*sponge*) charakterisiert, welche entweder das gesamte Korn (Abbildung 5.3 C) oder nur Teile davon betreffen. Strukturell liegen sie in Schmelzadern und sind stets von Klinopyroxenen umgeben. Die zweite Gruppe ist deutlich kleiner mit rund 0,5 – 0,1 mm Korngröße und weisen eine annähernd runde Form auf. Diese Spinelle sind im Gesamtgestein verstreut und befinden sich intergranular, oft gemeinsam mit Glasaggregaten (Abbildung 5.3 B), zwischen den Olivinen. Die letzte Gruppe ist von der Korngröße her mit unter 0,1 mm die kleinste, jedoch Zahlenmäßig die am häufigsten vertretende. Diese sphärischen Spinelle sind sowohl in meltpockets und Schmelzadern präsent, als auch eingeschlossen in Olivinen. Des Weiteren entstehen sie im Zuge des Orthopyroxen-*breakdowns*.

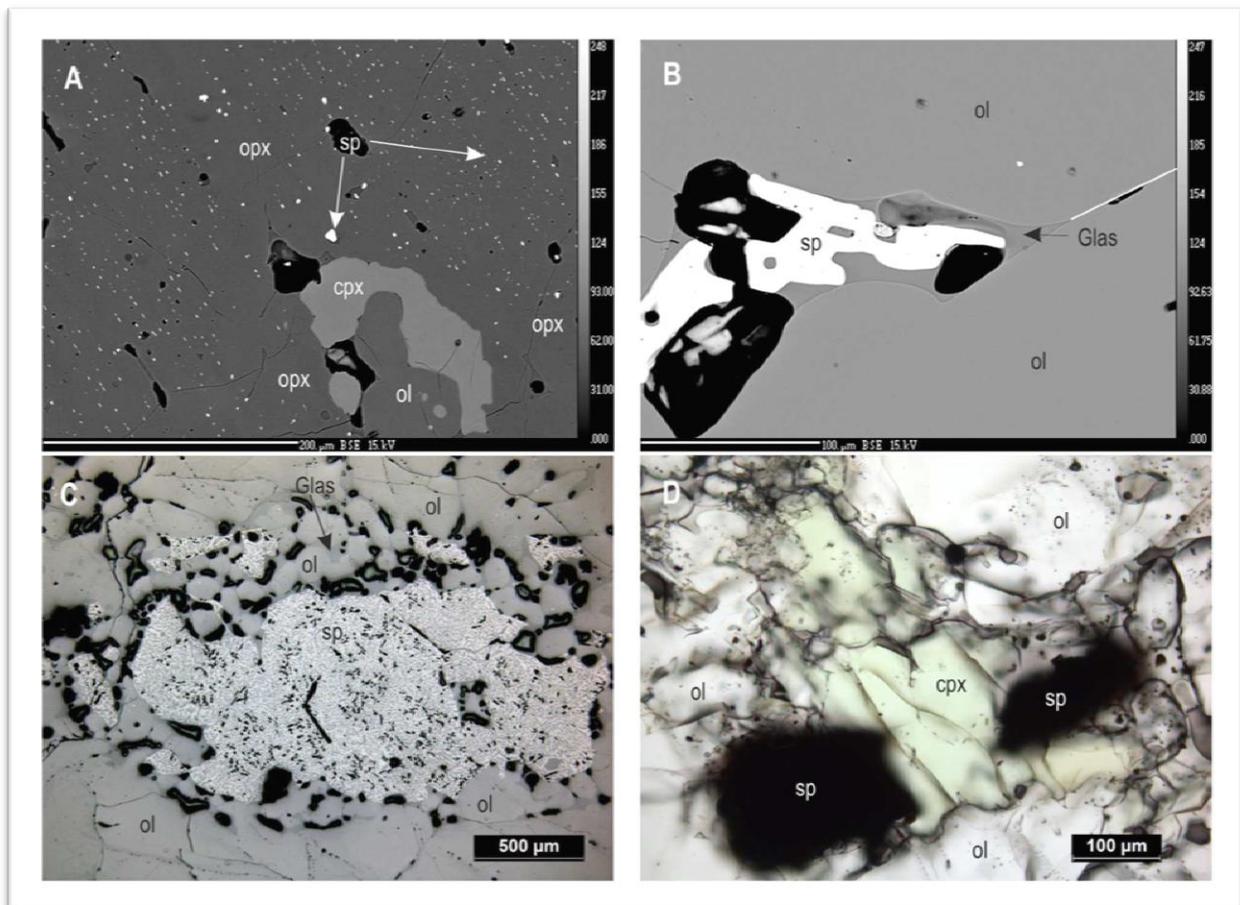


Abbildung 5.3: Strukturelle Merkmale von Spinell. A: BSE-Bild (backscattered electron) von Entmischungen von Spinell in einem Orthopyroxen (LP8-12). B: BSE-Bild eines intergranularen Spinells zwischen Olivinen, im Glas (LP8-12). Die weiße Linie (rechte Seite) bezeichnet die Korngrenze zwischen zwei Olivinen. Unterhalb des Spinells (ausserhalb des Bildausschnittes) befindet sich ein weiterer Olivin. C: Spinell mit Siebstruktur (*sponge*), umgeben von Olivin und Glas. Diese Korn ist vollständig versiebt, es kommen jedoch auch Siebstrukturen nur im Kern, am Rand oder nur Teile eines Spinells vor (LP508). D: Zwei Spinellkörner mit Klinopyroxen (LP7-12). Abkürzungen wie in Abbildung 5.2

Ein akzessorisch vorkommendes Mineral ist Sulphid. Es befindet sich zumeist in Schmelzadern oder kommt in Verbindung mit Spinell vor. Dabei handelt es sich um winzige, in der Regel rundliche bis ovale Kristalle, die in seltenen Fällen eine Größe über 0,1 mm erreichen. Die Korngrenzen der Sulphide sind immer glatt. Schmelzadern sind omnipräsent und verlaufen durchwegs entlang der Korngrenzen,

durchschlagen gelegentlich auch größere Mineralkörner und formen lokal auf Kosten des Olivins *melt pockets*.

Dunite unterscheiden sich von den beiden anderen Gesteinstypen durch den offensichtlichen Einfluss einer wasserhaltigen Schmelze, der sich durch die Anwesenheit von Phlogopit zeigt. Amphibol ist mit Ausnahme zweier Proben, die weiter unten detaillierter beschrieben werden, kaum vorhanden. Phlogopit liegt verstreut im Gestein, für gewöhnlich intergranular in Schmelzadern und in *melt pockets* (Abbildung 5.4 B). Hier ist er stets in Verbindung mit feinkörnigen Klinopyroxenen anzutreffen, andererseits kommt Phlogopit wiederholt in Gesellschaft mit Spinell vor (Abbildung 5.4 A).

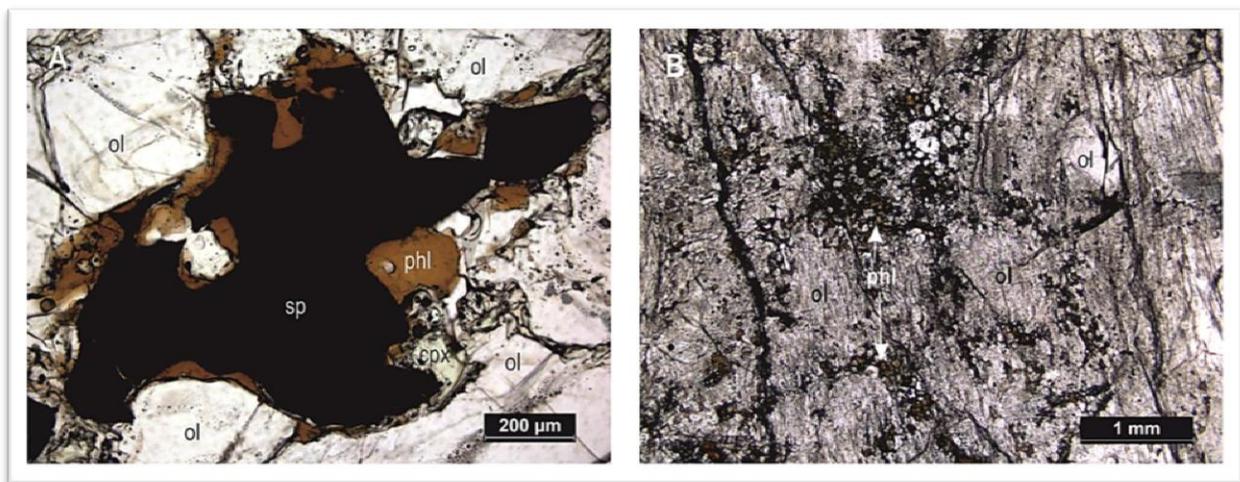


Abbildung 5.4: Strukturelle Beziehungen von Phlogopit. A: Xenomorph geformter Spinell von Phlogopit umgeben (LP7-12). B: Phlogopite in *melt pockets*. Alle anderen Phasen sind Olivine, die schwarzen Linien sind Entgasungsrückstände (LP3-12). Abkürzungen wie in Abbildung 5.2, phl = Phlogopit.

In weiterer Folge werden einzelne Peridotite mit individuellen Merkmalen, welche sie deutlich von den anderen unterscheiden, kurz beschrieben.

5.2.1 Probe LP86

Die Besonderheit des Dunits LP86 ist das reiche Vorkommen von Häüyn. Dies ist deshalb so ungewöhnlich, da dieses blaue Mitglied der Sodalith-Gruppe typisch für Si-untersättigte Basalte, wie z.B. Nephelinite, ist. Die xenomorphen Häüyn-Kristalle befinden sich fast ausschließlich in Schmelzadern (Abbildung 5.5 B), die sich mitunter quer durch die gesteinsbildenden Olivine schlagen bzw. sich entlang deren Korngrenzen ziehen. Daneben kommt er auch in Tripelpunkten vor. Auffallend dabei ist, dass Häüyn immer in Gesellschaft mit Amphibol, Spinell und gelegentlich auch Klinopyroxen vorzufinden ist. Fehlende Reaktionszonen zwischen diesen Mineralen (Abbildung 5.5 A) deutet einerseits auf eine gleichzeitige Entwicklung dieser Mineralparagenese hin, andererseits, dass die Infiltration von Basalt noch vor dem Transport zur Erdoberfläche stattgefunden haben muss.

Des Weiteren sind Spinell und Amphibol auch ohne Häüyn in den Schmelzadern vorhanden. Zusätzlich bildet Amphibol auf einer Seite des Xenoliths, mit gelegentlich grobkörnigem Olivin sowie vereinzelt feinkörnigem Apatit dazwischen, eine bis zu 2 mm breite Reaktionszone zwischen Basalt und Dunit (Abbildung 5.9 C).

Ferner wurde Häüyn auch als Olivin-Einschluss im Basalt identifiziert.

5.2.2 Probe LP515

Der Dunit LP515 ist durch ein Netz von Phlogopit-Amphibol-Gängen gekennzeichnet, die mitunter die Olivine durchschlagen (Abbildung 5.5 C). Die Breite der Gänge beträgt durchschnittlich 0,14 mm und erreicht an manchen Stellen bis zu 0,2 mm. Die mittelkörnige Hauptphase Phlogopit ist von zahlreichen Amphibolen, von denen einige idiomorph geformt sind, durchsetzt (Abbildung 5.5 D). Feinkörnige Klinopyroxene, Amphibole und Glasaggregate bilden eine Kontaktzone zwischen Peridotit-Olivin und Phlogopit, wobei Klinopyroxene den äußersten Bereich formen. In einem Ast des Netzwerkes, nahe dem Basalt, kam es zu einer Basaltinfiltration, veranschaulicht durch feine Plagioklas-Nadeln neben Phlogopit und Amphibol. Apatite ist sehr selten, im Gegensatz dazu sind Sulphide immer wieder in den Gläsern und Phlogopiten zu sehen. Feine Schmelzadern perkolieren von den Hauptgängen in das Gestein, wodurch es lokal zur Ausbildung von Spinellen, Phlogopite, Amphibole und Klinopyroxene kommt.

5.2.3 Probe LP506

Ein besonderes Merkmal des Spinel-Lherzolits mit der Probenbezeichnung LP506 ist ein knapp 2 mm breiter Gang aus Olivin (Abbildung 5.5 E und F). Dieser zeichnet sich scharf gegen die restlichen Olivine im Peridotit durch einen schmalen Streifen aus Entgasungsrückständen ab. Anschließend folgen sekundär gebildete, feinkörnige Klinopyroxene mit intergranularem Glas und Olivinrelikten. Das Zentrum des Ganges bilden elongierte bis tabulierte Olivine. Optisch wirkt der Gang dreigeteilt, wobei nur die zentralen 0,2 – 0,3 mm von „sauberem“ Olivin gebildet werden, die beiderseitigen Randbereiche erscheinen aufgrund der Entgasungslücken schwarz. Gelegentliche Einschlüsse von kleinen Spinellen, Sulphiden und Orthopyroxenen charakterisieren die Olivine im Gang. An manchen Stellen dringt bereits Schmelze in den Lherzolit vor und reagiert dort mit den Randzonen der primären Olivine.

5.2.4 Proben LP7-12 und LP8-12

Bei diesen beiden Peridotiten handelt es sich um Harzburgite die durch je einen Pyroxen-Gang, der quer durch das jeweilige Gestein verläuft, gekennzeichnet sind. Beide Gänge bestehen prinzipiell aus feinkörnigen Ortho- und Klinopyroxenen, wobei Klinopyroxene dominieren, Olivinen, Spinelle, Glasaggregate und selten Sulphide. Olivine kommen sowohl feinkörnig rekristallisiert, als auch als Bruchstücke größerer Matrix-Olivinen vor. Letztere liegen dabei Porphyroklasten ähnlich innerhalb den

feinkörnigen Pyroxenen (Abbildung 5.6 A). An manchen Stellen lässt sich ferner eine Strömungsrichtung erkennen. Die Kontaktzone zwischen den Gängen und dem umgebenden Xenolith ist deutlich auszumachen, gleichwohl es lokal zu Reaktionen zwischen Olivin und Schmelze kommt (Abbildung 5.6 B), und Schmelze dort tiefer in den Peridotit eindringt. Dies äußert sich durch feine Schmelzadern, die vom Pyroxengang abzwiegen.

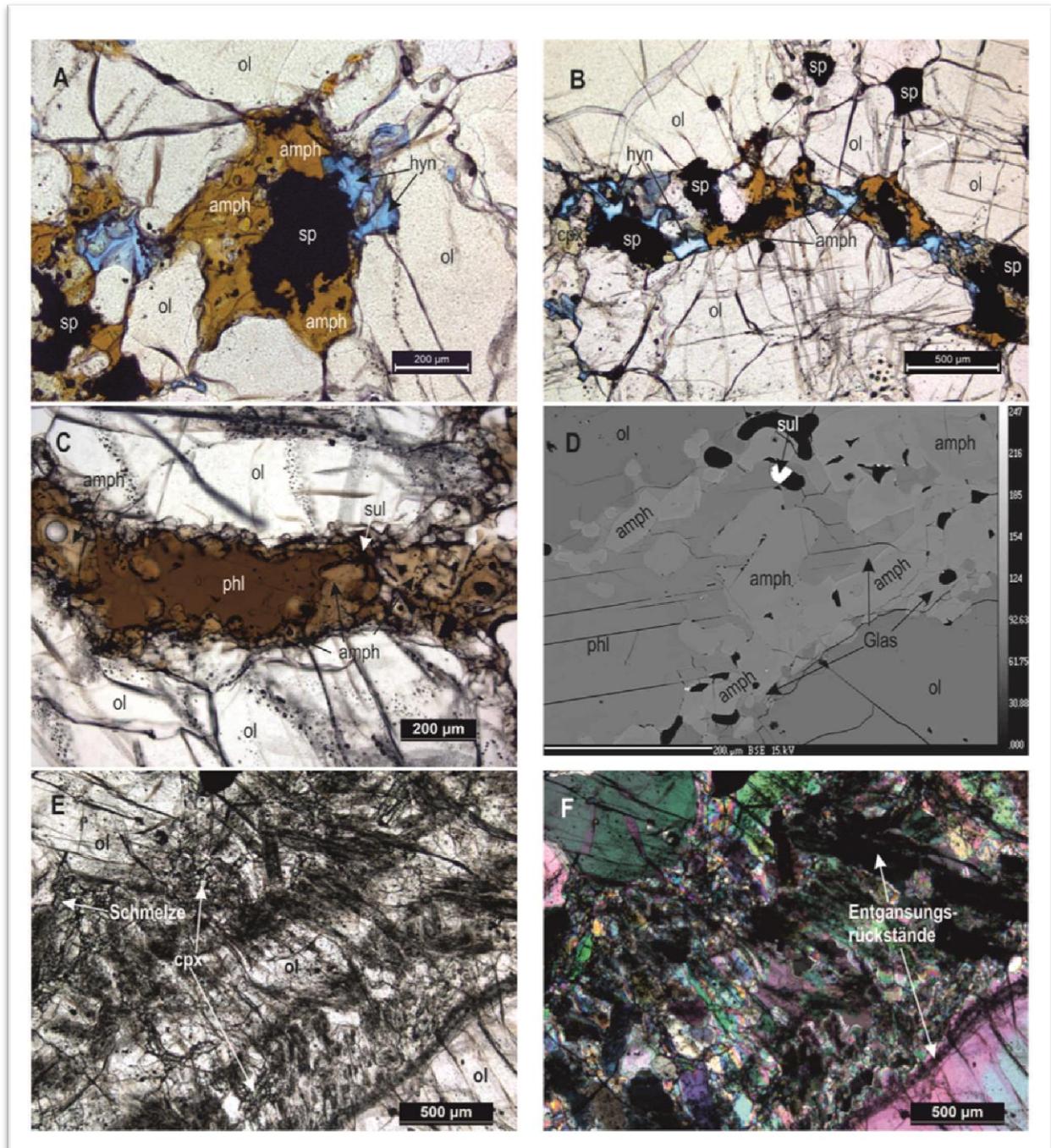


Abbildung 5.5: Strukturelle Lagebeziehungen. A und B: Mineralparagenese und Lagebeziehung zwischen Häüyn, Amphibol, Spinell und Peridotit-Olivin (LP86). C: Phlogopit-Amphibol-Gang, der sich durch Peridotit-Olivin schlägt (LP515). D: BSE-Bild (backscattered-elektron) desselben Gangabschnittes. E und F: Olivengang mit Entgasungsrückständen, die diesen dunkel erscheinen lässt (LP506). E unter einfachen, F unter gekreuzten Nichols. Abkürzungen: ol = Olivin, amph = Amphibol, hyn = Häüyn, sp = Spinell, phl = Phlogopit, sul = Sulphid, cpx = Klinopyroxen

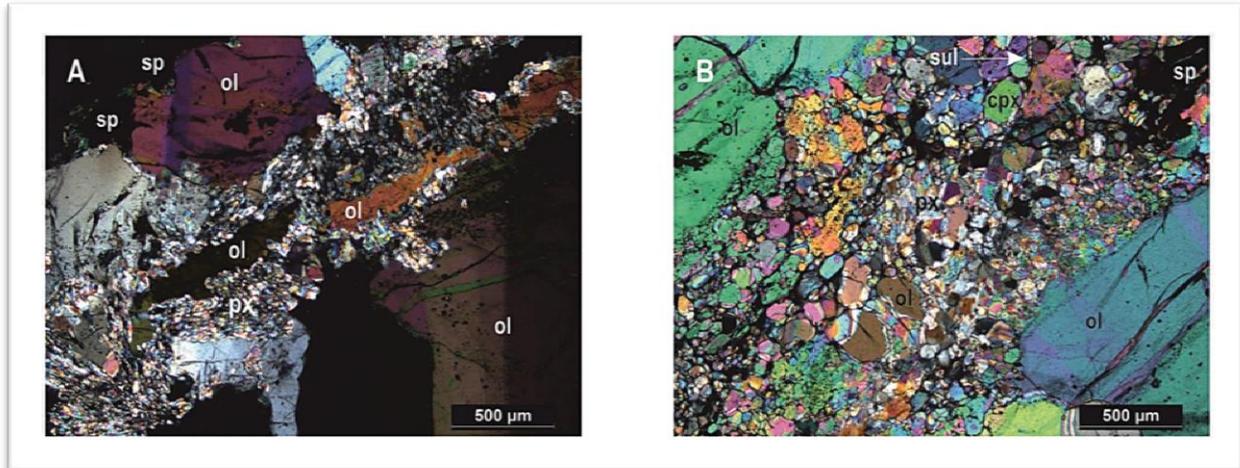


Abbildung 5.6: Pyroxen-Gänge. A: Pyroxen-Gang mit pyroklastisch eingebetteten Olivin-Bruchstücke. Links unten sind Fließstrukturen erkennbar. Olivine außerhalb des Ganges zeigen Subkorgrenzen (LP7-12). B: Entlang der oberen Grenze des Pyroxen-Ganges gut zu sehen, wie Schmelze den Matrix-Olivin angreift (LP8-12). Beide Bilder unter gekreuzten Nichols. Abkürzungen: ol = Olivin, px = Pyroxen, cpx = Klinopyroxen, sul = Sulphid, sp = Spinell.

5.3 Amphibol-führender Wehrlit

Die Probe LP4-12 ist innerhalb der untersuchten Peridotite der einzige Vertreter dieses Gesteinstyps. Sie ist von gleichkörnig granularer (Harte, 1977) bzw. sekundär gleichkörnig mosaik-artiger Struktur (Mercier & Nicolas, 1975), demzufolge feinkörnig.

Das auffälligste Merkmal dieser Probe ist der etwa 1 – 2 mm breite, rotbraune Gang, bestehend aus Amphibol und Apatit (Abbildung 5.7 B und Abbildung 5.8 B). Die Amphibole sind mittelkörnig und maximal 1 – 2 mm groß, während Apatit kaum größer als 0,5 mm wird. Die größeren Amphibole zeigen die mineraltypischen Spaltflächen, die einen Winkel von 125° einschließen. Daneben sind noch mittelkörnige Olivine sowie kleinere Klinopyroxene und Spinelle im Gang vorhanden. Die Klinopyroxene weisen Entmischungslamellen im Kern auf. Vom Hauptgang aus zweigen weitere dünne Seitenadern ab, die sich ebenfalls aus Amphibol, allerdings ohne Apatit, zusammensetzen. Diese Adern sind nur wenige µm dick und verjüngen zusätzlich mit zunehmender Entfernung zum Gang. In einer Ecke des Peridotits existieren weitere, mittelkörnige Amphibol-Gänge mit feinkörnigem Apatit. Diese sind kürzer als der Hauptgang und teilweise auch deutlich dünner.

Olivin bildet die Hauptphase der feinkörnigen Grundmasse, die Gesteinsmatrix, des Peridotits (Abbildung 5.7 A). Der Großteil der Mineralkörner ist durch Einschlüsse von rundlichen Spinell, Klinopyroxen, Amphibol oder Phlogopit gekennzeichnet (Abbildung 5.8 A). Diese Beobachtung rechtfertigt einerseits die Annahme eines zumindest sekundären Deformationszyklus nach Mercier & Nicolas (1975), andererseits ist sie auch ein guter Indikator einer modalen Metasomatose. Darüber hinaus befindet sich ein einzelnes Phlogopit-Korn ungefähr in der Mitte des Amphibol-Hauptganges.

Klinopyroxene sind oft kleiner als Olivine und formen unterschiedlich große Ansammlungen, meistens in Verbindung mit feinkörnigem Amphibol (Abbildung 5.7 A). Im Gegensatz zu den Kristallen im Amphibol-Gang treten beim Matrix-Klinopyroxen keine Entmischungslamellen auf. Beachtenswert dabei ist fehlendes interstitiales Glas zwischen den Mineralen der Matrix, denn Glas kommt nur im Gang vor. Hauptsächlich feinkörniger Spinell liegt im Gestein generell verstreut vor. Zusätzlich befinden sich vereinzelte bis zu 1 mm große, unregelmäßig geformte Spinelle im Peridotit. Diese sind zumeist von größeren Klinopyroxenen, mitunter poikilitisch, umgeben, wobei auch Amphibol zugegen sein kann. Spinelle im Amphibol-Gang sind in der Regel etwas größer als jene in der Matrix und können durchaus auch über 0,1 mm erreichen. Sulphide sind nur akzessorisch vertreten und wie Spinelle im Gestein verstreut, kommen hingegen in den Amphibol-Gängen relativ häufig vor. Titano-Magnetit ist ein sehr seltenes Akzessorium im Hauptgang.

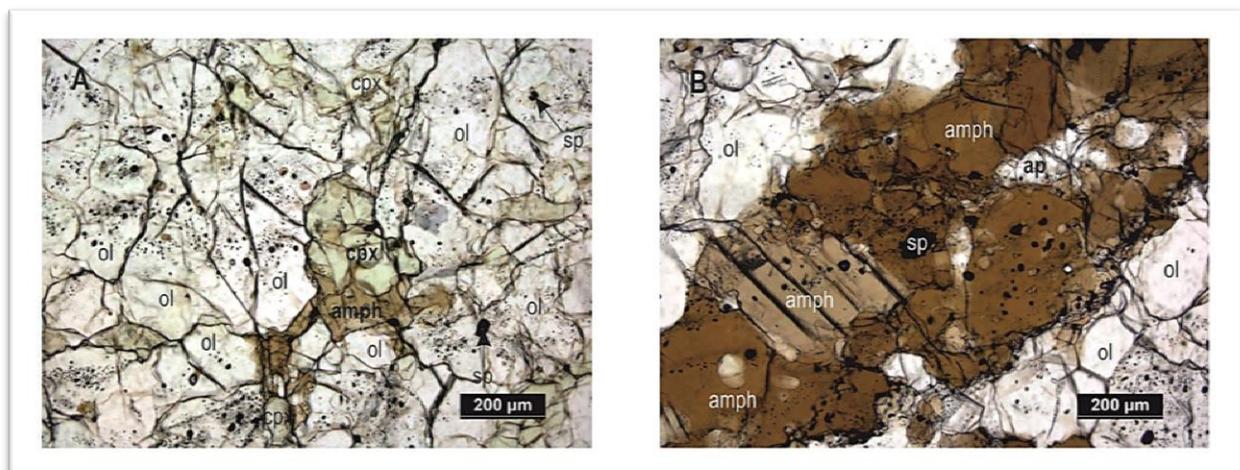


Abbildung 5.7: Zwei typische Strukturen der Probe LP4-12. A: Klinopyroxen mit Amphibol zwischen Peridotit-Olivinen. B: Ausschnitt des Amphibol-Ganges. Abkürzungen: ol = Olivin, amph = Amphibol, cpx = Klinopyroxen, sp = Spinell, ap = Apatit

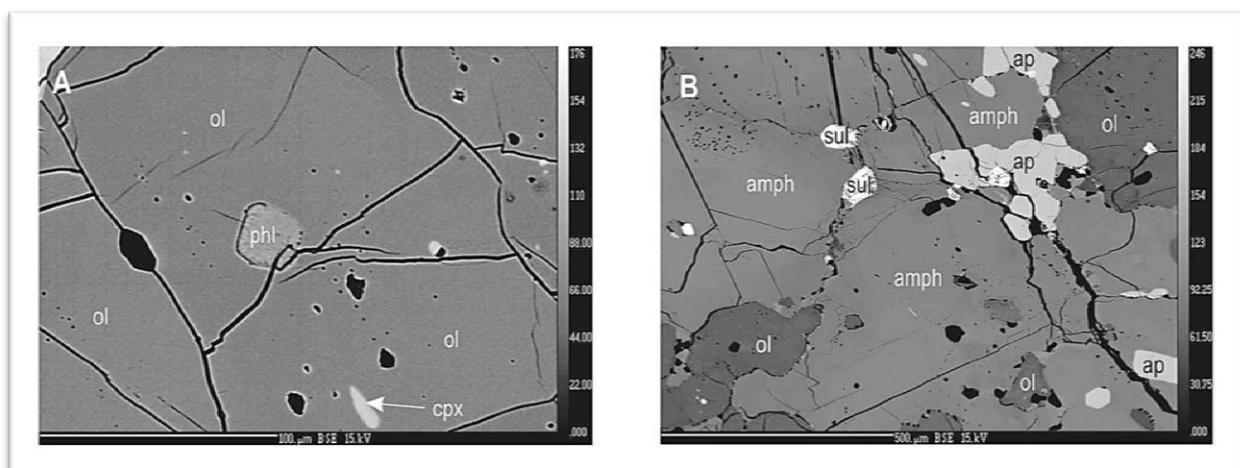


Abbildung 5.8: Zwei BSE-Bilder (backscattered-elektron) der Probe LP4-12. A: Matrix-Olivin mit Phlogopit- und Klinopyroxen-Einschluss. B: Querschnitt durch den Amphibol-Gang. Abkürzungen: ol = Olivin, cpx = Klinopyroxen, phl = Phlogopit, amph = Amphibol, ap = Apatit, sul = Sulphid

5.4 Feinkörnigen Gesteinsproben LP9-12 und LP502

Die zwei Mantelxenolithe mit den Probenbezeichnungen LP9-12 und LP502 sind zu feinkörnig, um mittels Punktzählung den Modalbestand zu bestimmen (siehe auch Kapitel 4). Strukturell sind beide nach der Nomenklatur Hartes (1977) granuloblastisch und nach Mercier & Nicolas (1975) gleichkörnig, genauer betrachtet ist die Probe LP9-12 tabular granuloblastisch respektive gleichkörnig tabular. Die Probe LP502 weist zwar ebenfalls Merkmale der tabularen Untereinheit auf, andererseits sind auch gleichkörnig granuloblastische respektive gleichkörnig mosaikartige Strukturen zu erkennen. Die einzelnen Mineralphasen konnten mit der Elektronenstrahlmikrosonde identifiziert werden.

Die Grundmasse des Peridotits LP9-12 besteht zum größten Teil aus tabular geformten bis nadelförmigen, nicht orientierten Olivinen. Die Korngrenzen sind unregelmäßig und aufgrund von Schmelzeinflüssen nicht sehr markant ausgebildet. Die Korngröße liegt in der Regel bei rund 1 x 0,3 mm, kann in seltenen Fällen bis zu 2 mm Länge erreichen. Stellenweise befinden sich zwischen den nadeligen Olivinen mehr rundlich geformte Kristalle mit bis zu 1 mm Durchmesser. Hierbei handelt es sich um Relikte ehemals größerer Olivine.

Orthopyroxen ist nur in einer Schmelzader rund um einen Spinell von 0,8 x 0,4 mm Größe vorhanden. Dem gegenüber kommt Klinopyroxen im gesamten Gestein in Schmelzadern und in *melt pockets* vor.

Spinelle sind einerseits sowohl als kleine, rundliche Einschlüsse im Olivin als auch unregelmäßig geformt zwischen diesen vorhanden, andererseits als annähernd oval geformte größere Kristalle von 0,5 – 1 mm Größe. Diese weisen mit Glasaggregaten verfüllt Bruchflächen auf, sowie Siebstrukturen im Randbereich des Mineralkorns. Ferner sind diese Kristalle von bis zu 0,1 mm großen Klinopyroxenen umgeben.

Im Vergleich dazu besteht die Grundmasse des Peridotits LP502 aus ineinander verwobenem Olivin und Orthopyroxen. Die wenigen tabular geformten Olivinkristalle besitzen wie bei der Probe LP9-12 keine gemeinsame Orientierung. Des Weiteren existiert ein etwa 4 x 1,5 mm großer Orthopyroxenkristall, der jedoch stark von Zerfallsprozessen gekennzeichnet und nur mehr als Skelett erkennbar ist. Es ist naheliegend anzunehmen, dass dieser Peridotit vormals aus mittel- bis grobkörnigen Orthopyroxenen und Olivinen bestanden hat. Klinopyroxene zeigen dieselben petrographischen Merkmale wie jene in der Gesteinsprobe LP9-12. Spinell andererseits ist hier großteils feinkörnig und sind zum einen im Gestein verstreut, zum anderen liegen sie sowohl intergranular zwischen den Matrixphasen als auch intragranular in diesen. Überdies gibt es ein Spinellkorn mit einer Länge von rund 3 mm, dessen Bruchflächen mit Phlogopit verfüllt sind. Ein weiteres Korn mit etwa 1 mm Länge ist von Klinopyroxen umgeben.

Phlogopit kommt auch in der Probe LP9-12 vor. Hier ist er lediglich als sehr kleine Olivineinschlüsse im Gestein verstreut. In LP502 taucht Phlogopit zusätzlich in einer Schmelzader auf. Sulphide sind ebenfalls in beiden Peridotiten akzessorisch vorhanden.

5.5 Gesteinsprobe LP507

Dieser Peridotit weist ein zusammengesetztes Gefüge auf. Eine Hälfte gleicht strukturell jener der Harzburgite, Dunite und dem Lherzolit und besitzt eine *coarse* (Harte, 1977) bzw. eine sekundär protogranulare Struktur (Mercier & Nicolas, 1975). Die peridotitischen Hauptphasen zeigen zudem dieselben Charakteristika, wie sie bereits im Punkt 5.2 beschrieben wurden.

Besonders Erwähnenswert ist jedoch ein beinahe runder Bereich aus Olivin, braunem Glas, Spinell und Klinopyroxen (Abbildung 5.9 A). Die Olivine haben eine ovale Form mit glatten Korngrenzen. Die Kernzone, mit sehr kleinen Spinellen versehen, ist von einem homogenen Rand umgeben. Zwischen den einzelnen Olivinkristallen existieren häufig braungefärbte Glasaggregate, worin immer wieder kleine unregelmäßig geformte Spinelle sowie gut erkennbare Fluidblasen liegen. Um diese Formation herum befinden sich feinkörnige Klinopyroxene.

Die andere Hälfte ist durch extrem starke Schmelzinfiltration charakterisiert. Das herausstechende Merkmal dieser Seite ist das hohe Aufkommen feinkörniger Klinopyroxene. Dazwischen befinden sich immer wieder Bruchstücke eines einstigen, grobkörnigen Olivins und skelettartige Reste von Olivinen. Hinzu kommen noch zahlreiche Sulphide in den Schmelzadern. In der Nähe der Reaktionszone zwischen Basalt und Peridotit befinden sich ferner einige Phlogopite (Abbildung 5.9 B) und Apatite.

5.6 Reaktionszone zwischen Basalt und Xenolith

Die Hälfte der untersuchten Peridotite haben eine schmale Reaktionszone zwischen dem Transportmedium Basalt und Mantelxenolith. Bei allen anderen Proben kann die Existenz solch einer Reaktionszone nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden, denn zum einen ist nicht bei jedem Dünnschliff basaltisches Muttergestein zugegen, zum anderen weisen nicht alle Kontaktstellen zwischen Basalt und Peridotit im Dünnschliff eine Reaktionszone auf. Die Mächtigkeit variiert zwischen 0,08 – 0,4 mm und besteht hauptsächlich aus Titan-Augit, einem Klinopyroxen. Daneben kommen häufig Titanomagnetit und Sulphide vor, in einigen Proben auch Amphibol, Phlogopit und bisweilen Apatit. Zuweilen kann ein Vordringen dieser Mineralparagenese in die Xenolithe beobachtet werden. Die Abbildung 5.9 C und D zeigen zwei Beispiele dieser Reaktionszone.

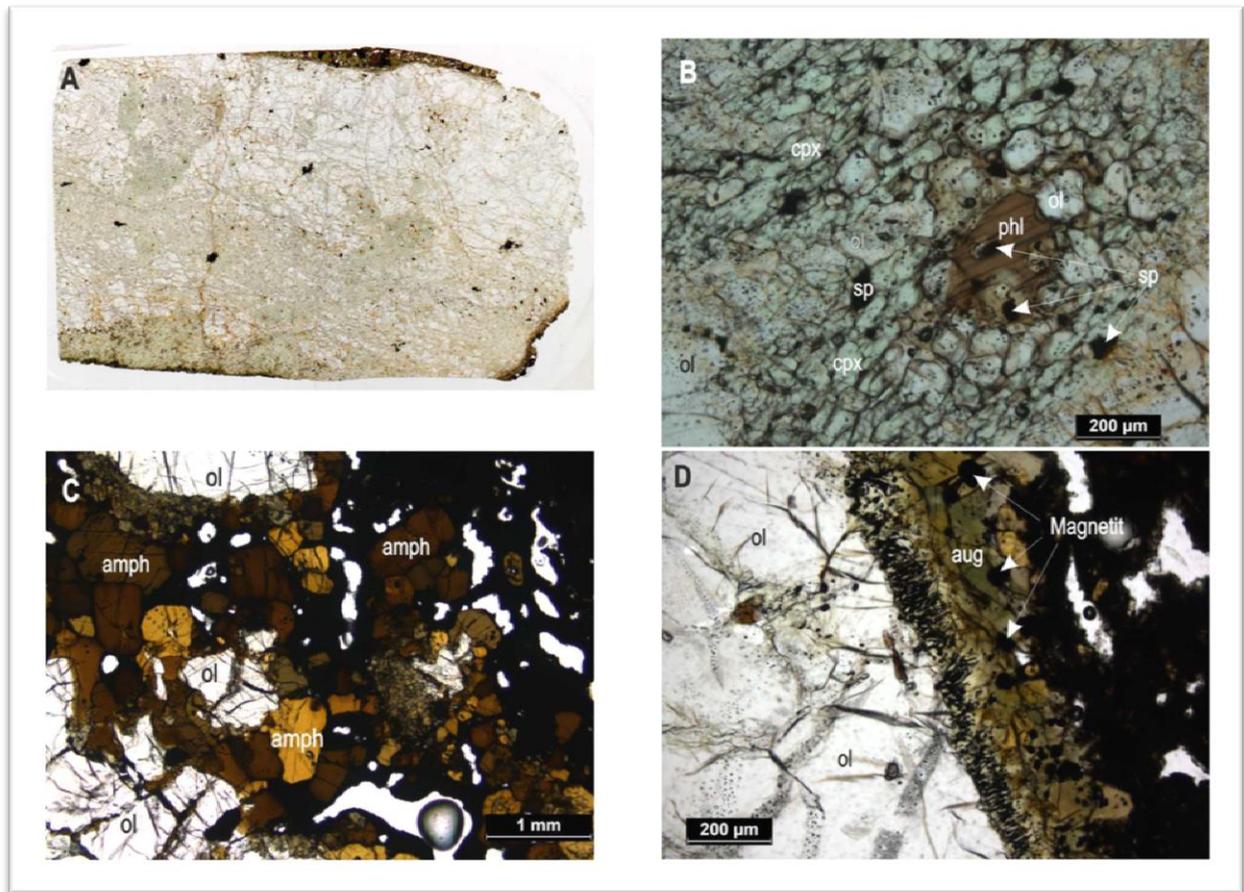


Abbildung 5.9: Schmelzreaktionen und Reaktionssaum. A: Dünnschliff-Scan LP507. B: Phlogopit inmitten fein-körnigem Klinopyroxen (LP507). C: Amphibol-Reaktionszone zwischen Basalt und Peridotit. (LP86). D: Reaktionszone bestehend aus Titan-Augit und Titanomagnetit. (LP7-12). Abkürzungen: ol = Olivin, cpx = Klinopyroxen, phl = Phlogopit, sp = Spinell, amph = Amphibol, aug = Augit

6 Mineralchemie

Im vorliegenden Kapitel wird die chemische Zusammensetzung der primären und sekundären Mineralphasen dargestellt. Wie bereits im dritten Kapitel beschrieben, wurde diese mit Hilfe der Elektronenstrahlmikrosonde bestimmt. Als erstes werden die Hauptphasen in Erdmantelperidotiten, Olivin, Ortho- und Klinopyroxen sowie Spinell, beschrieben. Anschließend folgen die wasserhaltigen Minerale Amphibol und Phlogopit, die mit Apatit, Häüyn und den Sulfiden als *metasomatische Mineralphasen* zusammengefasst sind.

6.1 Olivin

Die Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der Olivine ist in den Tabellen 6.2 – 6.9 aufgelistet.

Olivin ist als Hauptbestandteil des oberen Erdmantels ein wichtiges gesteinsbildende Mineral und vor allem in ultrabasischen und basischen Magmatiten anzutreffen. Olivine gehören zur Mineralgruppe der Insel- oder Nesosilikate, d.h. ihre Kristallstruktur ist durch isolierte SiO_4 -Tetraeder charakterisiert. Diese sind fast ausschließlich mit zweiwertigen Kationen, vornehmlich Magnesium und Eisen, in den oktaedrischen Zwischenlücken verbunden. In den (Mg,Fe)-Olivinen besteht eine durchgehende Mischreihe zwischen dem eisenreichen Fayalit und dem magnesiumreichen Forsterit, deren Zusammensetzung mit dem Forsteritgehalt angegeben wird. Das Endglied Fayalit hat demnach einen Forsteritgehalt von 0 – 10 und Forsterit 90 – 100 (Deer et al., 2001a).

Anders als in Silikaten üblich, wird das Silizium im Olivin nicht durch Aluminium ersetzt, sodass die vereinfachte Summenformel mit $(\text{Mg,Fe}^{2+})_2[\text{SiO}_4]$ angegeben werden kann. Magnesium und Eisen können jedoch in geringem Ausmaß mit Nickel, Chrom, Mangan und Calcium substituiert werden, wobei Fayalit vorwiegend Mangan und Calcium, Forsterit eher Chrom und Nickel enthalten. Der Cr_2O_3 -Gehalt liegt im Olivin normalerweise bei ca. 0,05 Gew.%, wohingegen NiO in ultrabasischen Gesteinen 0,24 – 0,46 Gew.% erreichen kann (Deer et al., 2001a).

6.1.1 Primäre Olivinphasen

Die Formelberechnung weist die Olivine in den Erdmantelxenolithen von La Palma als Forsterite aus, wobei der Forsteritgehalt ($\text{Fo} = \text{molar MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}_{\text{tot}}) * 100$) im Kristallkern aller untersuchten primären Olivine zwischen 89,3 – 91,7 schwankt. Der MgO-Anteil liegt dabei zwischen 48,00 – 50,42 Gew.%, der FeO-Anteil beträgt 8,16 – 10,32 Gew.%. Trotz der großen Spannweite des Forsteritgehaltes über alle Proben ist dieser innerhalb der einzelnen Xenolithe sehr einheitlich. Die höheren Fo-Werte in den Erdmantelperidotiten weisen auf eine deutliche Verarmung des Gesteins an den

basischen Komponenten hin. Alle primäre Olivine zeigen eine NiO-Konzentration von 0,28 – 0,42 Gew.% (Tabelle 6.1).

Die Kernmessungen von primären Olivinen in den Harzburgiten zeigen bezüglich des Fo-Gehaltes zwei Trends; drei Gesteinsproben (LP1-12, LP5-12 und LP7-12) weisen einen Fo-Gehalt von 90,0 – 90,4 % und eine NiO-Konzentration zwischen 0,31 – 0,39 Gew.% auf. Die primären Olivinkerne aller anderen Harzburgite zeigen einen deutlich höheren Fo-Gehalt von 90,7 %. Die NiO-Konzentration ist in dieser zweiten Gruppe mit 0,37 – 0,42 Gew.% ebenfalls höher als in der ersten Gruppe. Der Fo-Gehalt in den primären Olivinen im untersuchten Lherzolith ist mit 89,6 – 89,8 % geringer als in den Harzburgiten, wohingegen die NiO-Konzentration sehr einheitlich mit rund 0,37 Gew.% ist.

Die primären Olivine der Dunite können aufgrund ihres Forsteritgehaltes in vier Gruppen unterteilt werden. Der Häüyn-führende Dunit LP86 hat mit durchschnittlich 89,6 % den geringsten Forsteritgehalt. Die zweite Gruppe umfasst die beiden phlogopitreichen Dunite LP3-12 und LP515, in denen die Olivine im Kern einen etwas höheren Fo-Gehalt von rund 90,3 % zeigen. Die letzten beiden Dunitgruppen sind in ihrer Zusammensetzung relativ ähnlich. Die dritte Gruppe an primären Olivinen (Dunite LP501 und LP516) weist im Kristallkern einen mittleren Fo-Gehalt von 90,9 % auf, während jener der vierten Gruppe (LP509) mit Fo 91,2 % im Olivinkern knapp darüber liegt. Der NiO-Gehalt ist im Dunit LP86 sehr einheitlich bei 0,33 Gew.%. In allen anderen Duniten ist er zum einen merklich höher als im Dunit LP86, zum anderen variiert er über einen größeren Bereich zwischen 0,35 – 0,41 Gew.%.

Die primären Olivine im zusammengesetzten Erdmantelxenolith LP507 (*composite* Xenolith) haben im Peridotitteil eine sehr homogene Zusammensetzung, wobei der Fo-Gehalt bei 90,3 % liegt. Der NiO-Gehalt beträgt 0,32 Gew.%.

Die Randzonen der primären Olivine weichen in ihrer Zusammensetzung kaum von jener der Kristallkerne ab und liegen innerhalb der statistischen Varianz.

6.1.2 Sekundäre Olivinphasen

Die sekundären Olivinphasen zeigen eine weitaus größere Variation in ihrer Zusammensetzung, wobei sie meistens ähnliche Oxidwerte und Forsteritgehalt aufweisen wie die primären Phasen. Des Weiteren ist bei den sekundären Olivinen zwischen jenen, die durch Fluide und/oder Schmelze eine chemische Änderung erfuhren, jedoch petrographisch den primären Olivinen gleichen, von jenen zu unterscheiden, die durch Reaktion mit infiltrierender Schmelze (re-)kristallisierten. Erstgenannte zeigen im Allgemeinen einen geringeren Forsteritgehalt als die primären Olivine, sie sind also eisenreicher. Bei Letzteren reicht der Forsteritgehalt über ein breites Spektrum und liegt dabei sowohl unterhalb als auch über jenem der primären Olivine.

Die Kernmessungen der alterierten Olivine in den Harzburgiten zeigen hinsichtlich des Fo-Gehalts wie bei den primären Olivinen eine Zweiteilung. Die erste Gruppe hat mit 89,9 – 90,2 % einen deutlich geringeren Fo-Gehalt als die zweite Gruppe, die mit Fo 90,4 – 91,4 % zudem ein vergleichsweise breites Spektrum aufweist. Der mittlere Fo-Gehalt der veränderten Olivine im Häüyn-führenden Dunit LP86 beträgt 89,2 %. Im Gegensatz dazu zeigen die sekundären Olivine in den restlichen Duniten einen wesentlich höheren Fo-Gehalt von 89,7 – 91,0 %. Die NiO-Konzentration in den alterierten Olivinen ist mit jener der primären Olivinen vergleichbar und variiert zwischen 0,27 – 0,43 Gew.%.

Die zwei rekristallisierten Erdmantelxenolithe LP9-12 und LP502 zeigen in ihren Matrix-Olivinen ähnliche Fo-Werte von 89,8 – 90,4 % wie die primären Olivine der Harzburgite. Der NiO-Gehalt weicht mit 0,28 – 0,41 Gew.% ebenfalls wenig von den Werten in den primären Olivinen der Harzburgite ab. Daraus kann angenommen werden, dass die Olivine in diesen Xenolithen während des Rekristallisationsprozesses nur geringfügig chemisch verändert wurden.

Sekundär (re-)kristallisierte Olivine befinden sich in Schmelzadern, Schmelztaschen („*melt pockets*“), Gängen und in Verbindung mit dem Zerfall des Orthopyroxens („*orthopyroxen-breakdown*“). Diese Gruppe kann auch eine eventuelle dritte Generation an Olivinen darstellen, obwohl dies ihre chemische Zusammensetzung nicht vermuten lässt.

Sekundäre Olivine, die durch den Orthopyroxen-Zerfall gebildet wurden, zeigen aufgrund der höheren MgO-Konzentration einen höheren Fo-Gehalt als primäre Olivine. Dieser liegt in den Olivinkernen der Harzburgite und des Lherzolits zwischen 89,7 – 91,8 % (Tabelle 6.4).

Sekundär gebildete Olivine in Schmelzadern und Schmelztaschen haben allgemein einen Fo-Gehalt von 89,7 – 91,5 % (Tabellen 6.5 und 6.6). Allerdings zeigen Olivine in einigen Duniten und im Lherzolit mitunter starke Abweichungen. Der Fo-Gehalt in den sekundär gebildeten Olivinen in den Schmelzadern des Häüyn-führenden Dunits LP86 beträgt durchschnittlich 89,4 %. Im Dunit LP516 weisen einige Olivine in Schmelzadern sogar einen Fo-Gehalt von 92,2 – 93,8 % auf, während Olivine in einer Schmelztasche im Lherzolit nur rund 88,3 % Forsterit enthalten. Letzteres könnte auf einen Einfluss des Basalts hindeuten, da diese Schmelztasche sich in unmittelbarer Nähe zur Reaktionszone zwischen Basalt und Xenolith befindet.

Der zusammengesetzte Erdmantelxenolith LP507 (*composite* Xenolith), der Dunit LP515 und der amphibolführende Wehrlit LP4-12 bilden weitere Ausnahmefälle hinsichtlich des Chemismus der sekundär kristallisierten Olivine. So zeigt der composite Xenolith bei den sekundären Olivinen in den Schmelzadern fünf verschiedene Fo-Zusammensetzungen (Diagramm 6.1 A), die jeweils im Durchschnitt 88,6 %; 89,6 %; 90,2 %, 90,6 % und 90,8 % betragen.

Sekundär entstandene Olivine im Phlogopit-Gang des Dunit LP515 zeigen einen Fo-Gehalt zwischen 88,5 – 89,7 %. Beachtenswert ist der relativ hohe MnO-Gehalt von maximal 0,25 Gew.%.

Der Olivengang durch den Lherzolith wird von sekundären Olivinen mit der Fo-Zusammensetzung von 89,6 – 90,1 % gebildet, während jene in den Pyroxen-Gängen der Harzburgite LP7-12 und LP8-12 vorkommenden sekundäre Olivine einen Fo-Gehalt von 89,9 – 91,2 % bzw. 91,3 – 91,7 % zeigen.

Die NiO-Konzentration variiert allgemein in den sekundären Olivinen in Schmelzadern und meltpockets zwischen 0,23 – 0,44 Gew.% (Tabelle 6.7).

Die feinkörnigen Olivine im amphibolführenden Wehrlit LP4-12 zeigen in ihrer Zusammensetzung eine Zweiteilung (Diagramm 6.1 B). Der Fo-Gehalt in den Olivinen rechts vom Amphibolgang (Abbildung 6.2) ist mit 87,3 – 88,8 % der höchste in dieser Gesteinsprobe. Die NiO-Konzentration ist mit 0,34 – 0,36 Gew.% ebenfalls am höchsten. Olivine in unmittelbarer Nähe zum Amphibolgang erreichen einen Fo-Gehalt von 86,6 %. Die sekundären Olivine im Amphibolgang und links davon (Abbildung 6.2) weisen eine Fo-Zusammensetzung von 82,6 – 85,7 % auf. Die NiO-Konzentration schwankt zwischen 0,22 – 0,33 Gew.% (Tabelle 6.8).

Obwohl die Kristallränder der sekundären Olivine oft abweichende Konzentrationen bei den Oxiden und der Mg# zeigen, liegen diese dennoch innerhalb der oben aufgelisteten Bereiche.

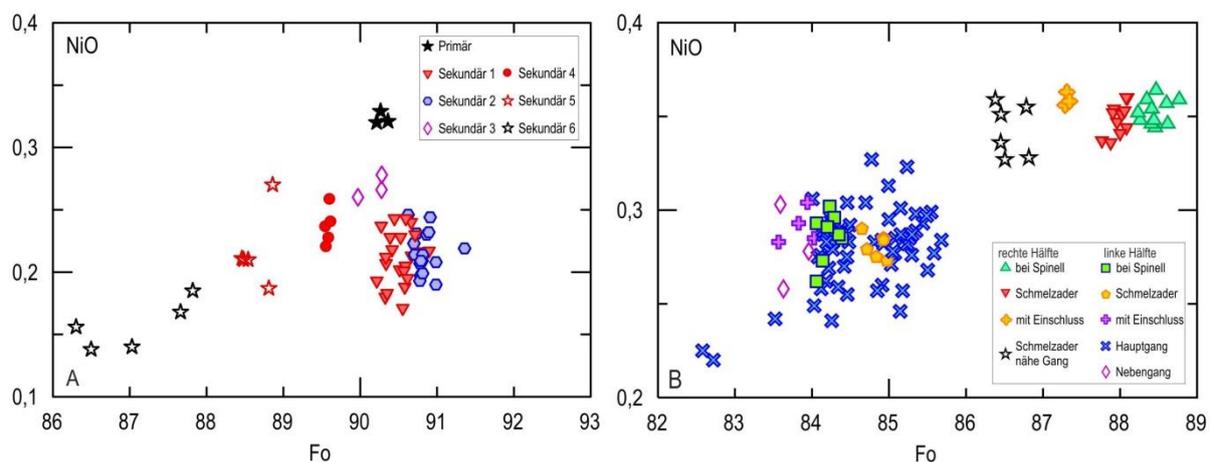


Diagramm 6.1: Forsterit- und NiO-Gehalt in Olivinen des zusammengesetzten Erdmantelxenoliths LP507 (A) und im amphibolführenden Wehrlit LP4-12 (B). In diesem Dunit sind die Olivine bei den Spinellen poikilitisch von Klinopyroxen umschlossen. Des Weiteren weisen fast alle Olivine im Dunit Einschlüsse von Klinopyroxen, Phlogopit und Amphibol auf.

6.2 Orthopyroxen

Die Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der Orthopyroxene ist in den Tabellen 6.10 – 6.14 zusammengefasst.

Pyroxene sind eine große Gruppe von Ketten- oder Inosilikate, charakterisiert durch theoretisch endlose Ketten von eckenverknüpften SiO_4 -Tetraedern. Die Tetraeder sind dabei so versetzt, dass sie sechsfach koordinierte Oktaeder und achtfach koordinierte Polyeder bilden, die Platz für unterschiedliche Kationen bieten. Hierbei dominieren vor allem die zweiwertigen Kationen Mg, Fe, Ca und Mn, allerdings kommen durch gekoppelte Substitutionen auch dreiwertige Kationen wie Al, Fe, Ti, Cr und andere sowie einwertiges Na oder Li vor. Die Tetraeder-Position wird vorwiegend mit Si und Al, selten auch Ti besetzt. Die Zusammensetzung der Pyroxene lässt sich mit der vereinfachten Summenformel $\text{M}_1\text{M}_2\text{T}_2\text{O}_6$ beschreiben. Generell lassen sich die Pyroxene in drei Gruppen unterteilen (Deer et al., 2001b):

- 1) Magnesium-Eisen-Pyroxene, die sowohl orthorhombische als auch monokline Symmetrie aufweisen
- 2) Calcium-Pyroxene, die ausschließlich monoklin kristallisieren
- 3) Natrium-Pyroxene, die ebenfalls nur mit monokliner Symmetrie vorhanden sind.

Daneben wird noch zwischen die selten auftretenden Calcium-Natrium-Pyroxene und Lithium-Pyroxene unterschieden.

Die Orthopyroxene bilden zwischen dem magnesiumreichen Enstatit und dem eisenreichen Ferrosilit eine durchgehenden Mischreihe. Alle Orthopyroxene in den Gesteinsproben von La Palma liegen im Enstatitbereich (Abbildung 6.1), wobei der Enstatitanteil im Allgemeinen zwischen 87,78 – 92,01 % schwankt, während die Mg# (molar $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$) zwischen 0,90 – 0,93 variiert.

Petrographisch können die Enstatite in drei Gruppen unterteilt werden. Zum einen jene Enstatite, die nur am Kristallrand Zerfallserscheinungen als Reaktion mit eindringender Schmelze zeigen (Tabellen 6.9 und 6.10), und als zweite Gruppe Enstatite, die in ihrem Kristallkern durch Entmischungslamellen charakterisiert sind (Tabelle 6.11). Die dritte Gruppe umfasst sekundäre Orthopyroxene, die rekristallisiert in Schmelztaschen oder in den Schmelzgängen der Harzburgite LP7-12 und LP8-12 vorhanden sind (Tabellen 6.12 und 6.13). Des Weiteren existieren auch Orthopyroxeneinschlüsse in Olivin und Klinopyroxen. Die chemische Zusammensetzung der Enstatite ist jedoch sehr homogen, und unterscheiden sich nur hinsichtlich des Al_2O_3 -Gehaltes bei den Enstatiten mit Entmischungslamellen im Kern, der in diesen zwischen 1,05 – 2,42 Gew.% liegt, während er sowohl in den primären als auch bei den sekundären Enstatiten von 0,06 – 0,89 Gew.% reicht. Daneben zeigt der CaO-Gehalt in den einzelnen Gruppen eine geringfügige Variation, wobei primäre Enstatite einen mittleren CaO-Gehalt von

0,82 Gew.%, und die Sekundären mit gemittelten 0,93 Gew.% die höchste CaO-Konzentration aufweisen.

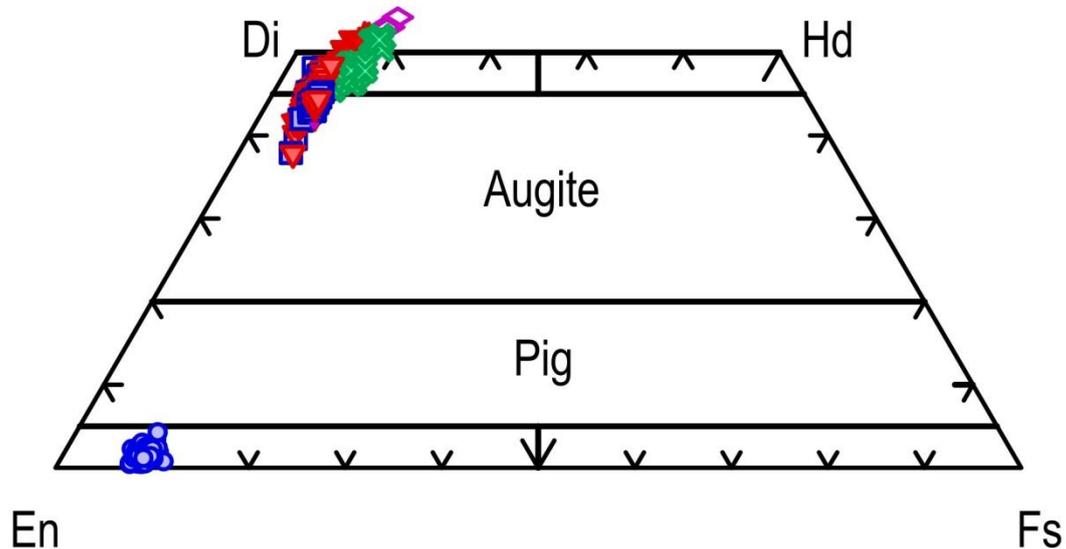


Abbildung 6.1: Klassifikation der Pyroxene in einem quaternären Diagramm. Abkürzungen: En = Enstatit, Di = Diopsid, Hd = Hedenbergit, Fs = Ferrosilit, Pig = Pigeonit. Jene Klinopyroxene, die oberhalb der Di-Hd-Linie liegen, sind Eisen-Aluminium-Diopside (früherer Name: Fassaite), mit über 50 % Wollastonit-Anteil. Weitere Erläuterungen im Text.

6.3 Klinopyroxen

Die in Tabellen 6.15 bis 6.26 aufgelistete chemische Zusammensetzung der calciumreichen Klinopyroxene einschließlich der Formelberechnung verdeutlichen, dass es sich hierbei sowohl um magnesiumreiche Augite (vormals Endiopside) als auch um Diopside handelt. Die Klinopyroxene lassen sich somit im Enstatit-Wollastonit-Ferrosilit-System (En-Wo-Fs-System) darstellen (Abbildung 6.1). Des Weiteren befinden sich in den Schmelzadern des Häüyn-führenden Dunits LP86, im amphibolführenden Wehrlit sowie entlang der Phlogopit-Gänge im Dunit LP515 auch Eisen-Aluminium-Diopside, ehemals Fassaite (Abbildung 6.1). Die Mineralbezeichnungen *Endiopsid* und *Fassait* wurden bereits 1988 von der *International Mineralogical Association* (IMA) gestrichen (Morimoto et al., 1988), wenngleich Deer et al. (2001b) beide Mineralnamen auflisten und näher beschreiben. Daher werden beide Bezeichnungen auch in diesem Kapitel verwendet. Aufgrund eines Cr_2O_3 -Gehaltes von über 0,5 Gew.% handelt es sich bei den Klinopyroxene überwiegend um Chrom-Diopside und chromreiche Endiopside. Die Nomenklatur der Klinopyroxene beruht auf den Ergebnissen der Arbeitsgruppe unter N. Morimoto (1988 und 1989).

Im Gegensatz zu den anderen gesteinsbildenden Mineralen wurden alle untersuchten Klinopyroxene sekundär gebildet. Ein Kristall im Dunit LP509 zeigt jedoch petrographische Merkmale eines primären

Klinopyroxens in Korngröße und Entmischungslammellen von Enstatit im Kern. Die chemische Zusammensetzung dieses primären Chrom-Diopsids ist sehr homogen mit einer Mg# (molare $MgO/(MgO+FeO)$) von 0,93. Magnesium, Calcium und Eisen verteilen sich prozentuell auf $En_{48,6-50,0}-Wo_{45,8-47,2}-Fs_{3,9-4,2}$. Der CaO-Gehalt liegt bei rund 22,71 Gew.% und die Cr_2O_3 -Konzentration beträgt 1,27 Gew.%.

Der Chemismus der Diopside, Chrom-Diopside und Endiopside der sekundär gebildeten Klinopyroxene ist in allen Gesteinsproben, ausgenommen in den Duniten LP86 und LP515 sowie im Wehrlit LP4-12, sehr einheitlich. Die Mg# bewegt sich zwischen 0,90 – 0,95, allerdings ist der MgO-Gehalt in den Endiopsiden mit 16,81 – 20,37 Gew. % etwas höher als in den Diopsiden und Cr-Diopsiden (16,30 – 18,29 Gew.%). Dagegen zeigen Diopside und Cr-Diopside, verglichen mit Endiopside, einen durchschnittlich höheren Anteil an CaO (21,05 – 24,47 Gew.% bzw. 18,99 – 22,57 Gew.%) und Al_2O_3 (0,40 – 3,20 Gew.% respektive 0,22 – 1,92 Gew.%).

Auffallend ist ferner, dass die Klinopyroxene im Lherzolit in ihrer Zusammensetzung im Schnitt homogener sind als jene in den Harzburgiten und Duniten. So zeigen Diopside und Cr-Diopside in den Harzburgiten, in den Duniten, in den rekristallisierten und im zusammengesetzten Erdmantelxenolithen (LP9-12, LP502, LP507) eine Zusammensetzung von $En_{47,2-51,3}-Wo_{45,0-48,7}-Fs_{2,7-5,2}$, während Cr-Diopside des Lherzoliths eine Zusammensetzung von $En_{48,5-49,5}-Wo_{45,1-46,4}-Fs_{5,1-5,4}$ aufweisen. Die chemische Zusammensetzung der Endiopside beträgt in den erstgenannten Gesteinsproben $En_{50,0-56,5}-Wo_{37,8-45,0}-Fs_{3,7-5,7}$ und im Lherzolit $En_{49,9-51,8}-Wo_{43,2-45,0}-Fs_{4,7-5,6}$.

Der Häüyn-führende Dunit LP86, der Dunit LP515 mit Phlogopit-Gängen und der amphibolführende Wehrlit LP4-12 fallen besonders hinsichtlich des Al_2O_3 - und des TiO_2 -Gehaltes auf. Diese Oxide zeigen eine große Spannweite, wobei die Konzentration mit steigender Mg# abnimmt (Diagramm 6.2 A und B). Der Al_2O_3 -Gehalt schwankt in diesen drei Gesteinsproben zwischen 0,54 – 9,48 Gew.%, während der TiO_2 -Gehalt bis 4,04 Gew.% reicht. Bei den Klinopyroxenen handelt es sich vorwiegend um Cr-Diopside und Fassaite, wobei in den Phlogopit- und Amphibol-Gängen auch Diopside anzutreffen sind. Als Eisen-Aluminium-Diopside weisen die Fassaite eine höhere Konzentration an Al_2O_3 und FeO auf als die Diopside, und damit auch eine geringere Mg#.

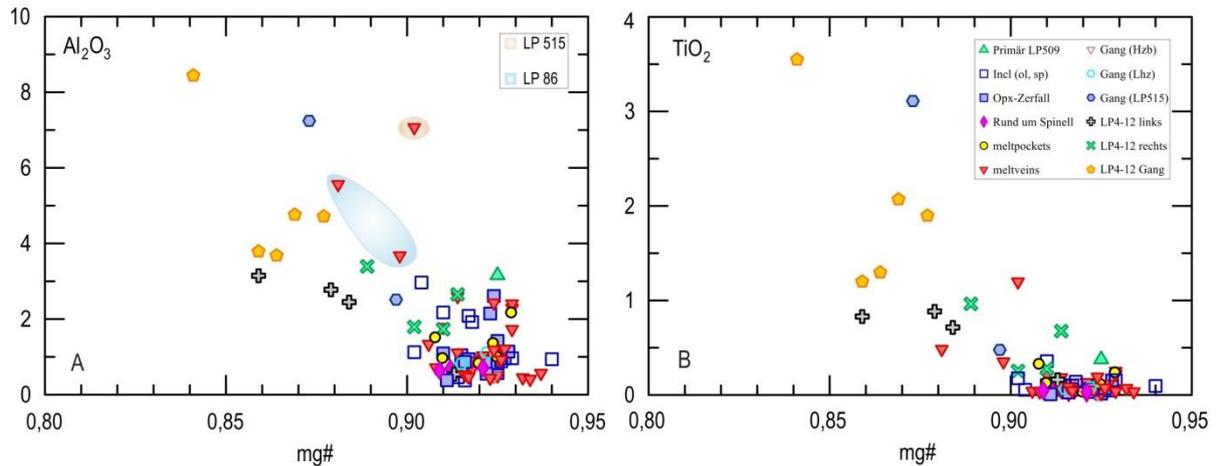


Diagramm 6.2: Mg# (molare $MgO/(MgO+FeO)$) der Klinopyroxene gegen Al_2O_3 , TiO_2 und Cr_2O_3 . Wie im Text ausführlich beschrieben, zeigen Klinopyroxene in Verbindung mit Amphibole im Wehrlit LP4-12 sowie in den Duniten LP515 und LP86 eine geringere Mg# von unter 0,90 als Klinopyroxene in den Schmelzadern der restlichen Gesteinsproben.

Die Mg# im Häüyn-führenden Dunit LP86 bewegt sich in den Cr-Diopsiden zwischen 0,89 - 0,91 und in den Fassaiten von 0,86 – 0,90. Die chemische Zusammensetzung der Cr-Diopside besteht aus $En_{44,4-47,0}-Wo_{47,9-49,9}-Fs_{4,9-5,8}$, während die der Fassaite aus $En_{41,6-44,8}-Wo_{50,1-51,9}-Fs_{4,9-6,6}$.

Die Klinopyroxene in den Schmelzadern im Dunit LP515 und jene in den Phlogopit-Gängen zeigen unterschiedliche Zusammensetzungen. Zusätzlich zu den Fassaiten, die im gesamten Gestein anzutreffen sind, befinden sich in den Schmelzadern auch Cr-Diopside und in den Phlogopit-Gängen Diopside. Die Mg# in den Klinopyroxenen in den Schmelzadern ist generell höher als in jenen in den Phlogopit-Gängen und beträgt für die Cr-Diopside zwischen 0,90 – 0,92, während sie in den Diopsiden zwischen 0,87 – 0,91 variiert. Die Fassaite in den Schmelzadern weisen eine einheitliche Mg# von 0,90 auf, diese schwankt jedoch in den Fassaiten in den Phlogopit-Gängen zwischen 0,85 – 0,89.

Die Diopside in den Phlogopit-Gängen bestehen aus $En_{45,7-49,4}-Wo_{45,2-48,7}-Fs_{5,1-7,2}$, während die Cr-Diopside in den Schmelzadern aus $En_{46,5-49,6}-Wo_{45,9-48,5}-Fs_{4,2-5,4}$ zusammengesetzt sind. Die Fassaite zeigen ebenfalls eine geringe Variation an $En_{43,4-45,0}-Wo_{50,4-51,6}-Fs_{4,6-5,1}$ in den Schmelzadern sowie $En_{41,2-44,3}-Wo_{50,2-51,4}-Fs_{5,5-7,4}$ in den Phlogopit-Gängen.

Die Klinopyroxene im amphibolführenden Wehrlit LP4-12 zeigen im Amphibolgang sowie rechts davon (Abbildung 6.2) unterschiedliche MgO- und FeO-Konzentrationen, obgleich diese nicht so stark ausgeprägt sind wie bei den Olivinen und weiter unten bei den Amphibolen. Aufgrund der chemischen Zusammensetzung sind fast ausschließlich Cr-Diopside im Amphibolführenden Dunit anzutreffen, nur im Amphibolgang befinden sich vereinzelt Diopside und einige Fassaite. Die Diopside und Cr-Diopside weisen dabei eine Zusammensetzung von $En_{43,6-50,6}-Wo_{45,1-48,8}-Fs_{4,3-8,2}$ auf, und die Fassaite $En_{40,1-41,7-52}$

$Wo_{50,3-52,0}-Fs_{7,0-8,7}$. Die Mg# in der rechten Gesteinshälfte in Abbildung 6.2 ist mit 0,90 – 0,92 höher als jene in der linken Hälfte mit 0,86 – 0,90 bzw. der Mg# in den Diopsiden und Cr-Diopsiden im Amphibolgang mit 0,85 – 0,89. Die Mg# der Fassaite ist mit 0,83 – 0,86 dagegen etwas geringer.

Die Fassaite sowie einige Diopside und Cr-Diopside unterscheiden sich petrographisch von den restlichen Klinopyroxenen im Wehrlit LP4-12, da diese in Schmelzgläsern liegen, die sich in den Randzonen des Amphibolanges befinden. Diese Klinopyroxene unterscheiden sich hauptsächlich durch die höhere TiO_2 -Konzentration von 1,62 – 2,29 Gew.% in den Diopsiden und Cr-Diopsiden und 2,95 – 4,04 Gew.% in den Fassaiten von den restlichen Diopsiden und Cr-Diopsiden, die einen TiO_2 -Gehalt von 0,25 – 1,83 Gew.% aufweisen (Diagramm 6.2 B). Die Al_2O_3 -Konzentration ist in den Diopsiden und Cr-Diopsiden in den Schmelzgläsern ebenfalls mit 4,02 – 5,35 Gew.% höher, verglichen mit 0,97 – 4,84 Gew.% in den Klinopyroxenen im Amphibolgang (Diagramm 6.2 A).

6.4 Spinell

Die chemische Zusammensetzung der Spinelle ist in den Tabelle 6.27 – 6.35 dargestellt.

Spinelle bilden eine chemisch komplexe Oxidgruppe mit einer kubisch dichtgepackten Struktur, deren Chemismus sich mit der allgemeinen Summenformel $A^{2+}B_2^{3+}O_4$ vereinfachen lässt. Die häufigsten Elemente in der A-Position sind Mg, Fe^{2+} , Zn und Mn, in der B-Position befinden sich zumeist Al, Fe^{3+} , Cr und Ti. Je nach Verfügbarkeit können jedoch weitere Metalle in die Spinellstruktur eingebaut werden. Die Klassifikation und Unterteilung der Spinellgruppe beruht auf dem dominierenden, dreiwertigen Kation, und zwar entweder Aluminium, Eisen oder Chrom (Bowles et al., 2011). Die Spinelle in den Gesteinsproben von La Palma sind sehr chromreich und gehören somit zu der Chrom-Spinell-Serie. Allerdings liegt auch die durchschnittliche Al_2O_3 -Konzentration über 20 Gew.%, und MgO sowie FeO weisen eine ähnliche Konzentration von über 10 Gew.% auf. Aufgrund dieser Zusammensetzung können die Spinelle den eisenreichen Magnesium-Aluminium-Chromiten zugeordnet werden. Unterstützt wird diese Annahme durch die optischen Eigenschaften der Spinelle in den Dünnschliffen: der hohe FeO-Gehalt verursacht die opake Erscheinung, wobei die seltenen ausgedünnten Ränder eine rotbraune Färbung erkennen lassen (Bowles et al., 2011).

Die primären Spinelle sind in ihren Kristallkernen sehr homogen. Die Cr# (molarer $Cr_2O_3/(Cr_2O_3/Al_2O_3)$) beträgt in den primären Spinellen der Harzburgite, Duniten und des untersuchten Lherzoliths 0,50 – 0,63. Hingegen zeigen primäre Spinelle in den rekristallisierten Xenolithen und im zusammengesetzten Xenolith (LP9-12, LP502 und LP507) eine mittlere Cr# von 0,63, wobei der Al_2O_3 -Gehalt mit durchschnittlich 16,76 Gew.% deutlich geringer ist als in den primären Spinellen der restlichen Gesteinsproben (17,57 – 25,62 Gew.%) (Tabellen 6.26 und 6.27).

Bei den sekundären Spinellen ist wie bei den Olivinen zwischen jenen zu unterscheiden, die eine metasomatische Überprägung erfahren haben von jenen, die in Schmelzadern oder im Zuge des Orthopyroxen-Zerfalls kristallisiert sind. Generell zeigen sekundäre Spinelle eine höhere Cr# als die Primären, bedingt durch eine höhere Cr₂O₃-Konzentration.

Überprägte Spinelle weisen im Allgemeinen eine Cr# von 0,60 – 0,88 auf, nur in den Duniten schwankt diese zwischen 0,48 – 0,74. Demgegenüber zeigen sekundäre Spinelle in Schmelzadern und in Verbindung mit Orthopyroxenen mit Cr# 0,29 – 0,94 eine große Spannweite, dabei weisen letztere mit bis zu 62,55 Gew.% Cr₂O₃ die höchste Konzentration an Chrom auf.

Spinelle im amphibolführenden Wehrlit LP4-12 zeigen, wie schon bei den Olivinen und Klinopyroxenen beobachtet, Unterschiede zwischen jene im Amphibolgang und zu dessen beiderlei Seiten hinsichtlich der Mg# und der Cr#. Obwohl beide Parameter im Gestein von rechts nach links (Abbildung 6.2) abnehmen, ist dies bei der Cr# nicht so offensichtlich. Die Mg# reicht im überprägten Spinell in der rechten Hälfte von 0,53 -0,58 und in den sekundären Spinellen in den kleineren Amphiboladern von 0,58 – 0,60. Im Amphibolgang erreicht die Mg# in den Spinellen noch 0,41 – 0,50 und beträgt im alterierten Spinell links vom Gang mittlere 0,44. Die Cr# schwankt in den Spinellen rechts vom Gang zwischen 0,55 – 0,78, in den Gang-Spinellen zwischen 0,50 – 0,63 und liegt in den Spinellen links davon bei 0,61. Allerdings weisen die Spinelle im Amphibolgang den höchste TiO₂-Gehalt von 4,15 – 6,11 Gew.% auf, wogegen dieser im übrigen amphibolführenden Dunit zwischen 2,03 – 3,26 Gew.% liegt (Tabelle 6.33).

Die Gegenüberstellung der Cr# im Spinell mit dem Forsteritgehalt im ko-existierenden Olivin im OSMA-Diagramm nach Arai (1994) (OSMA: Olivine-Spinel-Mantle-Array, Diagramm 6.3) veranschaulicht, dass es sich bei fast allen Erdmantelxenolithen von La Plama um stark verarmte Peridotit-Restite mit einer 20 – 25 %igen Aufschmelzung handeln. Die Verschiebung in Richtung geringerer Fo-Werte im amphibolführenden Wehrlit LP4-12 sowie im häüynführenden Dunit LP86 zeigt ferner die metasomatische Überprägung dieser Gesteine. Wie bereits im Kapitel 6.1.2 beschrieben, liegen Olivine mit einem Fo-Gehalt unter 85 % innerhalb des Amphibolgangs, auf den im nächsten Kapitel näher eingegangen wird.

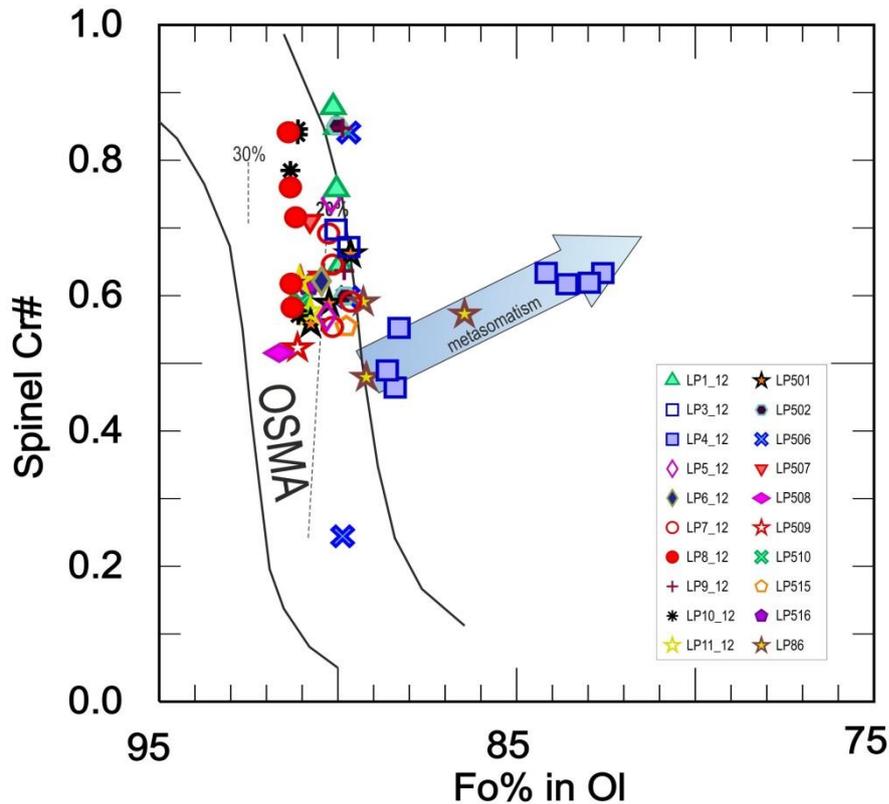


Diagramm 6.3: OSMA-Diagramm nach Arai, 1994. OSMA: Olivine-Spinel-Mantle-Array.

6.5 Metasomatische Mineralphasen

6.5.1 Amphibol

Die Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der Amphibole sind in Tabelle 6.36 und 6.37 aufgelistet.

Die Klassifikation und Nomenklatur der Amphibole erfolgt nach Leak et al. (1997 und 2004) sowie nach Deer et al. (1997). Amphibole sind Doppelkettensilikate in denen zwei SiO_4 -Tetraederketten an ihren Ecken miteinander verbunden sind. Die allgemeine Summenformel lautet $\text{A}_{0-1}\text{B}_2\text{C}_5\text{T}_8\text{O}_{22}(\text{OH},\text{F},\text{Cl})_2$, wobei die Buchstaben A, B, C und T Positionen für Kationen innerhalb der Amphibolstruktur bezeichnen. Allerdings nehmen die verfügbaren Kationen keine beliebige Position ein sondern bevorzugen entsprechend ihrer Atomgröße und Ladung bestimmte Plätze im Kristallgitter. Gemäß der allgemeinen Summenformel werden die Positionen vorwiegend wie folgt besetzt:

- A: Na, K oder Leerstelle
- B: Na, Ca, Mn, Fe^{2+} , ...
- C: Mg, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mn, Ti, $^{[6]}\text{Al}$, ...
- T: Si, $^{[4]}\text{Al}$

Die Einteilung und vier Untergruppen nach Leak et al. (1997 und 2004) beruht auf der Besetzung der B-Position pro Formeleinheit (*apfu: atoms per formula unit*). Diese Gruppen sind

- 1) Eisen-Magnesium-Mangan-Lithium-Amphibole ($\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn}+\text{Li} \geq 1,5$) mit ${}^B(\text{Ca}+\text{Na}) < 1$ apfu
- 2) Calcium-Amphibole, auch Hornblende genannt, mit ${}^B(\text{Ca}+\text{Na}) \geq 1$ apfu sowie $\text{Na}_B < 0,5$ apfu
- 3) Natrium-Calcium-Amphibole mit ${}^B(\text{Ca}+\text{Na}) \geq 1$ apfu, Na_B liegt zwischen 0,5 und 1,5 apfu
- 4) Natrium-Amphibole mit $\text{Na}_B \geq 1,5$ apfu

Die mafischen Anteile betragen bei der zweiten, dritten und vierten Gruppe maximal 0,5 apfu. Seit 2004 gibt es eine fünfte Untergruppe mit den mafischen Komponenten als auch Ca+Na zwischen 0,5 – 1,5 apfu.

Die Amphibole der Probenreihe von La Palma zählen alle zu den Calcium-Amphibolen, weshalb ich hier nur die Nomenklatur dieser Gruppe anführen werde.

Leak et al. (1997) beziehen für die Amphibolnamen in den oben genannten Gruppen nicht nur den Calciumgehalt in der B-Position (gewöhnlich bis zu 1,5 apfu), sondern auch den Alkaligehalt der A-Position wie auch den Anteil an Silizium im Tetraeder mit ein. Auf diese Weise können die Calcium-Amphibole ihrerseits in vier Gruppen unterschieden werden:

- a) Temolit-(Ferro-)Aktinolith-Mischreihe; die Parameter sind Si 8,0 – 5,5 apfu, ${}^A(\text{Na}+\text{K}) < 0,5$ apfu
- b) Cannilloit mit Si 6,5 – 5,5 apfu, ${}^A(\text{Na}+\text{K}) < 0,5$ apfu, und $\text{Ca}^A \geq 0,5$
- c) Hornblende mit Si 7,5 – 4,5 apfu, ${}^A(\text{Na}+\text{K}) \geq 0,5$ apfu und $\text{Ti} < 0,5$ apfu
- d) Kaersutit mit Si 6,5 – 5,5 apfu, ${}^A(\text{Na}+\text{K}) \geq 0,5$ apfu und $\text{Ti} \geq 0,5$ apfu

Mittels Strukturberechnung der Amphibole in den Proben, basierend auf 23 Sauerstoffatomen, wurden diese als Hornblende, genauer als Pargasit und Hastingsit, und Kaersutit identifiziert (Diagramm 6.4).

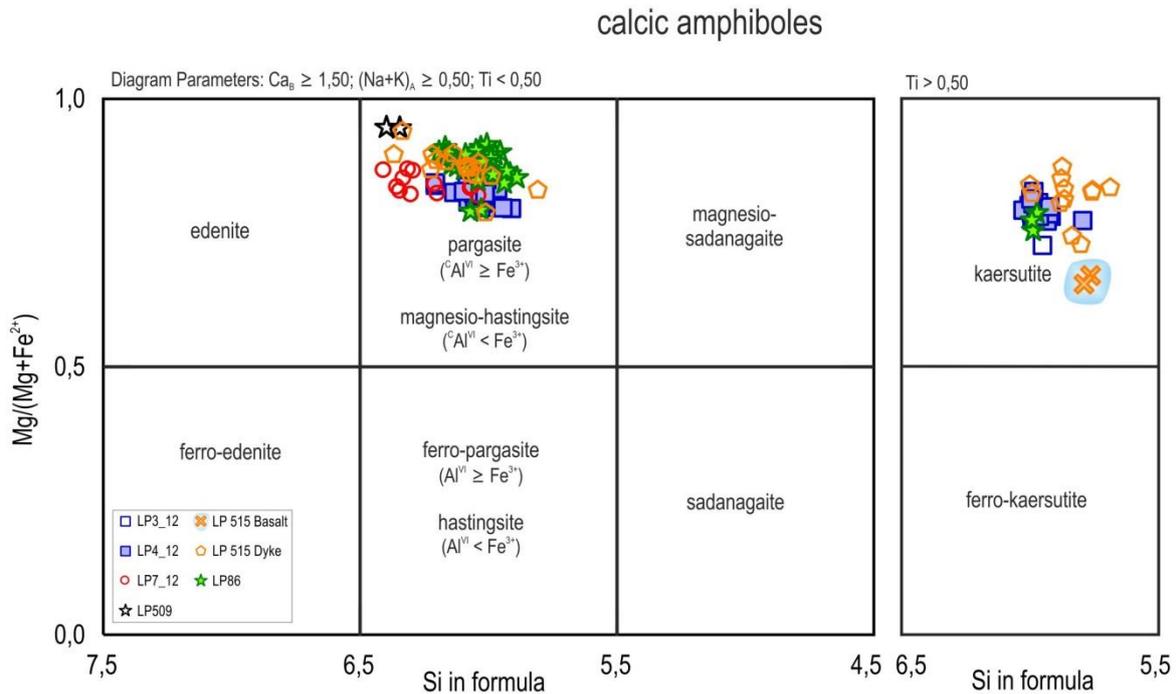


Diagramm 6.4: Klassifikation der Calcium-Amphibole nach Leake et al. (1997).

Pargasite und Hastingsite werden durch den Anteil an ^{VI}Al und Fe^{3+} an der C-Position im Kristallgitter unterschieden; Pargasite enthalten weniger oder gleich viel Eisen-III als Aluminium, während Hastingsite einen höheren Fe^{3+} -Gehalt als ^{VI}Al aufweisen. Deer et al. (1997) führt die idealisierte Summenformel von Pargasit, Hastingsit und Kaersutit wie folgt an:

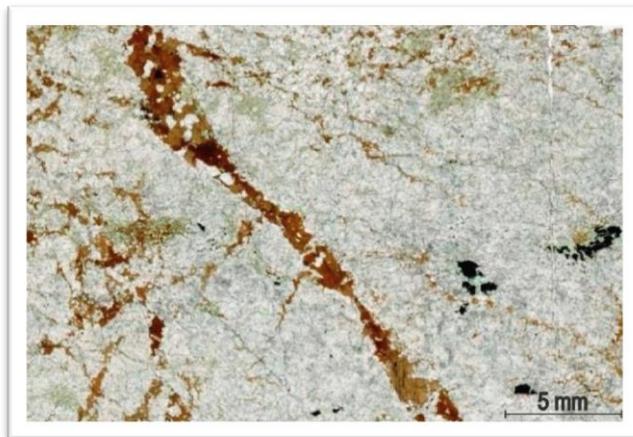
- Pargasit $NaCa_2(Mg,Fe^{2+})_4Al[Si_6Al_2O_{22}](OH)_2$
- Hastingsit $NaCa_2(Mg,Fe^{2+})_4(Fe^{3+},Al)[Si_6Al_2O_{22}](OH)_2$
- Kaersutit $NaCa_2(Mg,Fe^{2+},Fe^{3+})_4Ti[Si_6Al_2O_{22}](O,OH,F)_2$

Amphibole kommen in den Proben von La Palma hauptsächlich in den Duniten LP515 und LP86 sowie im Wehrlit LP4-12 vor. Des Weiteren finden sich im Harzburgit LP7-12 und im Dunit LP3-12 in der Reaktionszone zwischen Basalt und Xenolith Amphibolkristalle. Die chemische Zusammensetzung der Amphibole in den letztgenannten Vorkommen unterscheidet sich nicht wesentlich von jenen der erstgenannten. Der Aluminiumgehalt der Amphibole des Harzburgits ist mit durchschnittlich 10,70 Gew.% im Kern geringer als in allen anderen untersuchten Erdmantelxenolithen. Bei diesen Amphibolen handelt es sich größtenteils um Hastingsite. Daneben kommen im Reaktionssaum des Harzburgits auch Pargasite vor, während im Dunit LP3-12 Kaersutite vorliegen. Die Mg# im Reaktionssaum beträgt im Kern zwischen 0,73 – 0,84; die Hastingsite weisen dabei die höchste Mg# auf. Der Al_2O_3 -Gehalt der Kernmessung liegt zwischen 10,70 – 12,71 Gew.% und der CaO-Gehalt zwischen 11,61 und 12,03

Gew.%. Der Alkaligehalt variiert zwischen 3,73 – 3,90 Gew.%. Die Randmessungen zeigen nur eine geringe Abweichung.

6.5.1.1 Amphibole in Wehrlit LP4-12

Die meisten Amphibole im Dunit sind Pargasite, im Hauptgang sowie links davon befinden sich auch Kaersutite. Auffallend ist, dass die Mg# die Amphibole in zwei Gruppen unterteilt (Diagramm 6.5), welche sich auch räumlich im Dünnschliff zuordnen lassen. Der Hauptgang, beschrieben im Kapitel 5.3, fungiert dabei als Trennung. Die in Abbildung 6.2 rechts auftretenden Amphibole weisen eine höhere

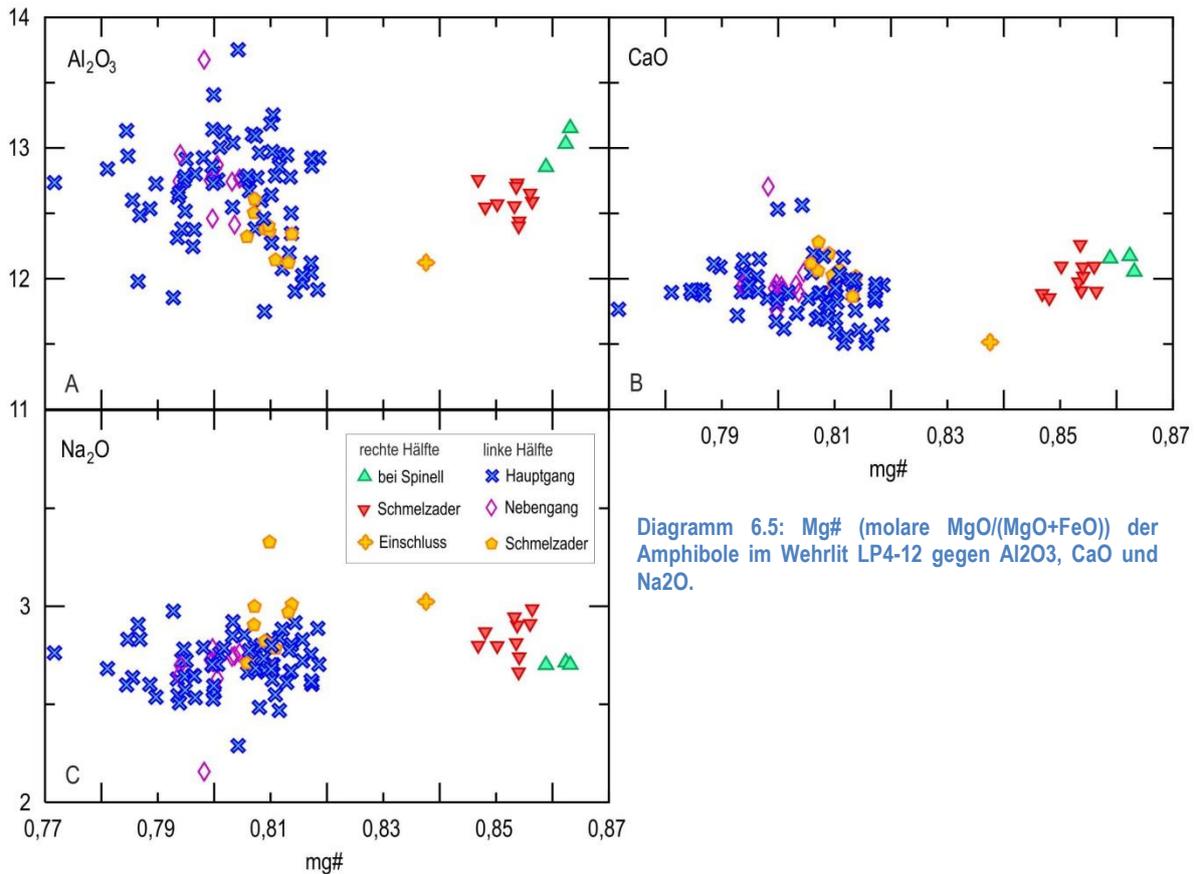


Mg# von 0,85 – 0,86 Gew.% auf als jene im Gang bzw. links davon auf, die nur eine Mg# von 0,78 – 0,82 zeigen. Die Mg# der Kaersutite ist mit letzteren ident.

Der Al_2O_3 -Gehalt der Amphibole in der rechten Hälfte liegt im Bereich von 12,40 – 13,15 Gew.%, der mittlere CaO-Gehalt bei 12,04 Gew.%. Na_2O und K_2O zusammen sind mit 3,54 – 4,21 Gew.% enthalten.

Abbildung 6.2: Dünnschliff-Scan des Wehrlits LP4-12.

Die Al_2O_3 -Konzentration der Pargasite und Kaersutite im Gang sowie in der linken Hälfte beträgt 11,75 – 13,41 Gew.%, wobei jene der Kaersutite mit 12,31 – 13,14 Gew.% einen kleineren Bereich umfassen. Der CaO-Gehalt stimmt mit 11,51 – 12,53 Gew.% respektive 11,80 – 12,19 Gew.% ebenfalls miteinander überein. Die Alkalikonzentration liegt bei den Pargasiten zwischen 3,46 und 4,23 Gew.% und bei den Kaersutiten zwischen 3,55 – 4,18 Gew.%. Einzig der Titangehalt ist in den Kaersutiten mit 4,59 – 5,42 Gew.% gegenüber jenem in den Pargasiten von 3,02 – 4,54 Gew.% deutlich höher.



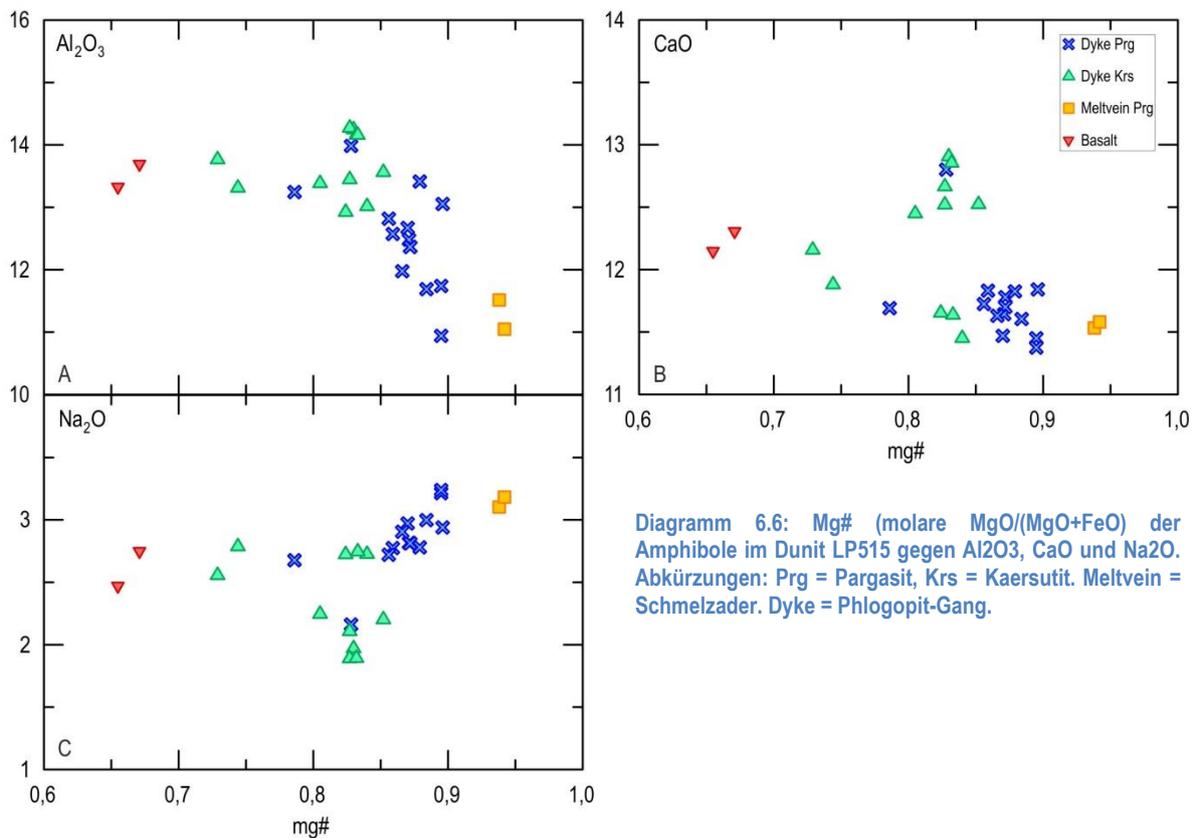
6.5.1.2 Amphibole in Dunit LP515

Die Amphibole im Dunit LP515 teilen sich zu fast gleichen Teilen zwischen Pargasiten und Kaersutiten auf, wenngleich erstgenannte etwas häufiger auftreten. Die chemische Zusammensetzung beider Amphibole in den Phlogopit-Gängen bewegt sich in derselben Dimensionen, so beträgt die Mg# der Pargasite 0,79 – 0,91 und die der Kaersutite 0,73 – 0,87 (Diagramm 6.6). Der Al_2O_3 -Gehalt in den Pargasiten variiert zwischen 10,94 – 15,27 Gew.%, ist jedoch in den Kaersutiten relativ einheitlich mit 13,01 – 14,46 Gew.%. Hingegen schwankt die CaO-Konzentration in den Kaersutiten mit 11,45 – 13,12 Gew.% stärker als in den Pargasiten mit 11,37 – 12,80 Gew.%. Bei den Alkalien ist Na_2O in den Pargasiten etwas mehr vorhanden (Diagramm 6.6 C), dagegen weisen die Kaersutite eine geringfügig höhere Konzentration an K_2O auf. Erwartungsgemäß weisen die Kaersutite mit 4,59 – 7,34 Gew.% eine höhere TiO_2 -Konzentration auf als die Pargasite mit 1,78 – 4,58 Gew.% TiO_2 .

In einer Schmelzader im Xenolith wurde ein Pargasit mit einer Mg# von 0,94 im Kern gemessen, womit dieser wesentlich magnesiumreicher ist als die Pargasite in den Phlogopit-Gängen. Der Al_2O_3 - und der CaO-Gehalt entsprechen mit 11,51 Gew.% respektive 11,58 Gew.% den Konzentrationen in den Amphibolen in den Gängen (Diagramm 6.6 A und B).

Die auffälligsten Unterschiede zwischen dem Pargasit in der Schmelzader zu jenen in den Phlogopit-Gängen sind die Konzentrationen an TiO_2 und Cr_2O_3 , die im ersteren bei 0,46 Gew.% bzw. 2,25 Gew.% liegen. Dagegen beträgt der Cr_2O_3 -Gehalt in den Pargasiten in den Phlogopit-Gängen nur maximal 0,11 Gew.%.

Vergleichsmessungen an Amphibolen im Basalt zeigen, dass diese wesentlich eisenreicher sind als die Amphibole im Peridotit, sich jedoch der MgO-Gehalt nur geringfügig unterscheidet. Die Mg# ist daher mit 0,62 – 0,68 weit geringer als bei den Amphibolen im Peridotit (Diagramm 6.6). Die TiO_2 -Konzentration von 5,78 – 6,19 Gew.% identifiziert die Amphibole im Basalt als Kaersutite.



6.5.1.3 Amphibole in Dunit LP86

Die Amphibole im Häüyn-führenden Dunit LP86 sind relativ homogen. Die Mg# der Amphibole in den Schmelzadern bewegt sich zwischen 0,84 – 0,92, die Konzentration an CaO beträgt 11,84 – 12,70 Gew.%. Der Al_2O_3 -Gehalt schwankt dagegen eher über einen breiteren Bereich zwischen 12,61 – 15,00 Gew.%.

In der Reaktionszone zwischen Basalt und Xenolith befinden sich neben Pargasiten auch wenige Kaersutite. Die Mg# beider Amphibol-Endglieder betragen im Durchschnitt 0,80 bzw. 0,77. Die Mittelwerte der Oxide sind ebenfalls sehr ähnlich: Al_2O_3 ist mit durchschnittlich 12,61 Gew.% respektive

12,64 Gew.% enthalten, die Konzentration an CaO liegt in den Pargasiten bei rund 11,99 Gew.% und in den Kaersutiten bei 11,76 Gew.%.

6.5.2 Phlogopit

Die Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der Phlogopite sind in den Tabellen 6.38 und 6.39 dargestellt.

Phlogopite sind trioktaedrische Dunkelglimmer und gehören als Mischkristalle zur Annit-Phlogopit-Reihe. Seit 2001 wird Phlogopit von der *International Mineralogical Association* (IMA) nicht mehr als Teil der Biotitreihe, sondern als Namensgeber der Phlogopitreihe geführt (Rieder et al., 2001). Gemäß seiner chemischen Zusammensetzung mit der einfachen Summenformel $K_2(Mg,Fe^{2+})_6[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$ handelt es sich bei diesem Mineral um ein Kalium-Magnesium-Alumosilikat (Fleet et al., 2003) Kalium und Magnesium können jedoch sehr leicht, je nach Verfügbarkeit, durch Elemente wie Natrium, Calcium, Barium bzw. Aluminium, Eisen-III, Mangan, Titan und weitere substituiert werden, wodurch sich eine sehr umfangreiche chemische Zusammensetzung ergibt.

Auf den ersten Blick zeigen die Phlogopite in den Erdmantelxenolithen von La Palma ein sehr heterogenes Bild (Diagramm 6.7). Allerdings ist die Zusammensetzung innerhalb der einzelnen Proben relativ einheitlich. Die in den Kristallkernen gemessene Mg# der Phlogopite in den Duniten bewegt sich zwischen 0,89 und 0,92. Phlogopit kommt nur in zwei Harzburgiten rund um Spinell, als Einschlüsse in Orthopyroxen und innerhalb der Reaktionszone zwischen Peridotit und Basalt vor. Die Mg# in diesen zwei Proben beträgt 0,90 – 0,92. Der zur Gänze rekristallisierte Xenolith LP502 weist die höchste Mg# von 0,91 – 0,93 auf. Der Wehrlit LP4-12 hat einen einzigen Phlogopitkristall im Amphibolgang mit einer Mg# von 0,84, demgegenüber haben Phlogopite, die in Olivin eingeschlossen sind, eine wesentlich höhere Mg# zwischen 0,87 – 0,88. Dessen ungeachtet haben die Phlogopite im Wehrlit die geringste Mg# innerhalb aller untersuchten Proben. Der Dunit LP515 zeigt die größte Spannweite der Mg# von 0,88 bis 0,91. Auffällig ist, dass die Phlogopite innerhalb der Gänge einen etwas geringeren Bereich einnehmen als jene in Schmelzadern zwischen den Matrix-Olivinen: die Mg# in den Gängen beträgt 0,88 – 0,90 und im Peridotit 0,89 – 0,91.

Der K_2O -Gehalt lässt eine generelle Zunahme mit steigender Mg# erkennen (Diagramm 6.7 A), wobei die Probe LP502 die höchste Konzentration von 8,90 – 9,88 Gew.% aufweist. Der K_2O -Gehalt der Dunite variiert zwischen 7,65 – 9,38 Gew.% und deckt sich damit mit jenem der Harzburgite, der hier von 7,80 – 9,13 Gew.% reicht. Im Dunit LP515 zeigt sich ein deutlicher Unterschied in der K_2O -Konzentration zwischen den Phlogopiten im Gang und außerhalb davon: diese ist in den Phlogopiten im Gang mit 8,29 – 8,87 Gew.% K_2O niedriger als in den Schmelzadern (8,96 – 9,23 Gew.%). Das gleiche ist auch im amphibolführenden Dunit zu beobachten, in dem der Phlogopit im Gang einen K_2O -Gehalt

von 8,43 Gew.% aufweist, während er bei jene in den Olivinen mit 8,65 – 8,94 Gew% K_2O deutlich darüber liegt.

Der Al_2O_3 -Gehalt ist mit Ausnahme der Probe LP502 in allen Phlogopiten einheitlich und variiert zwischen 13,63 – 17,34 Gew.%. Der Al_2O_3 -Gehalt im rekristallisierten Xenolith LP502 ist mit 12,26 – 13,43 Gew.% geringer (Diagramm 6.7 C).

Die Konzentration an TiO_2 sinkt im Wehrlit LP4-12 und im Dunit LP515 mit zunehmender Mg# (Diagramm 6.7 D), liegt jedoch in allen anderen Gesteinsproben unter 1,86 Gew.%. Die größte Heterogenität zeigt der Dunit LP515 mit Werten von 1,19 – 6,32 Gew.%, wobei Phlogopite im Peridotit mit einem TiO_2 -Gehalt zwischen 1,55 – 2,66 Gew.% TiO_2 eine wesentlich geringere Konzentration besitzen. Im Wehrlit liegt der TiO_2 -Gehalt des Phlogopits im Amphibolgang bei 5,10 Gew.% und bei den Phlogopiten in den Olivinen zwischen 3,00 – 3,97 Gew.%. Auffallend ist ferner die sehr hohe TiO_2 -Konzentration von 4,47 – 4,93 Gew.% (Diagramm 6.7 D) im Dunit LP501 verglichen mit den anderen Duniten.

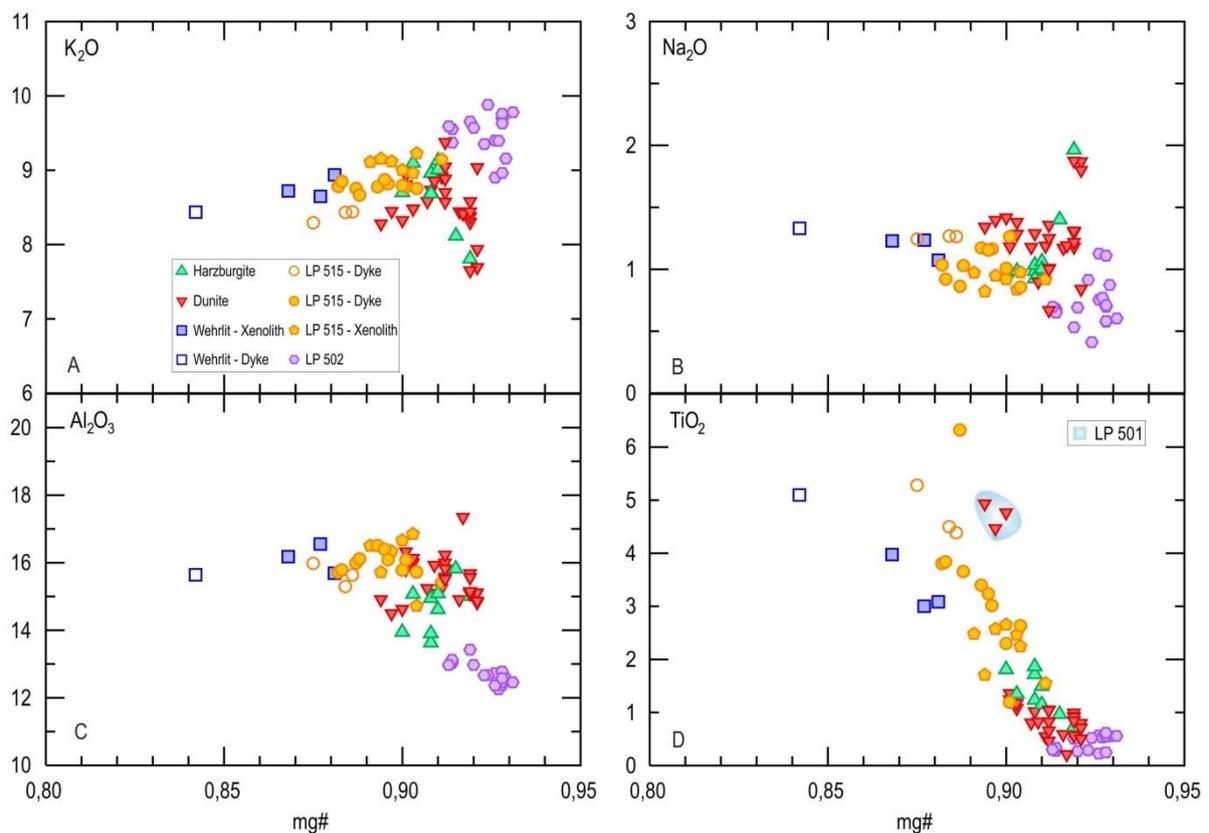


Diagramm 6.7: Chemische Zusammensetzung von Phlogopit: K_2O , Na_2O , Al_2O_3 und TiO_2 im Vergleich zur Mg# [$MgO/(MgO+FeO)$] ($FeO = FeO_{tot}$). Auffallend ist, dass die Kernmessungen in den Phlogopiten im Dunit LP501 geringere Werte an K_2O und mehr Na_2O und TiO_2 als die restlichen Kernmessungen aufweisen.

6.5.3 Apatit

Die chemische Zusammensetzung der Apatite ist in Tabelle 6.40 zusammengefasst.

Apatite sind Calcium-Phosphate mit unterschiedlichen Konzentrationen an Fluor, Chlor und Hydroxidionen, sodass sich die vereinfachten Summenformel $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F},\text{Cl},\text{OH})$ ergibt. Fluorapatit ist dabei der weitaus häufigste Vertreter dieser Mineralgruppe. Daneben existiert noch der seltene Carbonat-Apatit. Zusätzlich ist Apatit das phosphorreichste Mineral (Chang et al., 1998).

Apatit wurde in fünf Proben gefunden, immer in Assoziation mit Amphibol und/oder Phlogopit, ausgenommen im Dunit LP501. In diesem Gestein tritt Apatit in einer Schmelzader zusammen mit Spinell auf.

Die Konzentration von CaO zeigt eine Dreiteilung dieser fünf Proben. Der amphibolführende Wehrlit LP4-12 hat mit einem CaO-Gehalt zwischen 52,76 – 53,84 Gew.% die höchste Konzentration. Die P_2O_5 -Konzentration in diesem Peridotit ist mit 40,72 – 41,69 Gew.% ebenfalls die höchste innerhalb der Apatit-führenden Proben. Allerdings hat diese Gesteinsprobe mit einem F-Mittelwert von 1,45 Gew.% den geringsten Fluoranteil. Im Vergleich dazu ist Cl mit durchschnittlich 0,41 Gew.% in einer deutlich geringeren Konzentration als Fluor vorhanden.

Der CaO-Gehalt der zweiten Gruppe, bestehend aus den Duniten LP515 und LP86 sowie des zusammengesetzten Erdmantelxenoliths („composite“ Xenolith) LP507, reicht von 51,64 – 52,92 Gew.% und der P_2O_5 -Gehalt von 39,40 – 40,86 Gew.%. Der F- und Cl-Gehalt liegt mit durchschnittlich 1,64 Gew.% respektive 0,43 Gew.% etwas über den Konzentrationen im amphibolführenden Dunit.

Der Dunit LP501 bildet die dritte Gruppe. Die Konzentrationen an CaO sowie P_2O_5 sind in diesem Gestein mit 47,49 – 48,25 Gew.% bzw. 38,81 – 39,37 Gew.% am niedrigsten. Andererseits finden sich hier die höchsten F- und Cl-Gehalte. Fluor ist mit einem Durchschnittswert von 1,83 Gew.% und Cl von 0,46 Gew.% vorhanden.

Natürlich vorkommende Apatite zeigen oft Substitutionen des Ca durch Sr, Mn, Na und den Seltenerd-Elementen (SEE) (Chang et al., 1998). Der Na_2O -Gehalt ist mit unter 0,40 Gew.% relativ gering, wobei die Konzentration bei der zweiten Gruppe etwas höher liegt. Eine Ausnahme bildet die Probe LP501, die eine Na_2O -Konzentration von rund 0,75 Gew.% aufweist. Eine ähnliche Tendenz lässt sich auch bei SrO beobachten; der Dunit weist die geringsten Werte auf, während der Dunit LP501 die höchsten zeigt. Der Sr-Gehalt in den Duniten der Gruppe 2 liegt zwischen 0,63 – 0,90 Gew.%, hingegen jener des composite Xenoliths auf über 1,00 Gew.% steigt. Von den SEE wurden La_2O_3 und Ce_2O_3 gemessen. Die Konzentration der ersten zwei Vertreter der Lanthaniden bewegen sich in Gruppe 1 (Wehrlit LP4-12) und Gruppe 2 (Duniten LP515, LP86 und *composite* LP507) relativ ähnlich mit maximal 0,82 Gew.%,

dabei weist der amphibolführende Wehrlit LP4-12 geringere Werte auf als die zweiten Gruppe. Die La- und Ce-Gehalte der Gruppe 3 (Probe LP501) liegen bei über 2 Gew.%.

Eine Besonderheit bildet der relativ hohe Si-Gehalt in den Proben, ausgenommen im Wehrlit. In diesem liegt die SiO₂-Konzentration unter 0,40 Gew.%, wohingegen sie bei allen anderen zwischen 0,20 und 0,90 Gew.% liegt. Der Gehalt an SO₃ ist ebenfalls ungewöhnlich hoch. Der Wehrlit LP4-12 und der Dunit LP501 weisen zwar Werte unter 0,30 Gew.% auf, die der zweiten Gruppe streuen jedoch zwischen 0,20 – 0,90 Gew.%. Die Gewichtsprozentage von MgO und FeO bewegen sich annähernd im selben Bereich. Der Fe-Gehalt liegt bei allen Proben unter 0,5 Gew.%, während MgO in der Probe LP501 durchschnittlich 0,55 Gew.% beträgt.

6.5.4 Häüyn

Die Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Häüyn sind in Tabelle 6.1 angeführt.

Häüyn ist ein Feldspatvertreter der Sodalithgruppe, unterscheidet sich jedoch von Sodalith und Nosean, einem weiteren Mitglied dieser Gruppe, durch höheren Calcium- und Kaliumgehalt. Dies erklärt sich durch Substitution des Natriums durch diese zwei Elemente. Die stark vereinfachte Summenformel des Häüyn lautet (Na,Ca,K)₄₋₈[Si₆Al₆O₂₄](SO₄,Cl)₁₋₂ (Deer et al., 2004). Ein geringer Anteil von Aluminium kann durch Eisen-III ersetzt werden. Als Feldspatvertreter kommt das vorwiegend blaue Mineral in SiO₂-untersättigten Basalten vor, ist daneben auch in Phonolithen und Bims anzutreffen (Deer et al., 2004).

Der SO₃-Gehalt des Häüyns bewegt sich zwischen 14,01 – 15,53 Gew.%. Die Na₂O-Konzentration liegt bei 13,99 – 15,24 Gew.%, dagegen bleibt der Anteil an CaO und K₂O unter 10 Gew.% mit 8,02 – 9,44 Gew.% bzw. 0,55 – 1,21 Gew.%. Der relativ hohe Al₂O₃-Gehalt reicht von 26,82 – 28,48 Gew.%.

Vergleichsmessungen an Häüyn im angrenzenden Basalt zeigen eine annähernd gleiche SO₃-konzentration von 15,02 – 15,44 Gew.% wie jene im Xenolith. Allerdings liegt der Al₂O₃-Gehalt deutlich höher und bewegt sich zwischen 29,46 – 29,64 Gew.%. Während Na₂O und CaO in annähernd gleichen Konzentrationen wie bei den Häüyn-Kristallen im Xenolith vorliegen (15,21 – 15,75 Gew.% respektive 8,36 – 8,39 Gew.%), ist K₂O mit durchschnittlich 0,42 Gew.% in den Basalt-Häüyne in deutlich geringerer Menge vorhanden.

Tabelle 6.1: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Häüyn.

Gesteinsart Probe in Gew.%	Dunit					
	LP86			Basalt, n=3		
	av	max	min	av	max	min
	n = 29 (Cl: n=12)					
SiO ₂	31,83	32,20	31,49	32,31	32,62	32,00
TiO ₂	0,01	0,04	0,00	0,02	0,05	0,00
Al ₂ O ₃	27,60	28,48	26,82	29,57	29,64	29,46
FeO	0,25	0,36	0,09	0,60	0,63	0,57
MgO	0,27	0,65	0,13	0,20	0,25	0,16
CaO	8,80	9,44	8,02	8,38	8,39	8,36
Na ₂ O	14,79	15,24	13,99	15,49	15,75	15,21
K ₂ O	1,01	1,21	0,55	0,42	0,45	0,36
SO ₃	14,86	15,52	14,01	15,24	15,44	15,02
P ₂ O ₅	0,07	0,10	0,05	0,06	0,08	0,04
BaO	0,02	0,07 d.l.		0,03	0,04	0,00
Cl	0,19	0,27	0,15	n.a.	n.a.	n.a.
Total	99,60	100,55	98,60	102,32	102,99	101,74

n = Anzahl der Analysen

av = average (Mittelwert), max = maximum, min = minimum

FeO = FeO-total

n.a.: not analyzed

d.l.: detection limit

6.5.5 Sulfide

Obwohl Sulfide in allen Gesteinsproben ein relativ häufig vorkommendes Akzessorium ist (siehe auch Kapitel 5), wurde die chemische Zusammensetzung nicht analysiert. Das liegt zum einen daran, dass die mittlere Korngröße von wenigen μm zu klein um Messungen mit der Elektronenstrahlmikrosonde (EMS) durchzuführen, zum anderen, weil die wenigen Kristalle mit entsprechend ausreichendem Korndurchmesser zu inhomogen für eine aussagekräftige Analyse sind. Allerdings wurden die in den Sulfiden vorhandenen Elemente mittels der EDS bestimmt. Neben Schwefel setzten sich die Sulfide hauptsächlich aus Eisen und Nickel, sowie geringe Spuren an Kobalt, zusammen. Es ist somit anzunehmen, dass es sich hierbei um das Eisensulfid Pentlandit mit der allgemeinen Summenformel $(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$ handelt (Bowles et al., 2011).

6.6 Tabellen

Tabelle 6.2: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der primären Olivine.

Gesteinsart Probe in Gew.-%	Harzburgit												Dunit					Lehrzollit		Composit
	LP1-12	LP5-12	LP6-12	LP7-12	LP8-12	LP10-12	LP11-12	LP508	LP510	LP3-12	LP501	LP509	LP515	LP86	LP506	LP507				
n	4	6	1	4	4	5	4	2	4	2	3	2	4	5	3	3				
SiO ₂	40,61	41,08	40,98	41,00	41,07	40,64	40,70	41,41	41,11	40,98	40,69	40,84	40,87	40,57	41,01	40,96				
FeO	9,63	9,48	9,10	9,53	8,47	8,68	8,99	8,19	8,56	9,49	8,93	8,63	9,30	10,10	9,97	9,45				
MnO	0,16	0,14	0,15	0,14	0,14	0,13	0,14	0,11	0,13	0,19	0,16	0,12	0,16	0,17	0,17	0,16				
NiO	0,33	0,36	0,42	0,37	0,39	0,40	0,40	0,40	0,41	0,36	0,37	0,37	0,36	0,30	0,37	0,32				
MgO	49,44	49,24	49,99	49,33	49,96	50,43	50,10	50,41	49,86	49,53	49,76	50,09	49,26	48,60	48,75	49,23				
CaO	0,03	0,04	0,03	0,03	0,06	0,08	0,04	0,04	0,04	0,08	0,02	0,05	0,14	0,11	0,05	0,04				
Total	100,18	100,37	100,70	100,42	100,12	100,37	100,38	100,59	100,13	100,63	99,96	100,17	100,10	99,87	100,34	100,14				
Fo	90,1	90,3	90,7	90,2	91,3	91,2	90,9	91,6	91,2	90,3	90,9	91,2	90,4	89,6	89,7	90,3				
Mineralformel (Basis 4 O)																				
Si	0,994	1,002	0,996	1,000	1,000	0,990	0,992	1,002	1,001	0,998	0,995	0,996	1,000	0,998	1,003	1,001				
Fe	0,197	0,193	0,185	0,194	0,173	0,177	0,183	0,166	0,174	0,193	0,183	0,176	0,190	0,208	0,204	0,193				
Mn	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003				
Ni	0,007	0,007	0,008	0,007	0,008	0,008	0,008	0,008	0,008	0,007	0,007	0,007	0,007	0,006	0,007	0,006				
Mg	1,804	1,791	1,812	1,794	1,814	1,831	1,821	1,818	1,810	1,798	1,815	1,821	1,796	1,783	1,777	1,794				
Ca	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,003	0,001	0,001				

Fo = (molar MgO/(MgO+FeO)) * 100

n = Anzahl der Analysen
Total Fe entspricht FeO

Tabelle 6.3: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der alterierten, primären Olivinen, Teil 1.

Gesteinsart	Harzburgit															
	LP1-12			LP6-12			LP8-12			LP10-12			LP11-12			
Probe	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	
in Gew. %	12			8			4			8			6			
n																
SiO₂	41,01	41,17	40,77	40,86	41,03	40,67	40,98	41,10	40,86	40,82	40,97	40,67	0,12	40,91	40,42	
FeO	9,77	9,89	9,60	9,18	9,34	8,95	8,54	8,61	8,35	8,66	8,82	8,52	0,17	9,29	8,80	
MnO	0,16	0,18	0,14	0,14	0,16	0,13	0,14	0,15	0,13	0,14	0,15	0,12	0,01	0,15	0,11	
NiO	0,31	0,34	0,29	0,35	0,38	0,34	0,39	0,43	0,37	0,39	0,42	0,37	0,02	0,39	0,32	
MgO	49,22	49,38	49,00	49,28	49,36	49,20	49,97	50,14	49,77	50,62	51,00	50,09	0,22	50,29	49,68	
CaO	0,08	0,10	0,06	0,09	0,13	0,05	0,07	0,08	0,06	0,07	0,09	0,04	0,02	0,13	0,04	
Total	100,57	100,81	100,36	99,96	100,46	99,53	100,14	100,29	99,90	100,75	100,98	100,41	0,27	100,56	99,64	
Fo	90,0	90,1	89,9	90,5	90,7	90,4	91,3	91,4	91,2	91,2	91,4	91,0	0,2	91,1	90,5	
Mineralformel (Basis 4 O)																
Si	1,000	1,004	0,995	1,000	1,002	0,998	0,998	1,000	0,995	0,990	0,996	0,986	0,001	0,996	0,992	
Fe	0,199	0,202	0,196	0,188	0,191	0,184	0,174	0,176	0,170	0,176	0,179	0,173	0,003	0,189	0,179	
Mn	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,000	0,003	0,002	
Ni	0,006	0,007	0,006	0,007	0,008	0,007	0,008	0,008	0,007	0,008	0,008	0,007	0,000	0,008	0,006	
Mg	1,789	1,796	1,781	1,798	1,804	1,791	1,815	1,820	1,812	1,831	1,843	1,815	0,005	1,823	1,807	
Ca	0,002	0,003	0,002	0,002	0,004	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,003	0,001	

n = Anzahl der Analysen Fo = (molar MgO/(MgO/FeO)) * 100

Total Fe entspricht FeO av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum

Tabelle 6.4: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der alterierten, primären Olivine, Teil 2.

Gesteinsart	Dunit															
	LP3-12			LP501 core			LP501 rim			LP516		LP515		LP86		
Probe in Gew.-%	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	
n	5	4	12	1	17	11	1	17	11	1	17	11	1	17	11	
SiO ₂	40,85	40,98	40,79	40,67	40,84	40,49	40,62	40,93	40,16	40,96	40,41	39,68	40,90	41,33	40,49	
FeO	9,44	9,99	8,70	9,09	9,16	9,06	8,85	9,09	8,48	8,69	10,88	10,19	10,34	10,48	10,20	
MnO	0,18	0,21	0,14	0,17	0,18	0,16	0,16	0,18	0,14	0,13	0,22	0,17	0,18	0,19	0,15	
NiO	0,38	0,41	0,37	0,32	0,33	0,32	0,32	0,36	0,29	0,33	0,33	0,29	0,28	0,30	0,28	
MgO	48,86	49,28	48,29	49,95	50,04	49,88	49,79	50,11	49,34	49,67	48,33	47,44	47,91	48,15	47,57	
CaO	0,11	0,12	0,09	0,06	0,07	0,04	0,12	0,29	0,07	0,04	0,11	0,06	0,13	0,14	0,11	
Total	99,84	100,48	99,43	100,29	100,47	100,10	99,93	100,45	99,28	100,07	100,29	99,02	99,77	100,00	99,47	
Fo	90,2	91,0	89,6	90,7	90,8	90,7	90,9	91,3	90,7	91,1	88,8	88,2	89,2	89,4	89,1	
Mineralformel (Basis 4 O)																
Si	1,002	1,004	1,001	0,993	0,995	0,990	0,994	0,998	0,990	0,999	0,994	0,987	1,007	1,015	1,002	
Fe	0,194	0,205	0,179	0,186	0,187	0,185	0,181	0,186	0,174	0,177	0,224	0,211	0,213	0,217	0,210	
Mn	0,004	0,004	0,003	0,004	0,004	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003	0,005	0,003	0,004	0,004	0,003	
Ni	0,008	0,008	0,007	0,006	0,006	0,006	0,006	0,007	0,006	0,007	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	
Mg	1,787	1,802	1,772	1,817	1,822	1,812	1,816	1,822	1,810	1,806	1,773	1,752	1,759	1,771	1,741	
Ca	0,003	0,003	0,002	0,001	0,002	0,001	0,003	0,007	0,002	0,001	0,003	0,002	0,003	0,004	0,003	

n = Anzahl der Analysen Fo = (molar MgO/(MgO/FeO)) * 100

Total Fe entspricht FeO av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum

Tabelle 6.5: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der sekundären Olivine durch den Zerfall der Orthopyroxene.

Gesteinsart Probe in Gew.-%	Harzburgit				LP7-12			LP8-12			LP11-12			Lherzolit		Rekristall.
	LP5-12	LP6-12	LP10-12	LP508	av	max	min	av	max	min	av	max	min	LP506	LP9-12	
n	2	4	17	7		10		6		7				1	5	
SiO ₂	41,03	41,06	40,95	41,30	41,04	41,24	40,79	40,94	41,10	40,79	40,76	41,00	40,52	41,15	41,06	
FeO	9,56	9,00	8,65	8,20	8,83	9,30	8,16	8,34	8,59	7,99	8,61	9,03	8,34	9,92	7,72	
MnO	0,15	0,15	0,15	0,13	0,15	0,19	0,12	0,14	0,16	0,12	0,14	0,15	0,13	0,16	0,16	
NiO	0,32	0,29	0,29	0,28	0,28	0,32	0,19	0,34	0,37	0,26	0,28	0,34	0,20	0,29	0,23	
MgO	49,44	49,35	50,36	50,08	49,68	50,12	49,40	50,00	50,26	49,66	50,32	51,01	49,91	48,59	50,58	
CaO	0,09	0,12	0,09	0,10	0,08	0,16	0,04	0,09	0,10	0,08	0,12	0,22	0,03	0,09	0,18	
Total	100,72	100,04	100,58	100,14	100,12	100,68	99,87	99,90	100,46	99,59	100,35	101,07	99,81	100,29	100,02	
Fo	90,2	90,7	91,2	91,6	90,9	91,6	90,5	91,4	91,8	91,2	91,2	91,6	90,8	89,7	92,1	
Mineralformel (Basis 4 O)																
Si	0,998	1,003	0,994	1,004	1,001	1,003	0,998	0,999	1,000	0,997	0,992	0,997	0,987	1,006	0,998	
Fe	0,195	0,184	0,175	0,167	0,180	0,189	0,166	0,171	0,174	0,163	0,175	0,184	0,169	0,203	0,157	
Mn	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	
Ni	0,006	0,006	0,006	0,006	0,005	0,006	0,004	0,007	0,007	0,005	0,006	0,007	0,004	0,006	0,005	
Mg	1,793	1,797	1,823	1,814	1,806	1,821	1,798	1,818	1,826	1,813	1,826	1,838	1,814	1,771	1,833	
Ca	0,002	0,003	0,002	0,003	0,002	0,004	0,001	0,002	0,003	0,002	0,003	0,006	0,001	0,002	0,005	

n = Anzahl der Analysen Fo = (molar MgO/(MgO/FeO)) * 100

Total Fe entspricht FeO av. average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum

Tabelle 6.6: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Olivine in Schmelzadern. 1. Teil.

Gesteinsart	Harzburgit												Dunit					
	LP1-12	LP8-12	LP6-12		LP7-12		LP5-10		LP3-12		LP515		LP86		LP501			
Probe in Gew.-%	n	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min		
SiO ₂	2	41,04	41,39	40,59	40,70	40,95	40,22	40,82	41,21	40,48	40,87	41,07	40,69	40,69	40,97	40,51		
FeO	9,58	8,40	9,37	9,00	9,37	9,79	8,89	8,70	8,98	8,53	9,56	9,95	8,83	9,04	9,46	8,66		
MnO	0,17	0,14	0,17	0,13	0,16	0,19	0,12	0,14	0,16	0,13	0,19	0,21	0,15	0,16	0,19	0,13		
NiO	0,31	0,38	0,35	0,32	0,32	0,36	0,30	0,34	0,38	0,27	0,39	0,41	0,36	0,32	0,34	0,30		
MgO	49,17	49,96	50,19	48,92	49,12	49,59	48,84	49,46	49,62	49,25	48,86	49,20	48,56	49,66	49,96	49,32		
CaO	0,10	0,08	0,13	0,11	0,10	0,14	0,05	0,11	0,18	0,09	0,12	0,19	0,09	0,11	0,19	0,08		
Total	100,43	99,89	101,41	99,22	99,90	100,38	98,93	99,70	100,07	99,41	100,05	101,13	99,40	100,10	100,87	99,55		
Fo	90,1	91,4	90,5	90,3	90,3	90,8	89,9	91,0	91,2	90,7	90,1	90,8	89,7	90,4	91,1	90,4		
Mineralformel (Basis 4 O)																		
Si	1,001	0,998	1,003	0,995	0,998	1,000	0,995	0,999	1,004	0,995	1,001	1,005	0,998	0,998	0,999	0,992		
Fe	0,195	0,172	0,188	0,183	0,192	0,201	0,183	0,1782	0,185	0,1746	0,196	0,204	0,181	0,190	0,185	0,177		
Mn	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	0,002	0,0030	0,003	0,0026	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003		
Ni	0,006	0,007	0,007	0,006	0,006	0,007	0,006	0,0067	0,008	0,0053	0,008	0,008	0,007	0,006	0,006	0,006		
Mg	1,788	1,818	1,799	1,814	1,796	1,806	1,784	1,8061	1,814	1,7889	1,785	1,792	1,776	1,798	1,810	1,797		
Ca	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,004	0,001	0,0029	0,005	0,0024	0,003	0,005	0,002	0,006	0,003	0,002		

n = Anzahl der Analysen
 Total Fe entspricht FeO
 Fo = (molar MgO/(MgO/FeO)) * 100
 av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum

Tabelle 6.7: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Olivine in Schmelzadern, 2. Teil.

Gesteinsart	Dunite			Lherzolith			Rekristallisiert			Composit						
	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	LP507	LP507	LP507	
Probe in Gew.-%																
n																
SiO ₂	40,68	40,85	40,59	40,98	41,28	40,53	41,02	40,56	40,54	40,76	41,16	40,16	40,87	40,33	40,60	40,74
FeO	8,56	8,78	8,33	7,75	8,96	6,07	9,87	8,79	8,81	9,13	9,47	8,48	8,94	9,98	10,97	9,52
MnO	0,13	0,14	0,12	0,11	0,15	0,06	0,18	0,19	0,21	0,18	0,22	0,15	0,16	0,24	0,26	0,15
NiO	0,31	0,39	0,23	0,37	0,47	0,33	0,35	0,30	0,32	0,21	0,24	0,17	0,22	0,24	0,22	0,27
MgO	50,22	50,50	49,98	50,20	51,43	49,53	48,69	49,64	48,56	49,22	50,28	48,52	49,53	48,22	47,99	49,03
CaO	0,13	0,17	0,09	0,17	0,28	0,04	0,11	0,23	0,06	0,11	0,21	0,07	0,09	0,10	0,11	0,08
Total	100,09	100,26	99,69	99,82	100,92	99,09	100,36	99,79	99,23	99,70	100,45	98,88	99,89	99,17	100,24	99,89
Fo	91,3	91,5	91,0	92,0	93,8	90,9	89,8	91,0	90,2	90,6	91,4	90,2	90,8	89,6	88,6	90,2
Mineralformel (Basis 4 O)																
Si	0,993	0,995	0,990	0,999	1,004	0,993	1,003	0,994	0,993	1,000	1,003	0,993	0,999	1,002	1,000	0,999
Fe	0,175	0,179	0,170	0,158	0,182	0,123	0,202	0,180	0,180	0,187	0,208	0,180	0,183	0,186	0,225	0,192
Mn	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,001	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,003	0,003	0,004	0,005	0,003
Ni	0,006	0,008	0,004	0,007	0,009	0,007	0,007	0,006	0,006	0,004	0,005	0,003	0,004	0,005	0,004	0,005
Mg	1,827	1,835	1,819	1,824	1,858	1,799	1,775	1,814	1,788	1,800	1,814	1,781	1,806	1,795	1,762	1,798
Ca	0,003	0,004	0,002	0,004	0,007	0,001	0,003	0,006	0,002	0,003	0,006	0,002	0,002	0,004	0,003	0,002

n = Anzahl der Analysen Fo = (molar MgO/(MgO/FeO)) * 100

Total Fe entspricht FeO av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum

Tabelle 6.8: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Olivine in Gängen.

Gesteinsart Probe in Gew. %	Harzburgit			Dunit			Lherzolit		
	av	max	min	av	max	min	av	max	min
n		22			9	3		34	
SiO ₂	40,74	41,08	40,32	41,08	41,55	40,87	40,76	41,13	40,50
FeO	9,26	9,92	8,64	8,34	8,52	8,04	9,88	10,07	9,57
MnO	0,15	0,19	0,11	0,14	0,16	0,10	0,17	0,20	0,15
NiO	0,33	0,45	0,25	0,37	0,41	0,34	0,30	0,34	0,26
MgO	49,59	50,33	48,85	49,89	50,40	49,52	48,75	49,25	48,26
CaO	0,05	0,09	0,02	0,09	0,12	0,05	0,09	0,15	0,07
Total	100,15	101,29	99,31	99,94	100,60	99,27	99,98	100,84	99,53
Fo	90,5	91,2	89,9	91,4	91,7	91,3	89,8	90,1	89,6
Mineralformel (Basis 4 O)									
Si	0,996	0,999	0,990	1,002	1,007	0,995	0,996	1,000	0,995
Fe	0,189	0,202	0,176	0,170	0,174	0,164	0,215	0,230	0,197
Mn	0,003	0,004	0,002	0,003	0,003	0,002	0,004	0,005	0,003
Ni	0,007	0,009	0,005	0,007	0,008	0,007	0,007	0,007	0,005
Mg	1,807	1,823	1,790	1,813	1,822	1,804	1,773	1,780	1,774
Ca	0,001	0,002	0,001	0,002	0,003	0,001	0,008	0,011	0,004

n = Anzahl der Analysen
 Total Fe entspricht FeO
 Fo = (molar MgO/(MgO/FeO)) * 100
 av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum
 LP7-12, LP8-12: Pyroxen-Gänge mit sekundären und reliktschen Olivine
 LP515: Phlogopit-Gänge
 LP506: Olivin-Gang

Tabelle 6.9: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Olivine im Wehrlit LP4-12.

Gesteinsart		Wehrlit															
Probe	in Gew. %	LP4-12, rechts			Matrix			Einschl.			LP4-12, Gang und links						
		Ader	poikilitisch		Matrix		Einschl.		Gang-a		Gang-b		poikilitisch		Matrix		
n			av	max	min					av	max	min	av	max	min		
SiO ₂	40,03	3	40,40	40,63	40,13	40,30	40,36	3	39,79	40,15	39,24	39,82	39,73	40,06	39,40	4	39,46
FeO	12,86		11,11	11,40	10,82	11,53	12,18		14,61	16,39	13,73	15,33	14,66	15,10	14,10		15,23
MnO	0,27		0,21	0,23	0,18	0,23	0,22		0,29	0,34	0,25	0,32	0,31	0,33	0,28		0,34
NiO	0,36		0,35	0,36	0,34	0,35	0,36		0,28	0,33	0,22	0,28	0,28	0,30	0,26		0,29
MgO	46,39		47,78	47,99	47,54	47,37	47,03		45,22	46,28	43,52	44,26	44,79	45,07	44,25		44,34
CaO	0,13		0,14	0,22	0,10	0,09	0,10		0,12	0,24	0,05	0,12	0,25	1,13	0,13		0,13
Total	99,96		100,14	100,90	99,57	99,93	100,32		100,35	101,33	99,84	100,15	100,14	100,56	99,49		99,88
Fo	86,5		88,5	88,8	88,2	88,0	87,3		84,7	85,7	82,6	83,7	84,5	85,0	84,1		83,8
Mineralformel (Basis 4 O)																	
Si	0,997		0,997	1,000	0,994	0,998	0,998		0,996	1,002	0,989	1,001	0,997	1,002	0,993		0,995
Fe	0,268		0,229	0,234	0,223	0,239	0,252		0,306	0,346	0,286	0,322	0,308	0,317	0,296		0,321
Mn	0,006		0,004	0,005	0,004	0,005	0,005		0,006	0,007	0,005	0,007	0,007	0,007	0,006		0,007
Ni	0,007		0,007	0,007	0,007	0,007	0,007		0,006	0,007	0,004	0,006	0,006	0,006	0,005		0,006
Mg	1,722		1,757	1,765	1,752	1,749	1,734		1,687	1,712	1,641	1,659	1,676	1,692	1,654		1,668
Ca	0,003		0,004	0,006	0,003	0,002	0,003		0,003	0,006	0,001	0,003	0,007	0,030	0,004		0,004

n = Anzahl der Analysen Fo = (molar MgO/(MgO/FeO)) * 100

Total Fe entspricht FeO av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum

Tabelle 6.10: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der primären Orthopyroxene, 1. Teil.

Gesteinsart	Harzburgit														
	LP1-12			LP6-12			LP7-12			LP8-12			LP10-12		
Probe in Gew. %	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min
n		35			17			34			17			6	
SiO ₂	58,00	58,42	57,28	57,89	58,24	57,44	57,66	58,03	57,24	58,02	58,26	57,75	57,52	57,76	57,26
TiO ₂	0,03	0,07	d.l.	0,02	0,05	0,00	0,02	0,11	0,00	0,01	0,03	0,00	0,03	0,06	0,01
Al ₂ O ₃	0,22	0,33	0,13	0,27	0,39	0,13	0,32	0,65	0,16	0,27	0,44	0,06	0,44	0,45	0,42
Cr ₂ O ₃	0,21	0,29	0,14	0,25	0,34	0,14	0,21	0,40	0,07	0,24	0,36	0,08	0,34	0,39	0,30
FeO	6,18	6,77	5,95	5,83	6,03	5,61	6,12	6,43	5,87	5,57	5,95	5,40	5,56	5,67	5,43
MnO	0,17	0,21	0,13	0,16	0,18	0,13	0,17	0,21	0,13	0,16	0,18	0,14	0,16	0,17	0,14
NiO	0,06	0,09	0,03	0,07	0,13	0,04	0,07	0,15	0,03	0,07	0,11	0,00	0,08	0,09	0,06
MgO	34,84	35,23	34,45	34,97	35,76	34,56	34,74	35,56	34,15	35,25	35,92	34,58	35,21	35,45	35,01
CaO	0,74	1,27	0,19	0,84	1,19	0,20	0,69	1,26	0,08	0,65	1,23	0,06	0,98	1,07	0,75
Na ₂ O	0,08	0,16	0,03	0,07	0,11	0,04	0,03	0,10	0,00	0,05	0,10	0,01	0,06	0,07	0,05
Total	100,523	101,211	99,911	100,350	101,131	99,503	100,027	100,717	99,376	100,281	100,699	99,945	100,376	100,584	99,988
mg#	0,91	0,91	0,90	0,91	0,92	0,91	0,91	0,91	0,91	0,92	0,92	0,91	0,92	0,92	0,92
Mineralformel (Basis 6 O)															
Si	1,990	1,996	1,981	1,988	1,995	1,981	1,988	1,996	1,980	1,990	1,995	1,984	1,975	1,980	1,973
Ti	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000
Al	0,009	0,013	0,005	0,011	0,016	0,005	0,013	0,026	0,007	0,011	0,018	0,002	0,018	0,018	0,017
Cr	0,006	0,008	0,004	0,007	0,009	0,004	0,006	0,011	0,002	0,007	0,010	0,002	0,009	0,010	0,008
Fe	0,177	0,195	0,171	0,167	0,174	0,161	0,177	0,186	0,169	0,160	0,171	0,154	0,160	0,163	0,156
Mn	0,005	0,006	0,004	0,005	0,005	0,004	0,005	0,006	0,004	0,005	0,005	0,004	0,005	0,005	0,004
Ni	0,002	0,002	0,001	0,002	0,004	0,001	0,002	0,004	0,001	0,002	0,003	0,000	0,002	0,003	0,002
Mg	1,782	1,803	1,758	1,790	1,832	1,765	1,785	1,820	1,763	1,802	1,834	1,777	1,803	1,811	1,799
Ca	0,027	0,047	0,007	0,031	0,043	0,007	0,025	0,047	0,003	0,024	0,045	0,002	0,036	0,040	0,027
Na	0,005	0,010	0,002	0,004	0,007	0,002	0,002	0,007	0,000	0,004	0,007	0,001	0,004	0,004	0,003
En	89,5	90,3	88,7	89,8	90,9	89,2	89,6	90,8	88,6	90,6	91,7	89,5	90,0	90,3	89,7
Fs	9,2	10,0	8,8	8,6	8,9	8,2	9,1	9,6	8,7	8,3	8,8	8,0	8,2	8,4	8,0
Wo	1,4	2,4	0,3	1,5	2,2	0,4	1,3	2,3	0,2	1,2	2,3	0,1	1,8	2,0	1,4

n = Anzahl der Analysen
 mg# = molar MgO/(MgO+FeO)
 Total Fe entspricht FeO
 En: Enstatit, Fs: Ferrosilit, Wo: Wollastonit
 av = average (Mittelwert), max = maximum, min = minimum
 d.l.: detection limit

Tabelle 6.11: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der primären Orthopyroxene, 2. Teil.

Gesteinsart	Harzburgit						Lherzolit			Composite		
	LP11-12	LP508		LP510		LP506		LP507		LP507		
Probe in Gew. %	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min
n	22	5	14	3	8							
SiO ₂	57,64	57,96	56,95	58,05	58,32	57,75	57,77	58,16	57,32	58,06	58,14	57,98
TiO ₂	0,03	0,09	0,00	0,01	0,03	-0,02	0,02	0,06 d.l.	0,02	0,03	0,04	0,02
Al ₂ O ₃	0,35	0,60	0,26	0,55	0,65	0,40	0,38	0,57	0,24	0,42	0,45	0,39
Cr ₂ O ₃	0,25	0,61	0,13	0,35	0,42	0,25	0,24	0,38	0,09	0,31	0,34	0,29
FeO	5,75	6,09	5,34	5,27	5,38	5,15	5,45	5,66	5,32	6,30	6,37	6,26
MnO	0,15	0,18	0,13	0,15	0,17	0,12	0,15	0,17	0,12	0,18	0,20	0,16
NiO	0,07	0,14	0,04	0,07	0,10	0,05	0,09	0,12	0,05	0,10	0,13	0,08
MgO	35,42	35,91	34,64	35,06	35,33	34,79	34,89	35,39	34,40	34,53	34,65	34,36
CaO	0,67	1,12	0,13	0,91	1,04	0,60	1,12	1,37	0,73	1,05	1,10	0,97
Na ₂ O	0,06	0,11	0,01	0,06	0,09	0,04	0,07	0,11	0,03	0,09	0,10	0,08
Total	100,380	100,794	100,005	100,480	100,730	100,160	100,170	100,488	99,811	101,081	101,178	101,003
mg#	0,92	0,92	0,91	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,91	0,91	0,91
Mineralformel (Basis 6 O)												
Si	1,978	1,984	1,962	1,986	1,989	1,983	1,986	1,991	1,980	1,985	1,988	1,981
Ti	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000
Al	0,017	0,047	0,010	0,022	0,026	0,016	0,015	0,023	0,009	0,017	0,018	0,016
Cr	0,008	0,032	0,003	0,010	0,011	0,007	0,007	0,010	0,002	0,009	0,009	0,008
Fe	0,162	0,175	0,083	0,151	0,154	0,147	0,157	0,163	0,152	0,180	0,182	0,179
Mn	0,004	0,005	0,002	0,004	0,005	0,004	0,004	0,005	0,004	0,005	0,006	0,005
Ni	0,002	0,004	0,001	0,002	0,003	0,001	0,002	0,003	0,002	0,003	0,004	0,002
Mg	1,773	1,840	0,952	1,788	1,799	1,772	1,788	1,806	1,768	1,760	1,765	1,752
Ca	0,061	0,834	0,005	0,033	0,038	0,022	0,041	0,051	0,027	0,039	0,040	0,036
Na	0,007	0,084	0,001	0,004	0,006	0,002	0,005	0,008	0,002	0,006	0,007	0,005
En	90,3	91,2	89,3	90,5	90,9	90,1	89,8	90,6	89,0	88,7	88,8	88,6
Fs	8,4	9,0	7,9	7,8	8,0	7,7	8,1	8,4	7,9	9,3	9,5	9,2
Wo	1,2	2,1	0,2	1,7	1,9	1,1	2,1	2,5	1,4	1,9	2,0	1,8

n = Anzahl der Analysen
 mg# = molar MgO/(MgO+FeO)
 Total Fe entspricht FeO
 En: Enstatit, Fs: Ferrosilit, Wo: Wollastonit
 av = average (Mittelwert), max = maximum, min = minimum
 d.l.: detection limit

Tabelle 6.12: Haupt- und Elementzusammensetzung der primären Orthopyroxene mit Entmischungslamellen im Kern.

Gesteinsart Probe in Gew. %	Harzburgit			LP6-12			LP10-12			LP11-12			LP510			Dunit			Composit LP507
	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	
n																			1
SiO ₂	56,68	56,87	56,47	57,11	56,78	56,23	56,43	56,71	55,69	56,84	57,38	56,59	56,59	57,38	56,43	56,59	56,73	56,43	56,42
TiO ₂	0,03	0,05	0,00	0,01	0,05	0,00	0,05	0,07	0,02	0,00	0,02 d.l.			0,02 d.l.	0,05	0,07	0,10	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	1,81	1,99	1,55	1,24	2,07	1,27	1,71	2,42	1,32	1,51	1,95	1,05	1,05	1,95	1,15	1,36	1,63	1,15	1,71
Cr ₂ O ₃	0,53	0,63	0,42	0,52	0,77	0,40	0,53	0,64	0,47	0,60	0,69	0,40	0,40	0,69	0,60	0,62	0,66	0,60	0,58
FeO	6,33	6,44	6,21	6,21	5,97	5,61	6,06	6,31	5,93	5,64	5,79	5,49	5,49	5,79	5,80	5,88	6,02	5,80	6,60
MnO	0,16	0,18	0,14	0,14	0,18	0,12	0,16	0,17	0,13	0,14	0,15	0,13	0,13	0,15	0,13	0,15	0,17	0,13	0,16
NiO	0,08	0,11	0,06	0,09	0,13	0,07	0,08	0,11	0,06	0,10	0,11	0,08	0,08	0,11	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
MgO	33,81	34,16	33,52	34,48	34,91	33,77	34,61	35,08	33,35	34,26	34,52	34,07	34,07	34,52	34,42	34,62	34,73	34,42	33,68
CaO	1,00	1,20	0,80	0,59	1,63	0,63	0,66	0,84	0,49	0,91	1,04	0,81	0,81	1,04	0,90	0,93	0,99	0,90	0,90
Na ₂ O	0,05	0,10	0,00	0,04	0,12	0,03	0,06	0,12	0,03	0,08	0,11	0,01	0,01	0,11	0,05	0,05	0,06	0,05	0,12
Total	100,47	100,67	99,74	100,43	100,81	99,84	100,33	100,71	99,16	100,08	100,28	99,75	99,75	100,28	100,32	100,36	100,42	100,32	100,30
mg#	0,90	0,91	0,90	0,91	0,92	0,91	0,91	0,91	0,91	0,92	0,92	0,91	0,91	0,92	0,91	0,91	0,91	0,91	0,90
Mineralformel (Basis 6 O)																			
Si	1,952	1,958	1,944	1,964	1,957	1,936	1,947	1,974	1,938	1,959	1,975	1,948	1,948	1,975	1,945	1,949	1,952	1,945	1,950
Ti	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000 d.l.			0,000 d.l.	0,001	0,002	0,003	0,001	0,001
Al	0,074	0,081	0,063	0,050	0,084	0,051	0,062	0,079	0,020	0,061	0,079	0,042	0,042	0,079	0,047	0,055	0,066	0,047	0,070
Cr	0,015	0,017	0,011	0,014	0,021	0,011	0,013	0,016	0,006	0,016	0,019	0,011	0,011	0,019	0,016	0,017	0,018	0,016	0,016
Fe	0,182	0,186	0,179	0,179	0,171	0,162	0,173	0,181	0,161	0,163	0,167	0,158	0,158	0,167	0,167	0,169	0,173	0,167	0,191
Mn	0,005	0,005	0,004	0,004	0,005	0,004	0,005	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,005
Ni	0,002	0,003	0,002	0,002	0,004	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Mg	1,736	1,751	1,721	1,767	1,791	1,732	1,785	1,825	1,762	1,760	1,771	1,752	1,752	1,771	1,768	1,778	1,783	1,768	1,735
Ca	0,037	0,044	0,030	0,022	0,060	0,023	0,024	0,031	0,018	0,034	0,038	0,030	0,030	0,038	0,033	0,034	0,037	0,033	0,033
Na	0,003	0,006	0,000	0,002	0,008	0,002	0,004	0,006	0,002	0,005	0,007	0,001	0,001	0,007	0,003	0,003	0,004	0,003	0,008
En	88,6	89,0	88,1	89,6	89,8	88,4	89,7	90,0	89,5	89,8	90,2	89,5	89,5	90,2	89,4	89,5	89,7	89,4	88,4
Fs	9,5	9,7	9,4	9,3	8,6	8,4	9,0	9,3	8,8	8,5	8,7	8,3	8,3	8,7	8,6	8,7	8,9	8,6	10,0
Wo	1,9	2,3	1,5	1,1	1,6	1,2	1,2	1,6	0,9	1,7	2,0	1,5	1,5	2,0	1,7	1,7	1,8	1,7	1,7

n = Anzahl der Analysen mg# = molar MgO/(MgO+FeO) av = average (Mittelwert), max = maximum, min = minimum

En: Enstatit, Fs: Ferrosilit, Wo: Wollastonit

d.l.: detection limit

Total Fe entspricht FeO

Tabelle 6.13: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der sekundären Orthopyroxene, 1. Teil.

Gesteinsart	Harzburgit			Lherzolith		
	LP5-12 (cpx-incl) av max 6 min	LP7-12 (gylke) av max 14 min	LP8-12 (dyke) av max 50 min	LP5-10 (mp) av max 6 min	LP506 (ol-incl) av max 4 min	LP506 1
Probe						
in Gew. %						
n						
SiO ₂	57,60 0,02	57,80 0,04	58,17 0,01	57,90 0,00	57,86 0,03	58,00 0,01
TiO ₂	0,89 0,53	0,30 0,25	0,24 0,17	0,30 0,30	0,38 0,34	0,27 0,36
Al ₂ O ₃	0,39 0,32	0,18 0,08	0,21 0,12	0,19 0,12	0,32 0,23	0,16 0,26
Cr ₂ O ₃	6,00 5,87	5,95 5,80	5,49 5,30	5,45 5,36	6,49 6,36	6,18 6,10
FeO	0,17 0,16	0,17 0,15	0,17 0,15	0,16 0,14	0,22 0,20	0,18 0,18
MnO	0,10 0,08	0,11 0,08	0,14 0,10	0,12 0,09	0,11 0,09	0,08 0,08
NiO	34,86 1,03	35,16 1,41	36,06 1,49	35,39 1,36	34,85 1,33	34,47 0,99
MgO	0,08 0,06	0,08 0,03	0,08 0,05	0,11 0,06	0,08 0,06	0,05 0,06
CaO	100,53	100,73	100,66	100,20	100,50	100,51
Na ₂ O	0,92	0,92	0,92	0,92	0,91	0,91
Total	100,91	100,91	100,92	100,92	100,91	100,91
mg#						
Mineralformel (Basis 6 O)						
Si	1,977	1,995	2,004	1,988	1,989	1,991
Ti	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000
Al	0,022	0,012	0,010	0,012	0,014	0,014
Cr	0,009	0,005	0,006	0,003	0,006	0,007
Fe	0,169	0,171	0,157	0,154	0,183	0,175
Mn	0,005	0,005	0,005	0,004	0,006	0,005
Ni	0,002	0,003	0,004	0,003	0,003	0,002
Mg	1,784	1,799	1,835	1,798	1,765	1,764
Ca	0,038	0,052	0,055	0,040	0,033	0,036
Na	0,004	0,005	0,005	0,004	0,004	0,004
En	89,4	89,6	90,7	90,1	88,9	89,1
Fs	8,7	8,6	7,9	7,9	9,5	9,1
Wo	1,9	1,8	1,5	2,0	1,6	1,8

n = Anzahl der Analysen mg# = molar MgO/(MgO+FeO)

Total Fe entspricht FeO En: Enstatit, Fs: Ferrosilit, Wo: Wollastonit

av = average (Mittelwert), max = maximum, min = minimum
d.l.: detection limit

Tabelle 6.14: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der sekundären Orthopyroxene, 2. Teil.

Gesteinsart	Dunit			Rekristallisiert			Composite			
	LP501	LP509 (cpx-incl)	LP9-12	LP502	LP507	in Gew. %	n	av	max	min
Probe	av	max	min	av	max	min	av	max	min	
n	7	4		8	23		3			
SiO₂	57,72	57,17	57,53	57,83	58,06	57,56	57,94	58,35	57,69	57,48
TiO₂	0,03	0,08	0,00	0,03	0,07	0,01	0,01	0,03	-0,02	0,01
Al₂O₃	0,27	1,13	0,22	0,11	0,18	0,07	0,15	0,25	0,09	0,22
Cr₂O₃	0,21	0,34	0,11	0,16	0,26	0,10	0,12	0,24	0,04	0,20
FeO	5,63	5,73	5,56	6,20	6,31	6,08	6,08	6,32	5,88	6,57
MnO	0,17	0,20	0,16	0,20	0,23	0,17	0,22	0,27	0,19	0,20
NiO	0,08	0,10	0,07	0,09	0,13	0,07	0,09	0,15	0,05	0,03
MgO	35,41	35,78	34,92	34,63	35,04	34,19	34,91	35,64	34,49	34,44
CaO	0,86	1,24	0,68	1,19	1,71	0,90	0,56	0,93	0,13	0,70
Na₂O	0,05	0,08	0,03	0,06	0,10	0,04	0,05	0,11	0,02	0,10
Total	100,42	100,62	100,29	100,52	100,75	100,27	100,14	101,04	99,44	100,37
mg#	0,92	0,92	0,92	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,90
Mineralformel (Basis 6 O)										
Si	1,980	1,984	1,975	1,989	1,994	1,985	1,994	2,004	1,988	1,981
Ti	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	-0,001	0,000
Al	0,011	0,014	0,009	0,005	0,007	0,003	0,006	0,010	0,004	0,009
Cr	0,006	0,009	0,003	0,004	0,007	0,003	0,003	0,007	0,001	0,006
Fe	0,161	0,165	0,160	0,178	0,182	0,175	0,175	0,182	0,170	0,189
Mn	0,005	0,006	0,005	0,006	0,007	0,005	0,006	0,008	0,006	0,006
Ni	0,002	0,003	0,002	0,003	0,004	0,002	0,002	0,004	0,001	0,001
Mg	1,811	1,827	1,790	1,775	1,794	1,751	1,791	1,817	1,776	1,769
Ca	0,032	0,046	0,025	0,044	0,063	0,033	0,021	0,034	0,005	0,026
Na	0,003	0,005	0,002	0,004	0,007	0,003	0,004	0,007	0,002	0,006
En	90,1	90,5	89,5	88,6	89,3	87,8	89,9	90,7	89,2	88,3
Fs	8,3	8,4	8,2	9,2	9,4	9,0	9,1	9,5	8,8	9,8
Wo	1,6	2,3	1,2	2,2	3,1	1,6	1,0	1,7	0,2	1,3

n = Anzahl der Analysen
 mg# = molar MgO/(MgO+FeO)
 Total Fe entspricht FeO
 En: Enstatit, Fs: Ferrosilit, Wo: Wollastonit
 av = average (Mittelwert), max = maximum, min = minimum

Tabelle 6.15: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Klinopyroxene, die durch Orthopyroxen-Zerfall entstanden sind, 1. Teil.

Gesteinsart	Harzburgit													
	Chrom-Diopside													
Klinopyroxen Probe	LP1-12		LP5-12		LP7-12		LP11-12		LP1-12		LP5-12		LP6-12	
	n	in Gew. %	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min
SiO ₂	1	54,51	52,51	53,25	51,77	54,12	54,43	53,86	54,76	55,17	54,29	54,89	54,59	54,19
TiO ₂		0,10	0,05	0,06	0,05	0,07	0,15	0,00	0,06	0,11	0,01	0,09	0,03	0,06 d.l.
Al ₂ O ₃		1,09	2,61	3,45	2,48	1,42	1,63	1,22	0,61	1,05	0,33	1,09	0,74	0,28
Cr ₂ O ₃		1,81	1,21	0,37	0,33	1,57	2,26	1,02	1,76	2,40	0,99	1,58	1,08	1,34
FeO		3,00	2,49	3,42	2,84	2,49	2,73	2,15	2,90	3,13	2,76	2,97	2,76	2,54
MnO		0,10	0,09	0,03	0,03	0,08	0,10	0,06	0,10	0,12	0,07	0,11	0,08	0,07
NiO		0,04	0,03	0,06	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,16	0,02	0,07	0,03	0,03
MgO		17,03	16,99	16,94	16,00	17,36	17,99	16,77	17,79	18,18	17,51	18,19	17,35	17,49
CaO		21,53	22,95	25,02	24,08	21,70	22,07	21,28	21,23	21,81	20,87	21,57	21,50	20,26
Na ₂ O		1,41	0,65	0,46	0,22	1,23	1,59	0,96	1,08	1,23	0,91	1,06	0,85	0,79
Total		100,62	100,13	100,49	100,39	100,09	100,41	99,60	100,33	100,77	99,93	100,41	100,20	99,47
mg#		0,91	0,92	0,91	0,89	0,93	0,94	0,92	0,92	0,92	0,91	0,92	0,92	0,92
Mineralformel (Basis 6 O)														
Si		1,974	1,930	1,933	1,894	1,965	1,974	1,958	1,984	1,991	1,977	1,985	1,979	1,974
Ti		0,003	0,001	0,002	0,001	0,002	0,004	0,000	0,002	0,003	0,000	0,003	0,001	0,000
Al		0,047	0,112	0,149	0,106	0,061	0,070	0,052	0,026	0,045	0,014	0,046	0,032	0,012
Cr		0,052	0,035	0,011	0,009	0,045	0,065	0,029	0,050	0,069	0,028	0,045	0,031	0,038
Fe		0,091	0,076	0,105	0,086	0,076	0,083	0,065	0,088	0,095	0,083	0,090	0,084	0,077
Mn		0,003	0,003	0,001	0,001	0,002	0,003	0,002	0,003	0,004	0,002	0,003	0,003	0,002
Ni		0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,005	0,000	0,002	0,001	0,001
Mg		0,919	0,921	0,917	0,873	0,940	0,971	0,907	0,961	0,982	0,946	0,981	0,938	0,943
Ca		0,835	0,894	0,981	0,936	0,844	0,856	0,827	0,824	0,847	0,810	0,837	0,833	0,775
Na		0,099	0,046	0,033	0,015	0,086	0,112	0,068	0,076	0,087	0,064	0,075	0,060	0,056
En		49,7	48,6	47,2	44,6	50,5	51,3	49,8	51,2	51,8	50,2	51,5	50,4	51,0
Fs		5,1	4,1	5,4	4,5	4,2	4,7	3,5	4,8	5,2	4,6	4,9	4,6	4,4
Wo		45,2	47,2	50,1	48,3	45,3	45,5	45,2	43,9	44,9	43,0	45,0	43,8	42,0

n = Anzahl der Analysen
 mg# = molar MgO/(MgO+FeO)
 En: Enstatit, Fs: Ferrosilit, Wo: Wollastonit
 av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum
 d.l.: detection limit

Tabelle 6.16: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Klinopyroxene, die durch Orthopyroxen-Zerfall entstanden sind, 2. Teil.

Gesteinsart	Harzburgit																							
	Klinopyroxen			Endiopside			LP7-12			LP8-12			LP10-12			LP11-12			LP508			LP510		
Probe	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min
n	5	5	5	2	2	2	4	4	4	23	23	23	9	9	9	11	11	11	11	11	11	11	11	11
SiO ₂	54,42	54,69	54,28	54,85	54,97	54,74	54,37	54,61	53,93	54,45	54,93	53,79	54,73	55,15	54,38	54,42	54,85	54,04	54,42	54,85	54,04	54,42	54,85	54,04
TiO ₂	0,10	0,15	0,06	0,01	0,03	0,00	0,05	0,09	0,02	0,07	0,21	0,02	0,15	0,55	0,01	0,05	0,14	0,01	0,05	0,14	0,01	0,05	0,14	0,01
Al ₂ O ₃	0,73	0,89	0,54	0,57	0,59	0,55	0,96	1,36	0,79	0,84	1,22	0,58	1,14	1,30	0,83	0,83	1,01	0,59	0,83	1,01	0,59	0,83	1,01	0,59
Cr ₂ O ₃	1,44	1,81	0,94	1,53	1,81	1,25	1,73	2,85	1,04	1,50	2,10	0,64	1,26	1,77	0,62	1,46	1,73	0,58	1,46	1,73	0,58	1,46	1,73	0,58
FeO	2,93	3,08	2,81	2,62	2,62	2,61	2,54	2,73	2,30	2,72	3,01	2,55	2,51	2,87	2,39	2,62	2,85	2,47	2,62	2,85	2,47	2,62	2,85	2,47
MnO	0,09	0,13	0,08	0,08	0,08	0,07	0,09	0,12	0,06	0,08	0,10	0,07	0,08	0,10	0,03	0,08	0,10	0,07	0,08	0,10	0,07	0,08	0,10	0,07
NiO	0,03	0,04	0,02	0,07	0,07	0,06	0,04	0,07	0,02	0,05	0,10	0,01	0,05	0,06	0,03	0,04	0,06	0,03	0,04	0,06	0,03	0,04	0,06	0,03
MgO	17,68	18,10	17,45	18,09	18,20	17,98	18,22	18,72	17,20	17,98	19,34	17,17	18,25	18,88	17,61	18,18	18,53	17,71	18,18	18,53	17,71	18,18	18,53	17,71
CaO	21,26	21,60	21,16	21,35	21,44	21,26	21,26	22,23	20,77	21,23	21,74	20,68	21,52	22,04	20,75	21,31	21,80	20,59	21,31	21,80	20,59	21,31	21,80	20,59
Na ₂ O	0,97	1,09	0,90	1,01	1,05	0,97	0,90	1,28	0,63	1,13	1,42	0,54	0,83	1,05	0,69	0,86	1,09	0,58	0,86	1,09	0,58	0,86	1,09	0,58
Total	99,66	99,89	99,52	100,19	100,21	100,16	100,15	100,62	99,66	100,04	100,44	99,15	100,51	100,82	100,24	99,85	100,34	99,31	100,51	100,82	99,31	100,51	100,82	99,31
mg#	0,91	0,92	0,91	0,92	0,93	0,92	0,93	0,94	0,92	0,92	0,93	0,91	0,93	0,93	0,92	0,93	0,93	0,92	0,93	0,93	0,92	0,93	0,93	0,92
Mineralformel (Basis 6 O)																								
Si	1,983	1,987	1,978	1,986	1,989	1,984	1,970	1,976	1,960	1,975	1,984	1,940	1,973	1,984	1,966	1,977	1,987	1,970	1,973	1,984	1,966	1,977	1,987	1,970
Ti	0,003	0,004	0,002	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,001	0,002	0,006	0,000	0,004	0,015	0,000	0,001	0,004	0,000	0,004	0,015	0,000	0,001	0,004	0,000
Al	0,031	0,038	0,023	0,024	0,025	0,024	0,041	0,058	0,034	0,038	0,100	0,025	0,048	0,056	0,035	0,035	0,043	0,025	0,048	0,056	0,035	0,035	0,043	0,025
Cr	0,042	0,052	0,027	0,044	0,052	0,036	0,049	0,082	0,030	0,043	0,061	0,018	0,036	0,050	0,018	0,042	0,050	0,017	0,036	0,050	0,018	0,042	0,050	0,017
Fe	0,089	0,094	0,086	0,079	0,080	0,079	0,077	0,083	0,069	0,086	0,174	0,077	0,076	0,087	0,072	0,079	0,087	0,075	0,076	0,087	0,072	0,079	0,087	0,075
Mn	0,003	0,004	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,004	0,002	0,002	0,004	0,002	0,002	0,003	0,001	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,001	0,002	0,003	0,002
Ni	0,001	0,001	0,000	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,003	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001
Mg	0,961	0,984	0,949	0,977	0,982	0,972	0,984	1,006	0,932	0,932	1,731	0,934	0,981	1,018	0,949	0,985	1,006	0,956	0,981	1,018	0,949	0,985	1,006	0,956
Ca	0,830	0,841	0,826	0,828	0,831	0,825	0,825	0,858	0,809	0,791	0,843	0,026	0,831	0,849	0,804	0,829	0,845	0,804	0,831	0,849	0,804	0,829	0,845	0,804
Na	0,068	0,077	0,064	0,071	0,074	0,068	0,063	0,090	0,044	0,076	0,101	0,008	0,058	0,073	0,048	0,061	0,077	0,041	0,058	0,073	0,048	0,061	0,077	0,041
En	51,0	51,8	50,4	51,8	51,8	51,7	52,1	52,9	51,1	51,6	53,8	50,6	51,9	53,2	51,1	51,9	52,9	51,1	51,9	53,2	51,1	51,9	52,9	51,1
Fs	4,9	5,1	4,7	4,3	4,4	4,3	4,2	4,5	3,8	4,5	4,9	4,2	4,1	4,7	4,0	4,3	4,7	4,1	4,3	4,7	4,0	4,3	4,7	4,1
Wo	44,1	44,5	43,5	43,9	43,9	43,9	43,7	44,6	42,7	43,8	44,6	41,9	44,0	44,8	42,0	44,0	44,7	42,3	44,0	44,8	42,0	44,0	44,7	42,3

n = Anzahl der Analysen mg# = molar MgO/(MgO+FeO) av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum

Total Fe entspricht FeO En: Enstatit, Fs: Ferrosilit, Wo: Wollastonit

Tabelle 6.17: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Klinopyroxene, die durch Orthopyroxen-Zerfall entstanden sind, 3. Teil.

Gesteinsart Klinopyroxen Probe	Dunit			Lherzolit			Rekristallisiert		
	Endiopside								
in Gew.%	av	max	min	av	max	min	av	max	min
n	LP501 5			LP506 3			LP502 6		
SiO ₂	54,53	54,84	54,28	54,88	55,00	54,76	54,53	54,67	54,30
TiO ₂	0,06	0,08	0,05	0,02	0,05	0,01	0,01	0,04 d.l.	
Al ₂ O ₃	0,55	0,81	0,24	0,87	1,02	0,69	0,38	0,51	0,31
Cr ₂ O ₃	1,77	1,99	1,60	1,47	1,67	1,35	1,68	2,01	1,16
FeO	2,75	2,86	2,63	2,90	2,95	2,85	3,08	3,21	2,97
MnO	0,09	0,11	0,08	0,11	0,13	0,10	0,12	0,13	0,09
NiO	0,03	0,06	0,01	0,04	0,05	0,03	0,04	0,06	0,02
MgO	18,32	19,04	17,97	17,70	17,99	17,45	17,63	18,00	17,27
CaO	20,93	21,21	20,65	21,51	21,56	21,40	20,92	21,28	20,73
Na ₂ O	1,03	1,15	0,91	1,01	1,09	0,89	1,25	1,40	1,09
Total	100,07	100,39	99,72	100,50	100,72	100,38	99,63	99,87	99,19
mg#	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,91	0,91	0,91	0,91
Mineralformel (Basis 6 O)									
Si	1,979	1,984	1,971	1,983	1,989	1,976	1,991	1,993	1,989
Ti	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000
Al	0,024	0,035	0,010	0,037	0,044	0,029	0,016	0,022	0,013
Cr	0,051	0,057	0,046	0,042	0,048	0,038	0,048	0,058	0,033
Fe	0,083	0,087	0,080	0,088	0,089	0,086	0,094	0,098	0,091
Mn	0,003	0,003	0,002	0,003	0,004	0,003	0,004	0,004	0,003
Ni	0,001	0,002	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001
Mg	0,991	1,026	0,973	0,954	0,970	0,941	0,960	0,978	0,944
Ca	0,814	0,828	0,800	0,833	0,836	0,827	0,818	0,830	0,811
Na	0,072	0,081	0,064	0,071	0,076	0,063	0,088	0,100	0,077
En	52,4	53,6	51,9	50,8	51,2	50,4	51,2	51,7	50,7
Fs	4,6	4,7	4,4	4,8	4,9	4,7	5,2	5,4	5,1
Wo	43,0	43,6	41,8	44,4	44,7	44,1	43,6	44,2	42,9

n = Anzahl der Analysen
Total Fe entspricht FeO

mg# = molar MgO/(MgO+FeO)
En: Enstatit, Fs: Ferrosilit, Wo: Wollastonit

av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum
d.l.: detection limit

Tabelle 6.18: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Klinopyroxene in Schmelzadern, 1. Teil.

Gesteinsart Klinopyroxen Probe	Harzburgit												Dunit					
	LP1-12	LP5-12	LP6-12	LP7-12	LP8-12	LP10-12	LP508	LP510	LP3-12	LP509	LP516	av	min	max	min	max	av	
in Gew. %	1	1	1	1	1	1	1	1	7	7	21	53,96	52,10	53,84	52,10	54,76	53,35	
SiO ₂	55,00	53,57	54,50	54,42	54,91	52,95	53,74	54,47	54,27	54,91	54,76	54,27	52,66	53,84	52,10	54,76	53,96	53,35
TiO ₂	0,01	0,05	0,00	0,05	0,00	0,25	0,21	0,02	0,13	0,45	0,01	0,13	0,01	0,25	0,08	0,18	0,11	0,05
Al ₂ O ₃	0,97	2,43	0,95	0,96	0,57	2,28	1,78	1,05	1,03	2,27	0,41	1,03	0,41	2,90	1,50	1,69	1,20	0,58
Cr ₂ O ₃	0,89	1,14	0,98	0,95	1,33	2,15	1,25	1,77	1,02	2,12	0,59	1,02	0,59	1,35	0,82	1,90	1,45	0,94
FeO	2,87	2,54	2,72	2,69	2,18	2,35	3,09	2,49	2,63	2,79	2,45	2,63	2,45	2,56	2,18	2,75	2,44	2,20
MnO	0,07	0,11	0,09	0,11	0,07	0,07	0,12	0,06	0,07	0,10	0,06	0,07	0,06	0,09	0,06	0,09	0,06	0,04
NiO	0,05	0,02	0,04	0,04	0,06	0,04	0,03	0,06	0,06	0,07	0,04	0,06	0,04	0,08	0,02	0,07	0,04	0,02
MgO	17,55	17,44	17,67	17,47	18,13	17,22	17,47	17,31	17,23	17,88	16,46	17,23	16,46	17,55	16,73	17,84	17,30	16,93
CaO	21,93	22,34	22,05	22,30	22,28	21,52	22,08	21,61	22,65	23,58	21,63	22,65	21,63	23,75	22,49	22,96	22,30	21,52
Na ₂ O	1,01	0,70	0,92	0,94	0,80	1,02	0,82	1,10	0,79	1,16	0,47	0,79	0,47	0,99	0,62	1,24	0,95	0,76
Total	100,36	100,33	99,91	99,91	100,32	99,86	100,59	99,95	99,87	100,31	99,48	99,87	99,48	100,17	99,70	100,34	99,64	98,88
mg#	0,92	0,92	0,92	0,92	0,94	0,93	0,91	0,93	0,92	0,93	0,92	0,92	0,92	0,93	0,92	0,93	0,93	0,92
Mineralformel (Basis 6 O)																		
Si	1,989	1,940	1,981	1,979	1,985	1,930	1,947	1,979	1,976	1,993	1,930	1,976	1,930	1,961	1,908	1,998	1,969	1,949
Ti	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,007	0,006	0,001	0,004	0,013	0,000	0,004	0,000	0,007	0,002	0,005	0,003	0,001
Al	0,041	0,104	0,041	0,041	0,024	0,098	0,076	0,045	0,044	0,098	0,017	0,044	0,017	0,125	0,064	0,073	0,052	0,025
Cr	0,025	0,033	0,028	0,027	0,038	0,062	0,036	0,051	0,029	0,061	0,017	0,029	0,017	0,039	0,023	0,055	0,042	0,027
Fe	0,087	0,077	0,083	0,082	0,066	0,072	0,094	0,076	0,080	0,085	0,075	0,080	0,075	0,078	0,067	0,083	0,074	0,067
Mn	0,002	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,004	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,002	0,001
Ni	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001
Mg	0,946	0,941	0,957	0,947	0,977	0,935	0,943	0,937	0,935	0,968	0,899	0,935	0,899	0,953	0,913	0,969	0,941	0,923
Ca	0,850	0,867	0,859	0,869	0,863	0,840	0,857	0,841	0,884	0,923	0,840	0,884	0,840	0,930	0,880	0,899	0,872	0,837
Na	0,071	0,049	0,065	0,066	0,056	0,072	0,058	0,078	0,056	0,081	0,033	0,056	0,033	0,070	0,044	0,087	0,051	0,000
En	50,2	49,9	50,4	49,8	51,2	50,6	49,7	50,5	49,2	50,8	47,2	49,2	47,2	49,8	47,7	51,0	49,8	48,9
Fs	4,7	4,2	4,5	4,5	3,6	4,0	5,1	4,2	4,3	4,6	4,0	4,3	4,0	4,2	3,6	4,6	4,0	3,6
Wo	45,1	45,9	45,2	45,7	45,2	45,4	45,2	45,3	46,5	48,4	45,2	46,5	45,2	47,6	46,2	47,2	46,1	45,0

n = Anzahl der Analysen mg# = molar MgO/(MgO+FeO) av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum

En: Enstatit, Fs: Ferrosilit, Wo: Wollastonit

Total Fe entspricht FeO

Tabelle 6.19: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Klinopyroxene in Schmelzadern, 2. Teil.

Gesteinsart Klinopyroxen Probe in Gew. % n	Dunit				Composit				Rekristall. Dunit				Composit			
	Chrom-Diopside LP515 max 13		LP86 max 16		LP507 max 15		LP9-12 1		Diopside LP509 1		LP3-12 max 7		LP507 max 4			
	av	min	max	av	min	max	av	min	av	min	max	av	min			
SiO ₂	52,75	54,48	51,21	51,63	50,37	53,22	54,02	54,18	53,95	54,67	54,78	54,33	54,00			
TiO ₂	0,18	0,66 d.l.		0,35	0,13	0,05	0,19	0,03	0,04	0,02	0,11	0,07	0,03			
Al ₂ O ₃	2,60	4,00	1,48	3,67	2,76	0,83	1,18	0,71	1,73	0,40	0,88	0,92	0,86			
Cr ₂ O ₃	1,03	1,53	0,51	0,95	0,61	0,64	1,03	1,32	0,15	0,19	0,43	0,31	0,24			
FeO	2,82	3,24	2,63	3,22	2,98	2,30	2,59	3,08	2,45	2,85	3,00	2,59	2,32			
MnO	0,06	0,08	0,04	0,05	0,02	0,03	0,08	0,08	0,06	0,11	0,11	0,08	0,07			
NiO	0,04	0,07	0,01	0,04	0,02	0,00	0,04	0,04	0,05	0,04	0,06	0,03	0,03			
MgO	16,74	17,45	15,93	15,83	15,24	17,13	17,66	17,12	17,89	17,38	17,46	18,22	18,16			
CaO	23,11	23,56	22,45	23,47	23,00	21,75	22,34	21,60	23,20	22,18	23,38	22,65	22,50			
Na ₂ O	0,65	0,90	0,36	0,57	0,42	0,63	0,81	1,19	0,53	0,73	0,88	0,60	0,55			
Total	99,98	100,44	99,29	99,78	99,36	99,46	99,94	99,36	100,04	99,78	99,82	99,81	99,57			
mg#	0,91	0,92	0,90	0,90	0,89	0,92	0,92	0,91	0,93	0,91	0,92	0,93	0,92			
Mineralformel (Basis 6 O)																
Si	1,898	1,973	1,788	1,895	1,852	1,946	1,965	1,985	1,958	1,994	1,981	1,975	1,970			
Ti	0,012	0,034	0,001	0,010	0,004	0,001	0,005	0,001	0,001	0,001	0,003	0,002	0,001			
Al	0,144	0,272	0,060	0,159	0,119	0,036	0,051	0,031	0,074	0,038	0,045	0,040	0,037			
Cr	0,033	0,070	0,011	0,028	0,018	0,019	0,030	0,038	0,004	0,012	0,010	0,009	0,007			
Fe	0,087	0,102	0,077	0,099	0,092	0,070	0,079	0,095	0,074	0,091	0,083	0,079	0,071			
Mn	0,002	0,003	0,001	0,002	0,001	0,001	0,003	0,002	0,002	0,004	0,003	0,003	0,002			
Ni	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001			
Mg	0,895	0,952	0,823	0,866	0,837	0,933	0,958	0,935	0,968	0,946	0,991	0,987	0,984			
Ca	0,909	0,932	0,886	0,923	0,903	0,851	0,871	0,848	0,902	0,914	0,892	0,882	0,876			
Na	0,041	0,056	0,027	0,040	0,030	0,044	0,057	0,084	0,037	0,062	0,047	0,042	0,038			
En	47,9	49,6	46,5	45,8	44,3	49,1	50,1	49,7	49,7	49,7	50,7	50,6	50,5			
Fs	4,6	5,4	4,2	5,3	4,9	3,7	4,3	5,2	3,9	5,0	4,4	4,2	3,7			
Wo	47,5	48,5	45,9	48,8	47,9	45,0	45,6	45,1	46,4	46,9	45,6	45,2	45,0			

n = Anzahl der Analysen
mg# = molar MgO/(MgO+FeO)
En: Enstatit, Fs: Ferrosilit, Wo: Wollastonit
av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum
d.l.: detection limit

Tabelle 6.20: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Klinopyroxene in Schmelzadern, 3. Teil.

Gesteinsart Klinopyroxen Probe in Gew. %	Harzburgit																					
	Enidiopside LP6-12			LP508			LP1-12			LP7-12			LP8-12			LP10-12			LP510			
n	1	1	1	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	
SiO ₂	54,68	54,41	54,41	54,67	54,90	54,41	54,85	55,03	54,69	54,97	54,20	54,24	54,81	54,31	54,39	54,22						
TiO ₂	0,05	0,04	0,03	0,09	0,18	0,03	0,06	0,07	0,04	0,03	0,00	0,10	0,16	0,02	0,05 d.l.							
Al ₂ O ₃	0,89	1,33	0,44	0,65	0,88	0,44	0,67	0,76	0,48	0,70	0,40	1,07	1,28	0,95	1,10	0,79						
Cr ₂ O ₃	1,53	1,03	1,22	1,48	2,32	1,22	0,77	1,74	0,41	2,11	1,05	1,61	1,73	1,60	1,61	1,60						
FeO	2,79	3,26	2,82	2,91	3,04	2,82	2,92	3,15	2,83	2,70	2,47	2,60	2,71	2,60	2,66	2,53						
MnO	0,07	0,12	0,06	0,09	0,11	0,06	0,09	0,10	0,05	0,09	0,05	0,07	0,08	0,07	0,09	0,06						
NiO	0,07	0,06	0,01	0,04	0,06	0,01	0,04	0,07	0,02	0,10	0,03	0,07	0,09	0,06	0,06	0,06						
MgO	17,60	17,54	17,49	17,88	18,12	17,49	18,29	18,68	17,75	18,58	17,58	18,02	18,24	17,86	17,87	17,85						
CaO	21,61	21,70	20,60	21,44	21,77	20,60	21,58	22,31	21,04	21,63	20,80	21,09	21,42	21,63	21,85	21,41						
Na ₂ O	1,06	0,89	0,83	0,97	1,20	0,83	0,91	1,16	0,79	1,11	0,81	0,94	1,11	0,94	0,99	0,90						
Total	100,35	100,38	99,87	100,21	100,54	99,87	100,17	100,28	99,87	100,22	98,73	99,63	100,34	100,04	100,28	99,80						
mg#	0,92	0,91	0,91	0,92	0,92	0,91	0,92	0,92	0,91	0,93	0,92	0,92	0,93	0,92	0,93	0,92						
Mineralformel (Basis 6 O)																						
Si	1,980	1,971	1,977	1,982	1,988	1,983	1,986	1,988	1,983	1,991	1,983	1,989	1,991	1,970	1,980	1,965						
Ti	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,003	0,004	0,002						
Al	0,038	0,057	0,019	0,028	0,038	0,019	0,029	0,032	0,021	0,030	0,017	0,021	0,030	0,046	0,055	0,037						
Cr	0,044	0,029	0,035	0,043	0,066	0,035	0,022	0,050	0,012	0,061	0,030	0,044	0,061	0,046	0,050	0,041						
Fe	0,084	0,099	0,085	0,088	0,092	0,085	0,088	0,095	0,086	0,083	0,075	0,079	0,083	0,079	0,082	0,076						
Mn	0,002	0,004	0,002	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,002						
Ni	0,002	0,002	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,002	0,001	0,003	0,001	0,002	0,003	0,002	0,003	0,002						
Mg	0,950	0,948	0,949	0,966	0,978	0,949	0,987	1,007	0,959	1,003	0,949	0,976	1,003	0,976	0,982	0,969						
Ca	0,838	0,842	0,800	0,833	0,847	0,800	0,837	0,867	0,817	0,843	0,811	0,830	0,843	0,821	0,832	0,814						
Na	0,074	0,063	0,058	0,068	0,084	0,058	0,064	0,081	0,055	0,078	0,057	0,067	0,078	0,071	0,078	0,062						
En	50,7	50,1	50,6	51,1	51,9	50,6	51,5	52,2	50,6	52,4	51,0	51,7	52,4	52,0	52,2	51,6						
Fs	4,6	5,4	4,6	4,8	5,0	4,6	4,8	5,1	4,6	4,5	4,2	4,3	4,5	4,3	4,5	4,1						
Wo	44,7	44,5	43,1	44,1	44,4	43,1	43,7	44,8	42,7	44,8	43,3	44,0	44,8	43,7	44,3	43,3						

n = Anzahl der Analysen
 mg# = molar MgO/(MgO+FeO)
 En: Enstatit, Fs: Ferrosilit, Wo: Wollastonit
 av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum
 d.l.: detection limit

Tabelle 6.21: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Klinopyroxene in Schmelzadern, 4. Teil.

Gesteinsart Klinopyroxen	Lherzolit										Dunit											
	Rekristallisiert					Dunit					Rekristallisiert					Dunit						
	Endiopside		LP516		LP501		LP9-12		LP502 phl		LP515		LP86		Fassaite		LP502 phl		LP515		LP86	
Probe in Gew.-%	n	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min
SiO ₂	54,37	54,77	54,02	54,86	54,37	54,80	53,87	54,71	55,39	53,95	54,34	55,01	54,34	54,64	55,01	54,34	47,49	48,54	46,79	49,84	51,39	48,34
TiO ₂	0,06	0,09	0,02	0,07	0,05	0,09	0,01	0,08	0,35	0,01	0,02	0,07	0,02	0,04	0,07	0,02	1,20	1,27	1,13	0,48	0,66	0,29
Al ₂ O ₃	1,11	1,43	0,82	0,45	0,44	0,70	0,22	0,52	0,77	0,23	0,38	0,52	0,38	0,46	0,52	0,38	7,07	7,74	6,26	5,56	7,16	4,12
Cr ₂ O ₃	1,71	2,00	1,45	1,03	1,73	2,46	1,29	1,04	2,57	0,23	0,32	2,10	0,32	1,41	2,10	0,32	3,03	3,90	2,40	1,15	1,71	0,73
FeO	2,91	3,02	2,80	2,40	2,74	2,85	2,66	3,02	3,55	2,46	2,22	3,25	2,22	2,89	3,25	2,22	2,78	2,91	2,69	3,54	3,94	3,02
MnO	0,09	0,10	0,08	0,03	0,09	0,10	0,08	0,10	0,14	0,05	0,11	0,16	0,11	0,14	0,16	0,11	0,04	0,05	0,03	0,04	0,07	0,01
NiO	0,05	0,06	0,03	0,02	0,05	0,08	0,04	0,05	0,14	0,01	0,02	0,07	0,02	0,05	0,07	0,02	0,04	0,05	0,04	0,04	0,08	0,01
MgO	17,39	18,01	17,03	18,48	18,39	19,11	17,95	18,38	20,37	17,48	17,17	18,45	17,17	17,78	18,45	17,17	14,33	14,99	13,86	14,71	15,49	13,82
CaO	21,22	21,66	20,83	21,64	20,81	21,50	19,44	21,17	21,98	18,99	20,53	22,19	20,53	21,39	22,19	20,53	23,21	23,40	22,89	23,91	24,37	23,43
Na ₂ O	1,15	1,40	0,91	0,00	0,98	1,25	0,82	0,93	1,29	0,48	0,58	1,37	0,58	1,09	1,37	0,58	0,46	0,51	0,43	0,48	0,59	0,37
Total	100,04	100,46	99,68	99,14	99,66	99,96	99,19	100,01	100,57	98,97	99,51	100,42	99,51	99,89	100,42	99,51	99,64	99,92	99,31	99,75	100,30	99,31
mg#	0,91	0,92	0,91	0,93	0,92	0,92	0,92	0,92	0,93	0,90	0,91	0,94	0,91	0,92	0,94	0,91	0,90	0,91	0,90	0,88	0,90	0,86
Mineralformel (Basis 6 O)																						
Si	1,976	1,982	1,965	2,000	1,980	1,989	1,974	1,985	1,992	1,972	1,983	1,994	1,983	1,988	1,994	1,983	1,840	1,925	1,778	1,839	1,883	1,792
Ti	0,002	0,003	0,001	0,002	0,001	0,002	0,000	0,002	0,010	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,020	0,031	0,006	0,013	0,018	0,008
Al	0,047	0,061	0,035	0,019	0,019	0,030	0,009	0,022	0,033	0,010	0,016	0,022	0,016	0,020	0,022	0,016	0,220	0,297	0,109	0,242	0,313	0,178
Cr	0,049	0,057	0,042	0,030	0,050	0,070	0,037	0,030	0,074	0,006	0,009	0,060	0,009	0,041	0,060	0,009	0,043	0,060	0,028	0,033	0,050	0,021
Fe	0,089	0,091	0,085	0,073	0,084	0,087	0,081	0,092	0,107	0,074	0,067	0,099	0,067	0,088	0,099	0,067	0,096	0,100	0,090	0,109	0,122	0,093
Mn	0,003	0,003	0,002	0,001	0,003	0,003	0,002	0,003	0,004	0,002	0,003	0,005	0,003	0,004	0,005	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000
Ni	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,004	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000
Mg	0,942	0,978	0,923	1,004	0,998	1,038	0,981	0,994	1,091	0,946	0,933	1,000	0,933	0,964	1,000	0,933	0,844	0,917	0,790	0,809	0,851	0,762
Ca	0,826	0,844	0,808	0,845	0,812	0,840	0,759	0,823	0,853	0,731	0,802	0,862	0,802	0,834	0,862	0,802	0,922	0,933	0,903	0,945	0,964	0,928
Na	0,081	0,098	0,064	0,000	0,069	0,088	0,058	0,066	0,091	0,034	0,041	0,097	0,041	0,077	0,097	0,041	0,038	0,041	0,035	0,035	0,042	0,026
En	50,7	51,7	50,1	52,2	52,6	55,0	51,6	52,0	56,5	50,4	50,4	51,5	50,4	51,0	51,5	50,4	43,9	45,0	43,4	43,4	44,8	41,6
Fs	4,9	5,2	4,7	3,9	4,6	4,7	4,4	5,0	5,7	4,0	3,7	4,9	3,7	4,9	5,5	3,7	4,9	5,1	4,6	5,9	6,6	4,9
Wo	44,4	45,0	43,6	43,9	42,8	44,0	40,2	43,1	44,6	37,8	43,0	44,1	45,0	44,1	45,0	43,0	51,2	51,6	50,4	50,7	51,9	50,1

n = Anzahl der Analysen
mg# = molar MgO/(MgO+FeO)
av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum

Total Fe entspricht FeO
En: Enstatit, Fs: Ferrosilit, Wo: Wollastonit

Tabelle 6.22: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Klinopyroxene in Schmelzadern im Wehrlit LP4-12.

Gesteinsart Klinopyroxen Probe in Gew.-%	Wehrlit																											
	Chrom-Diopside						LP4-12						Diopside						Fassaite									
	av	max	rechts	min	av	max	mitte	min	av	max	links	min	av	max	Amph-Gang	min	av	max	Amph-Gang	min	av	max	Amph-Gang	min	av	max	Amph-Gang	min
n	53,11	53,95	3	52,32	51,44	52,22	50,59	52,13	52,98	6	50,64	49,67	50,63	49,19	49,51	49,86	49,16	45,43	46,64	44,52								
SiO ₂	0,28	0,44		0,14	0,96	1,19	0,67	0,71	1,09		0,32	1,90	2,03	1,62	2,07	2,29	1,86	3,55	4,04	2,95								
TiO ₂	1,73	2,67		0,85	3,39	3,85	2,72	2,45	3,89		1,37	4,71	5,35	4,02	4,76	5,29	4,35	8,44	9,48	7,22								
Al ₂ O ₃	1,62	1,83		1,27	0,88	0,95	0,78	1,13	1,66		0,70	0,77	0,87	0,55	0,40	0,50	0,34	0,75	1,20	0,22								
Cr ₂ O ₃	2,96	3,03		2,89	3,54	3,61	3,42	3,80	4,34		3,28	3,90	4,10	3,75	4,16	4,38	3,93	4,48	5,08	4,07								
FeO	0,11	0,12		0,11	0,10	0,11	0,09	0,12	0,15		0,09	0,08	0,09	0,07	0,09	0,11	0,07	0,06	0,08	0,03								
MnO	0,03	0,06		0,01	0,05	0,07	0,04	0,04	0,05		0,01	0,04	0,05	0,03	0,06	0,11	0,02	0,03	0,06	0,01								
NiO	16,81	17,20		16,51	15,97	16,38	15,66	16,32	16,83		15,53	15,66	16,22	15,41	15,54	15,79	15,16	13,33	13,85	12,96								
MgO	22,75	22,98		22,39	23,20	23,36	22,97	23,05	23,37		22,88	23,09	23,33	22,58	23,01	23,27	22,58	23,33	23,74	23,03								
CaO	0,85	0,88		0,80	0,69	0,74	0,65	0,79	0,92		0,63	0,38	0,43	0,31	0,37	0,41	0,31	0,44	0,51	0,33								
Na ₂ O	100,25	100,33		100,18	100,23	100,58	99,96	100,54	100,93		100,03	100,20	100,46	99,75	99,97	100,34	99,42	99,84	100,50	99,54								
Total	0,91	0,91		0,91	0,89	0,90	0,89	0,88	0,90		0,86	0,88	0,88	0,88	0,87	0,88	0,87	0,84	0,86	0,83								
mg#	1,938	1,964		1,912	1,884	1,909	1,862	1,906	1,936		1,866	1,825	1,852	1,806	1,825	1,835	1,807	1,692	1,736	1,654								
Si	0,008	0,012		0,004	0,027	0,033	0,018	0,020	0,030		0,009	0,052	0,056	0,044	0,057	0,063	0,052	0,099	0,114	0,082								
Ti	0,075	0,115		0,037	0,146	0,167	0,117	0,106	0,169		0,059	0,204	0,231	0,173	0,207	0,229	0,190	0,371	0,415	0,317								
Al	0,047	0,053		0,037	0,026	0,028	0,023	0,033	0,048		0,020	0,022	0,025	0,016	0,012	0,014	0,010	0,022	0,035	0,006								
Cr	0,090	0,093		0,088	0,108	0,111	0,105	0,116	0,134		0,100	0,120	0,125	0,115	0,128	0,136	0,121	0,140	0,158	0,126								
Fe	0,003	0,004		0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	0,005		0,003	0,002	0,003	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003	0,001								
Mn	0,001	0,002		0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002		0,000	0,001	0,002	0,001	0,002	0,003	0,000	0,001	0,002	0,000								
Ni	0,914	0,934		0,899	0,872	0,893	0,860	0,889	0,911		0,853	0,858	0,885	0,845	0,854	0,873	0,831	0,740	0,763	0,718								
Mg	0,889	0,900		0,873	0,910	0,921	0,902	0,903	0,915		0,890	0,909	0,923	0,885	0,909	0,917	0,897	0,931	0,940	0,921								
Ca	0,060	0,062		0,057	0,049	0,052	0,046	0,056	0,065		0,045	0,027	0,030	0,022	0,026	0,030	0,022	0,032	0,037	0,024								
Na	48,2	49,2		47,5	46,0	46,7	45,3	46,5	47,9		45,0	45,4	46,6	44,8	45,1	45,7	44,3	40,8	41,7	40,1								
En	4,9	5,1		4,8	5,9	6,1	5,6	6,3	7,2		5,4	6,5	6,7	6,3	6,9	7,3	6,5	7,8	8,7	7,0								
Fs	46,9	47,5		46,0	48,1	48,6	47,6	47,2	47,8		46,8	48,1	48,7	46,7	48,0	48,8	47,0	51,4	52,0	50,2								
Wo	av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum mg# = molar MgO/(MgO+FeO) En: Enstatit, Fs: Ferrosilit, Wo: Wollastonit Amph-Gang: Kleine Splitter im Glas beim Amphibol-Gang																											

Tabelle 6.23: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Klinopyroxene in Schmelztaschen (melt pockets).

Gesteinsart Klinopyroxen Probe in Gew.-%	Lherzolit			Dunit			Harzburgit			Lherzolit								
	Chrom-Diopside LP506			LP509			LP516			Endiopside LP509			LP510			LP506		
	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min
n																		
SiO ₂	54,01	54,38	53,62	53,99	54,04	53,95	53,11	54,83	51,72	54,41	54,91	54,58	54,69	54,49				
TiO ₂	0,32	0,49	0,16	0,11	0,12	0,09	0,23	0,40	0,05	0,10	0,03	0,12	0,13	0,11				
Al ₂ O ₃	1,49	1,86	1,23	1,34	1,36	1,33	2,15	3,20	0,68	0,98	0,81	0,95	1,00	0,85				
Cr ₂ O ₃	1,10	1,16	1,03	1,68	1,75	1,61	1,68	2,44	0,52	1,19	0,64	1,02	1,33	0,72				
FeO	3,12	3,25	3,04	2,54	2,56	2,53	2,33	2,48	2,18	2,59	3,03	3,13	3,26	3,05				
MnO	0,11	0,12	0,09	0,08	0,09	0,07	0,03	0,05 d.l.		0,10	0,12	0,10	0,12	0,08				
NiO	0,05	0,06	0,03	0,05	0,06	0,04	0,06	0,08	0,04	0,03	0,07	0,05	0,06	0,03				
MgO	17,22	17,33	17,01	17,35	17,42	17,29	17,21	18,14	16,30	17,83	19,64	17,70	17,77	17,64				
CaO	22,30	22,65	21,97	21,59	21,71	21,46	22,40	22,88	21,75	21,69	20,08	22,00	22,09	21,95				
Na ₂ O	0,77	0,79	0,75	1,13	1,23	1,03	0,76	0,84	0,68	1,02	0,58	0,79	0,88	0,70				
Total	100,48	100,65	100,37	99,86	100,03	99,68	99,95	100,08	99,77	99,94	99,92	100,42	100,73	100,22				
mg#	0,91	0,91	0,90	0,92	0,92	0,92	0,93	0,93	0,92	0,92	0,92	0,91	0,91	0,91				
Mineralformel (Basis 6 O)																		
Si	1,958	1,971	1,943	1,965	1,969	1,961	1,934	1,987	1,894	1,976	1,983	1,977	1,979	1,976				
Ti	0,009	0,013	0,004	0,003	0,003	0,003	0,006	0,011	0,001	0,003	0,001	0,003	0,004	0,003				
Al	0,064	0,079	0,053	0,058	0,058	0,057	0,092	0,138	0,029	0,042	0,035	0,040	0,043	0,036				
Cr	0,031	0,033	0,029	0,048	0,050	0,046	0,048	0,071	0,015	0,034	0,018	0,029	0,038	0,021				
Fe	0,095	0,098	0,092	0,077	0,078	0,077	0,071	0,076	0,067	0,079	0,092	0,095	0,099	0,092				
Mn	0,003	0,004	0,003	0,002	0,003	0,002	0,001	0,002	0,000	0,003	0,004	0,003	0,004	0,002				
Ni	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001				
Mg	0,931	0,937	0,919	0,942	0,944	0,939	0,934	0,980	0,890	0,965	1,058	0,956	0,961	0,953				
Ca	0,866	0,880	0,853	0,842	0,846	0,838	0,874	0,894	0,848	0,844	0,777	0,854	0,858	0,850				
Na	0,054	0,056	0,053	0,080	0,087	0,073	0,053	0,059	0,048	0,072	0,040	0,055	0,062	0,049				
En	49,1	49,5	48,5	50,5	50,6	50,5	49,7	50,7	48,2	51,0	54,8	50,1	50,2	50,0				
Fs	5,2	5,4	5,1	4,3	4,3	4,3	3,8	4,1	3,6	4,3	4,9	5,1	5,3	5,0				
Wo	45,7	46,4	45,1	45,2	45,2	45,1	46,5	48,2	45,4	44,6	40,3	44,8	45,0	44,5				

n = Anzahl der Analysen
 mg# = molar MgO/(MgO+FeO)
 Total Fe entspricht FeO
 En: Enstatit, Fs: Ferrosilit, Wo: Wollastonit
 av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum
 d.l.: detection limit

Tabelle 6.24: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Klinopyroxene in Gängen, 1. Teil.

Gesteinsart Klinopyroxen Probe in Gew.-%	Harzburgit			Lherzolit			Wehrhilt			Dunit			Wehrhilt		
	Chrom-Diopside LP7-12	LP506	LP4-12	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min
n	1	1	4												
SiO ₂	54,54	54,37	53,95	50,78	53,95	49,36	52,84	54,51	50,40	51,08	51,90	50,55			
TiO ₂	0,13	0,08	1,83	1,30	1,83	0,33	0,48	1,41	0,08	1,20	1,33	1,08			
Al ₂ O ₃	0,98	1,11	4,84	3,68	4,84	0,98	2,51	4,12	1,32	3,79	4,09	3,23			
Cr ₂ O ₃	0,75	1,12	1,07	0,79	1,07	0,63	0,03	0,09 d.l.		0,38	0,42	0,30			
FeO	2,75	2,66	4,73	4,35	4,73	3,69	3,42	4,28	3,12	4,50	4,95	3,96			
MnO	0,08	0,07	0,13	0,10	0,13	0,08	0,10	0,15	0,06	0,13	0,16	0,10			
NiO	0,05	0,06	0,04	0,03	0,04	0,02	0,04	0,07	0,02	0,04	0,04	0,03			
MgO	17,54	17,59	17,16	15,53	17,16	14,83	16,70	17,62	15,86	15,41	15,81	15,18			
CaO	22,07	21,78	23,20	22,80	23,20	22,33	22,91	23,67	22,16	23,02	23,25	22,87			
Na ₂ O	0,86	0,80	0,62	0,55	0,62	0,41	0,64	0,86	0,43	0,59	0,62	0,58			
Total	99,76	99,65	100,00	99,89	100,00	99,82	99,67	100,44	98,87	100,13	100,38	99,90			
mg#	0,92	0,92	0,89	0,86	0,89	0,85	0,90	0,91	0,87	0,86	0,88	0,85			
Mineralformel (Basis 6 O)															
Si	1,98	1,98	1,97	1,87	1,97	1,83	1,85	1,98	1,66	1,88	1,90	1,87			
Ti	0,00	0,00	0,05	0,04	0,05	0,01	0,04	0,12	0,00	0,03	0,04	0,03			
Al	0,04	0,05	0,21	0,16	0,21	0,04	0,20	0,41	0,06	0,16	0,18	0,14			
Cr	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,00	0,01 d.l.		0,01	0,01	0,01			
Fe	0,08	0,08	0,15	0,13	0,15	0,11	0,11	0,14	0,09	0,14	0,15	0,12			
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Mg	0,95	0,95	0,93	0,85	0,93	0,82	0,86	0,97	0,74	0,84	0,86	0,84			
Ca	0,86	0,85	0,92	0,90	0,92	0,87	0,92	0,95	0,88	0,91	0,91	0,90			
Na	0,06	0,06	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,05	0,02	0,04	0,04	0,04			
En	50,13	50,57	48,54	45,10	48,54	43,58	47,51	49,42	45,67	44,60	45,42	44,06			
Fs	4,54	4,42	7,93	7,26	7,93	6,06	5,62	7,24	5,11	7,51	8,23	6,57			
Wo	45,34	45,01	48,64	47,63	48,64	45,40	46,87	48,67	45,20	47,89	48,01	47,71			

n = Anzahl der Analysen
 Total Fe entspricht FeO
 mg# = molar MgO/(MgO+FeO)
 En: Enstatit, Fs: Ferrosilit, Wo: Wollastonit
 av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum
 d.l.: detection limit

Tabelle 6.25: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Klinopyroxene in Gängen, 2. Teil.

Gesteinsart Klinopyroxen Probe in Gew. %	Harzburgit				Lherzolith				Dunit	
	Endiopsid		LP7-12		LP8-12		LP506		Fassaite	
n	av	max	min	av	max	min	av	max	av	min
SiO ₂	54,87	55,47	54,22	55,05	55,53	54,50	54,72	55,03	47,00	48,42
TiO ₂	0,07	0,19	0,03	0,01	0,04 d.l.		0,06	0,10	3,11	3,89
Al ₂ O ₃	0,66	0,92	0,45	0,48	0,78	0,29	0,81	1,24	7,24	8,95
Cr ₂ O ₃	0,40	1,36	0,04	1,01	2,51	0,21	0,88	1,28	0,03	0,10 d.l.
FeO	2,79	2,94	2,33	2,70	2,99	2,44	2,98	3,12	3,72	4,28
MnO	0,08	0,11	0,05	0,08	0,12	0,05	0,11	0,13	0,05	0,06
NiO	0,05	0,08	0,02	0,06	0,08	0,03	0,05	0,08	0,05	0,05
MgO	18,36	19,76	17,70	18,35	19,02	17,28	18,03	18,53	14,45	15,09
CaO	21,92	22,57	21,17	21,30	22,05	19,94	21,57	22,06	23,56	23,79
Na ₂ O	0,71	0,97	0,52	0,79	1,43	0,48	0,73	0,87	0,40	0,43
Total	99,92	100,66	99,44	99,83	100,54	99,26	99,96	100,56	99,61	100,60
mg#	0,92	0,93	0,91	0,92	0,93	0,92	0,92	0,92	0,87	0,89
Mineralformel (Basis 6 O)										
Si	1,99	2,00	1,98	2,00	2,01	1,97	1,99	1,99	1,93	1,97
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00 d.l.		0,00	0,00	0,01	0,02
Al	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,05	0,10	0,14
Cr	0,01	0,04	0,00	0,03	0,07	0,01	0,03	0,04	0,00	0,00 d.l.
Fe	0,08	0,09	0,07	0,08	0,09	0,07	0,09	0,09	0,10	0,11
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,99	1,06	0,96	0,99	1,03	0,94	0,98	1,00	0,92	0,96
Ca	0,85	0,88	0,81	0,83	0,86	0,78	0,84	0,86	0,90	0,91
Na	0,05	0,07	0,04	0,06	0,10	0,03	0,05	0,06	0,04	0,05
En	51,37	54,10	50,34	52,09	54,17	51,12	51,13	51,79	43,11	44,29
Fs	4,52	4,88	3,73	4,43	4,79	4,04	4,91	5,08	6,34	7,44
Wo	44,10	44,98	41,66	43,47	44,74	41,32	43,96	44,70	50,56	51,41

n = Anzahl der Analysen
 mg# = molar MgO/(MgO+FeO)
 av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum
 En: Enstatit, Fs: Ferrosilit, Wo: Wollastonit
 Total Fe entspricht FeO
 d.l.: detection limit

Tabelle 6.26: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Klinopyroxene in Olivin und Spinell eingeschlossen.

Gesteinsart Klinopyroxen Probe in Gew.-%	Harzburgit			Dunit			Wehrhilt			Dunit			Harzburgit			Dunit			Lherzolit			
	Cr-Diopside av	LP7-12 max Olivin	min	LP509 Spinell	LP516 Olivin	LP4-12* rechts	av	LP4-12* links	max	min	Diopside LP509	LP6-12 Olivin	LP510	LP501	LP509	LP506 Olivin	Endopside LP1-12	LP509	LP501	LP509	LP506 Olivin	
n																						
SiO ₂	52,51	53,25	51,77	53,15	54,15	53,03	51,60	52,28	50,77	54,15	54,94	54,50	53,24	53,44	54,26	55,19	54,94	53,44	53,24	53,44	54,26	
TiO ₂	0,05	0,06	0,05	0,10	0,16	0,25	0,83	1,07	0,67	0,09	0,00	0,07	0,36	0,14	0,18	0,06	0,00	0,14	0,36	0,14	0,18	
Al ₂ O ₃	2,97	3,45	2,48	2,08	0,96	1,79	3,14	3,68	2,67	0,94	0,37	0,88	2,18	1,92	1,12	0,46	0,37	1,92	2,18	1,92	1,12	
Cr ₂ O ₃	0,35	0,37	0,33	1,90	1,09	1,27	0,62	0,67	0,57	0,25	0,64	1,45	1,40	1,08	0,77	0,41	0,64	1,08	1,40	1,08	0,77	
FeO	3,13	3,42	2,84	2,70	2,36	3,26	4,67	4,73	4,57	2,03	3,07	2,60	3,15	3,21	3,44	3,15	3,07	3,21	3,15	3,21	3,44	
MnO	0,03	0,03	0,03	0,06	0,05	0,11	0,13	0,16	0,11	0,03	0,09	0,10	0,11	0,10	0,12	0,11	0,09	0,10	0,11	0,10	0,12	
NiO	0,05	0,06	0,04	0,04	0,06	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,07	0,04	0,05	0,03	0,07	0,05	0,05	0,03	0,05	0,03	0,07	
MgO	16,47	16,94	16,00	16,83	17,28	16,82	15,96	16,24	15,74	17,86	18,75	18,23	17,89	20,13	17,72	18,68	18,75	20,13	17,89	20,13	17,72	
CaO	24,55	25,02	24,08	22,26	22,92	22,71	22,57	22,94	22,30	24,05	21,30	21,27	22,04	20,01	22,02	22,00	21,30	20,01	22,04	20,01	22,02	
Na ₂ O	0,34	0,46	0,22	1,13	0,88	0,83	0,70	0,73	0,67	0,45	0,53	0,87	0,60	0,39	0,73	0,59	0,53	0,39	0,60	0,39	0,73	
Total	100,44	100,49	100,39	100,24	99,91	100,14	100,28	100,40	100,07	99,90	99,76	100,01	101,01	100,44	100,44	100,69	99,76	100,44	101,01	100,44	100,44	
mg#	0,90	0,91	0,89	0,92	0,93	0,90	0,86	0,86	0,86	0,94	0,92	0,93	0,91	0,92	0,90	0,91	0,92	0,92	0,91	0,92	0,90	
Mineralformel (Basis 6 O)																						
Si	1,914	1,933	1,894	1,936	1,972	1,938	1,894	1,914	1,866	1,969	1,994	1,976	1,923	1,927	1,968	1,989	1,994	1,927	1,923	1,927	1,968	
Ti	0,001	0,002	0,001	0,003	0,004	0,007	0,023	0,030	0,018	0,003	0,000	0,002	0,010	0,004	0,005	0,002	0,000	0,004	0,010	0,004	0,005	
Al	0,128	0,149	0,106	0,089	0,041	0,077	0,136	0,160	0,115	0,040	0,016	0,038	0,093	0,082	0,048	0,020	0,016	0,082	0,093	0,082	0,048	
Cr	0,010	0,011	0,009	0,055	0,031	0,037	0,018	0,019	0,016	0,007	0,018	0,041	0,040	0,031	0,022	0,012	0,018	0,031	0,040	0,031	0,022	
Fe	0,095	0,105	0,086	0,082	0,072	0,100	0,143	0,145	0,140	0,062	0,093	0,079	0,095	0,097	0,104	0,095	0,093	0,097	0,095	0,097	0,104	
Mn	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,003	0,004	0,005	0,004	0,001	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	
Ni	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	
Mg	0,895	0,917	0,873	0,914	0,938	0,916	0,873	0,886	0,863	0,968	1,015	0,985	0,963	1,082	0,958	1,003	1,015	1,082	0,963	1,082	0,958	
Ca	0,959	0,981	0,936	0,868	0,894	0,889	0,888	0,904	0,878	0,937	0,828	0,826	0,853	0,773	0,856	0,849	0,828	0,773	0,853	0,773	0,856	
Na	0,024	0,033	0,015	0,080	0,062	0,059	0,050	0,052	0,047	0,032	0,037	0,061	0,042	0,027	0,051	0,041	0,037	0,027	0,042	0,027	0,051	
En	45,9	47,2	44,6	49,0	49,2	48,0	45,8	46,4	45,0	49,2	52,3	52,0	50,3	55,3	49,9	51,4	52,3	55,3	50,3	55,3	49,9	
Fs	4,9	5,4	4,5	4,5	3,9	5,4	7,7	7,9	7,5	3,2	5,0	4,3	5,1	5,1	5,6	5,0	5,0	5,1	5,1	5,1	5,6	
Wo	49,2	50,1	48,3	46,5	46,9	46,6	46,5	47,2	46,1	47,6	42,7	43,6	44,5	39,6	44,5	43,5	42,7	39,6	44,5	39,6	44,5	

n = Anzahl der Analysen
 Total Fe entspricht FeO
 mg# = molar MgO/(MgO+FeO)
 En: Enstatit, Fs: Ferrosilit, Wo: Wollastonit
 av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum
 LP4-12*: Olivin-Einschlüsse

Tabelle 6.27: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung primärer Spinelle, 1. Teil.

Gesteinsart Probe in Gew. %	Harzburgit			LP5-12			LP10-12			LP11-12			LP501			Composit LP507			
	LP7-12	LP8-12	LP508	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min				
n	1	1	1													1			
SiO ₂	0,01	0,02	0,05	0,01	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,04	0,06	0,03	0,05	0,01	d.l.	
TiO ₂	0,37	0,03	0,05	0,12	0,18	0,09	0,23	0,44	0,12	0,10	0,12	0,08	0,03	0,08	0,34	0,48	0,20	0,45	
Al ₂ O ₃	20,28	20,05	25,62	20,72	22,63	18,60	21,53	22,36	20,61	20,51	20,98	20,05	20,15	21,54	20,69	23,39	19,65	16,62	
Cr ₂ O ₃	40,92	41,35	40,26	42,14	43,15	41,46	43,44	45,15	40,46	41,22	41,52	40,92	44,18	45,60	42,59	43,71	41,87	39,87	
Fe ₂ O ₃	9,71	10,83	5,03	8,89	11,48	6,10	6,97	10,71	4,40	10,00	10,68	9,32	8,14	9,67	8,09	9,53	4,58	15,12	
FeO	15,14	12,73	14,10	13,58	13,83	13,27	12,84	13,01	12,67	14,69	14,80	14,58	12,78	13,13	13,57	13,98	12,88	14,47	
MnO	0,22	0,17	0,22	0,20	0,22	0,17	0,16	0,17	0,14	0,18	0,19	0,17	0,17	0,18	0,19	0,22	0,17	0,24	
NiO	0,17	0,21	0,13	0,15	0,18	0,13	0,15	0,25	0,09	0,18	0,19	0,16	0,17	0,21	0,16	0,18	0,14	0,14	
MgO	13,24	14,45	14,44	14,18	14,68	13,72	14,89	15,08	14,57	13,47	13,55	13,39	14,69	15,07	14,33	15,19	13,95	13,15	
CaO	n.a.	n.a.	d.l.	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	
ZnO	0,01	0,09	0,24	0,17	0,17	0,16	0,16	0,23	0,02	0,16	0,19	0,12	0,16	0,23	0,17	0,23	0,13	0,06	
Total	100,25	99,91	99,61	100,17	100,46	99,87	100,38	100,50	100,26	100,52	100,56	100,48	100,52	100,77	100,23	100,52	99,99	100,11	
mg#	0,61	0,67	0,65	0,65	0,66	0,64	0,67	0,68	0,67	0,62	0,62	0,62	0,67	0,68	0,66	0,65	0,64	0,62	
cr#	0,58	0,58	0,51	0,58	0,60	0,56	0,57	0,58	0,57	0,57	0,58	0,57	0,60	0,61	0,59	0,58	0,59	0,62	
Mineralfornel (Basis 3 Kationen)																			
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	d.l.
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Al	0,74	0,73	0,91	0,75	0,81	0,69	0,77	0,80	0,75	0,75	0,76	0,73	0,73	0,77	0,69	0,75	0,83	0,72	0,62
Cr	1,01	1,01	0,96	1,03	1,04	1,02	1,05	1,08	0,98	1,01	1,01	1,00	1,07	1,09	1,04	1,05	1,02	1,00	1,00
Fe ³⁺	0,23	0,25	0,11	0,21	0,27	0,14	0,16	0,25	0,10	0,23	0,25	0,22	0,19	0,22	0,13	0,19	0,22	0,10	0,36
Fe ²⁺	0,39	0,33	0,36	0,35	0,36	0,34	0,33	0,33	0,32	0,38	0,38	0,38	0,33	0,34	0,32	0,35	0,36	0,32	0,38
Mn	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Ni	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,61	0,67	0,65	0,65	0,66	0,64	0,68	0,68	0,67	0,62	0,62	0,62	0,67	0,68	0,66	0,66	0,68	0,65	0,62

n = Anzahl der Analysen
 av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum
 mg# = molar MgO/(MgO+FeO)
 cr# = molar Cr₂O₃/(Cr₂O₃+Al₂O₃)
 n.a.: nicht analysiert
 d.l.: detection limit

Tabelle 6.28: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung primärer Spinelle, 2. Teil.

Gesteinsart	Dunit			LP509			LP516			LP515			LP86			Lherzolit			Rekristallisiert				
	Probe in Gew. % n	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	Kern	Rand	LP9-12	av	max	min
SiO ₂	0,04	0,06	0,02	d.l.	0,02	d.l.	0,01	d.l.	0,03	0,06	d.l.	0,04	0,00	0,02	0,04	0,00	0,03	0,01	0,04	d.l.	0,00	0,04	d.l.
TiO ₂	0,19	0,21	0,16	0,25	0,29	0,34	0,25	0,35	0,76	0,17	0,39	0,77	0,18	0,39	0,77	0,18	0,65	0,52	0,78	0,26	0,13	0,14	0,12
Al ₂ O ₃	24,47	25,27	24,02	17,81	18,66	19,50	17,81	21,40	23,13	18,46	19,34	22,59	17,57	19,34	22,59	17,57	16,96	18,19	15,74	16,29	17,07	19,75	14,38
Cr ₂ O ₃	38,82	39,29	37,99	42,90	43,57	44,24	42,90	38,71	40,74	37,26	40,57	43,42	36,80	40,57	43,42	36,80	41,07	39,97	42,18	42,22	42,13	43,69	40,56
Fe ₂ O ₃	8,05	8,55	7,78	8,91	9,23	9,55	8,91	10,66	13,50	9,74	10,98	12,88	9,45	10,98	12,88	9,45	12,77	12,81	12,72	12,13	12,03	16,30	7,76
FeO	13,14	13,42	12,95	14,45	14,61	14,78	14,45	14,11	17,06	12,77	15,00	17,77	14,10	15,00	17,77	14,10	14,85	14,63	15,06	16,81	15,49	15,95	15,02
MnO	0,15	0,16	0,14	0,19	0,19	0,19	0,19	0,24	0,35	0,18	0,21	0,29	0,16	0,21	0,29	0,16	0,21	0,21	0,22	0,28	0,28	0,30	0,27
NiO	0,19	0,21	0,17	0,17	0,17	0,18	0,17	0,18	0,21	0,16	0,17	0,24	0,12	0,17	0,24	0,12	0,21	0,21	0,21	0,18	0,21	0,25	0,17
MgO	14,96	15,04	14,87	13,14	13,30	13,45	13,14	13,76	14,65	11,72	13,10	13,83	11,39	13,10	13,83	11,39	13,01	13,20	12,83	11,59	12,41	13,07	11,75
CaO	0,03	0,08	0,00	d.l.	0,00	0,01	d.l.	0,01	0,03	d.l.	0,04	0,17	0,00	0,04	0,17	0,00	0,03	0,01	0,06	d.l.	0,00	0,01	d.l.
ZnO	0,20	0,22	0,18	0,07	0,10	0,12	0,07	0,13	0,17	0,06	0,09	0,19	0,04	0,09	0,19	0,04	0,06	0,06	0,06	0,23	0,19	0,21	0,17
Total	100,22	100,42	100,06	99,92	100,12	100,32	99,92	99,53	100,14	99,01	99,88	100,43	99,16	99,88	100,43	99,16	99,84	99,78	99,90	99,95	99,92	100,03	99,82
mg#	0,67	0,67	0,66	0,61	0,62	0,62	0,61	0,63	0,67	0,55	0,61	0,64	0,53	0,61	0,64	0,53	0,61	0,62	0,60	0,55	0,59	0,61	0,57
cr#	0,52	0,52	0,50	0,60	0,61	0,62	0,60	0,55	0,59	0,53	0,58	0,62	0,52	0,58	0,62	0,52	0,62	0,60	0,64	0,63	0,63	0,65	0,60
Mineralformel (Basis 3 Kationen)																							
Si	0,00	0,00	0,00	d.l.	0,00	d.l.	0,00	d.l.	0,00	d.l.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	d.l.	0,00	0,00	d.l.
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
Al	0,87	0,90	0,86	0,66	0,69	0,72	0,66	0,78	0,83	0,69	0,71	0,82	0,65	0,71	0,82	0,65	0,63	0,67	0,59	0,62	0,64	0,73	0,55
Cr	0,93	0,94	0,90	1,06	1,08	1,10	1,06	0,95	1,01	0,92	1,00	1,08	0,90	1,00	1,08	0,90	1,03	0,99	1,06	1,07	1,06	1,08	1,04
Fe ³⁺	0,18	0,19	0,18	0,23	0,22	0,23	0,21	0,25	0,32	0,22	0,26	0,31	0,22	0,26	0,31	0,22	0,30	0,30	0,30	0,29	0,29	0,40	0,18
Fe ²⁺	0,33	0,34	0,33	0,38	0,38	0,39	0,38	0,37	0,45	0,33	0,39	0,47	0,36	0,39	0,47	0,36	0,39	0,38	0,40	0,45	0,41	0,43	0,39
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ni	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Mg	0,67	0,68	0,67	0,63	0,62	0,63	0,61	0,64	0,67	0,56	0,61	0,64	0,54	0,61	0,64	0,54	0,61	0,62	0,61	0,55	0,59	0,61	0,57

n = Anzahl der Analysen
 av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum
 mg# = molar MgO/(MgO+FeO)
 cr# = molar Cr₂O₃/(Cr₂O₃+Al₂O₃)
 d.l.: detection limit

Tabelle 6.29: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung alterierter, primärer Spinelle, 1. Teil.

Gesteinsart	Harzburgit			Dunit			LP501								
	av	max	min	av	max	min	av	max	min						
Probe	LP1-12			LP7-12			LP86			LP3-12			LP501		
in Gew.-%							1			8			2		
n	6			7			1			8			2		
SiO ₂	0,03	0,06	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,07	0,03	0,04	0,07	0,04	0,04	0,04	0,03
TiO ₂	1,55	1,84	1,26	0,83	1,16	0,51	1,08	0,63	0,23	0,48	0,64	2,22	2,38	2,06	
Al ₂ O ₃	14,19	16,22	10,68	14,47	17,94	11,97	17,97	25,56	20,80	12,71	15,00	14,53	14,83	14,22	
Cr ₂ O ₃	40,86	45,54	38,95	44,20	46,77	40,67	39,69	39,07	34,62	42,01	51,25	43,98	45,17	42,79	
Fe ₂ O ₃	14,07	14,70	12,59	11,51	12,37	10,79	11,75	11,21	9,78	16,13	21,16	9,45	10,02	8,89	
FeO	15,82	16,41	15,27	15,12	15,63	14,49	15,25	14,86	14,14	16,09	17,05	16,08	16,46	15,71	
MnO	0,22	0,24	0,18	0,19	0,23	0,16	0,17	0,20	0,18	0,23	0,25	0,25	0,26	0,24	
NiO	0,20	0,23	0,17	0,14	0,18	0,08	0,20	0,20	0,14	0,24	0,30	0,18	0,19	0,18	
MgO	12,66	13,00	12,06	12,71	13,02	12,33	12,98	14,33	13,45	11,66	12,50	13,06	13,20	12,92	
CaO	0,00	0,01	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	0,09	0,13	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
ZnO	0,11	0,17	0,07	0,00	0,01	0,00	0,08	0,13	0,09	0,12	0,14	0,17	0,19	0,14	
Total	99,72	99,91	99,40	99,36	99,64	99,05	99,26	100,51	99,54	99,72	100,18	99,98	100,05	99,90	
mg#	0,59	0,60	0,57	0,60	0,61	0,58	0,60	0,64	0,62	0,56	0,59	0,59	0,60	0,58	
cr#	0,66	0,74	0,62	0,67	0,72	0,60	0,60	0,56	0,48	0,69	0,74	0,67	0,68	0,66	
Mineralformel (Basis 3 Kationen)															
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ti	0,04	0,05	0,03	0,02	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,05	0,06	0,05	
Al	0,54	0,61	0,41	0,55	0,67	0,46	0,67	0,91	0,76	0,49	0,56	0,55	0,56	0,54	
Cr	1,04	1,18	0,98	1,13	1,20	1,02	0,99	0,96	0,83	1,08	1,31	1,11	1,14	1,08	
Fe ³⁺	0,34	0,35	0,31	0,28	0,30	0,26	0,28	0,26	0,22	0,40	0,53	0,23	0,24	0,21	
Fe ²⁺	0,43	0,45	0,41	0,41	0,43	0,39	0,40	0,39	0,36	0,44	0,48	0,43	0,44	0,42	
Mn	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Ni	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,61	0,62	0,59	0,61	0,62	0,60	0,61	0,65	0,62	0,57	0,60	0,62	0,63	0,61	

n.a.: not analyzed

mg# = molar MgO/(MgO+FeO)
cr# = molar Cr₂O₃/(Cr₂O₃+Al₂O₃)

n = Anzahl der Analysen
av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum

Tabelle 6.30: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung alterierter, primärer Spinelle, 2. Teil.

Gesteinsart Probe	Rekristallisiert		Composit					
	LP9-12	LP502	LP507_a3			LP507_a6		
in Gew. %			av	max	min	av	max	min
n	1	3		2			2	
SiO ₂	d.l.	0,02	0,05	0,07	0,03	0,04	0,05	0,02
TiO ₂	1,99	0,27	1,01	1,02	1,00	0,93	0,95	0,91
Al ₂ O ₃	6,14	6,69	12,96	13,15	12,78	14,74	14,83	14,65
Cr ₂ O ₃	42,67	50,70	47,94	48,26	47,62	39,60	39,89	39,30
Fe ₂ O ₃	19,20	14,16	9,39	9,68	9,09	15,96	16,31	15,61
FeO	17,62	15,77	14,67	14,92	14,43	15,20	15,23	15,17
MnO	0,25	0,32	0,21	0,22	0,19	0,23	0,25	0,22
NiO	0,24	0,19	0,09	0,11	0,07	0,17	0,18	0,16
MgO	10,67	11,06	13,03	13,21	12,85	12,74	12,82	12,66
CaO	0,02	0,02	0,04	0,04	0,03	0,01	0,02	0,00
ZnO	0,18	0,17	0,11	0,13	0,10	0,10	0,11	0,10
Total	98,96	99,38	99,49	99,59	99,40	99,73	99,87	99,58
mg#	0,52	0,56	0,61	0,62	0,61	0,60	0,60	0,60
cr#	0,82	0,83	0,71	0,72	0,71	0,64	0,64	0,64
Mineralformel (Basis 3 Kationen)								
Si	d.l.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,05	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Al	0,25	0,27	0,49	0,50	0,49	0,56	0,56	0,56
Cr	1,15	1,35	1,22	1,23	1,21	1,00	1,01	1,00
Fe ³⁺	0,49	0,36	0,23	0,23	0,22	0,39	0,39	0,38
Fe ²⁺	0,50	0,44	0,40	0,40	0,39	0,41	0,41	0,41
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ni	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,54	0,56	0,63	0,63	0,62	0,61	0,61	0,61

n = Anzahl der Analysen

d.l.: detection limit

mg# = molar MgO/(MgO+FeO)

av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum

 cr# = molar Cr₂O₃/(Cr₂O₃+Al₂O₃)

Tabelle 6.31: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Spinelle durch Orthopyroxen-Zerfall.

Gesteinsart	Harzburgit								
	LP6-12	LP7-12	LP508	LP1-12			LP10-12		
Probe in Gew. %				av	max	min	av	max	min
n	1	1	1		6			4	
SiO ₂	0,24	0,19	0,04	0,20	0,54	0,05	0,12	0,16	0,08
TiO ₂	0,26	0,05	0,54	0,66	1,05	0,41	0,23	0,31	0,14
Al ₂ O ₃	6,08	7,13	7,63	6,20	8,04	5,34	8,21	10,49	7,20
Cr ₂ O ₃	59,02	57,89	60,29	56,10	58,59	50,46	57,43	58,29	56,45
Fe ₂ O ₃	6,44	6,14	4,61	7,76	9,09	7,00	5,99	6,89	5,32
FeO	14,21	13,18	13,94	14,73	15,88	13,08	13,01	13,71	11,82
MnO	0,19	0,22	0,20	0,22	0,27	0,20	0,21	0,24	0,18
NiO	0,10	0,09	0,11	0,09	0,11	0,07	0,08	0,10	0,06
MgO	12,09	12,60	12,97	11,81	12,62	11,22	13,08	14,12	12,47
CaO	0,25	n.a.	0,00	0,19	0,67	0,02	0,04	0,07	0,02
ZnO	0,09	0,00	0,14	0,10	0,13	0,06	0,13	0,17	0,10
Total	98,97	97,55	100,45	98,06	99,31	94,95	98,52	98,88	98,21
mg#	0,60	0,63	0,62	0,59	0,62	0,56	0,64	0,68	0,62
cr#	0,87	0,84	0,84	0,86	0,88	0,81	0,82	0,84	0,78
Mineralformel (Basis 3 Kationen)									
Si	0,008	0,006	0,001	0,007	0,019	0,002	0,004	0,005	0,003
Ti	0,007	0,001	0,013	0,017	0,027	0,011	0,006	0,008	0,003
Al	0,240	0,283	0,294	0,248	0,326	0,214	0,320	0,401	0,284
Cr	1,564	1,542	1,557	1,502	1,557	1,373	1,505	1,544	1,449
Fe ³⁺	0,162	0,156	0,113	0,198	0,235	0,179	0,149	0,172	0,130
Fe ²⁺	0,398	0,371	0,381	0,417	0,451	0,376	0,361	0,384	0,321
Mn	0,006	0,006	0,005	0,006	0,008	0,006	0,006	0,007	0,005
Ni	0,003	0,002	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002
Mg	0,604	0,633	0,632	0,596	0,632	0,568	0,646	0,683	0,623

n = Anzahl der Analysen

av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum

mg# = molar MgO/(MgO+FeO)

cr# = molar Cr₂O₃/(Cr₂O₃+Al₂O₃)

Tabelle 6.32: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Spinelle in Schmelzgläser, 1. Teil.

Gesteinsart	Harzburgit			Dunit					
	LP5-1	LP7-12	LP1-12	LP8-12	LP10-12	LP11-12	LP3-12	LP509	LP501
Probe in Gew.-%	1	1	2	4	3	3	1	1	4
n	1	1	2	4	3	3	1	1	4
SiO ₂	0,03	0,03	0,07	0,09	0,16	0,04	0,03	0,02	0,13
TiO ₂	0,54	0,40	1,79	0,66	0,80	0,24	0,21	0,38	1,96
Al ₂ O ₃	11,73	12,33	10,33	16,95	10,43	7,27	9,51	18,45	10,65
Cr ₂ O ₃	49,97	40,66	53,67	57,13	57,97	52,68	55,69	44,68	51,38
Fe ₂ O ₃	8,97	17,83	11,95	12,82	7,93	6,00	6,93	8,07	8,07
FeO	14,87	14,52	16,42	14,00	14,00	13,17	14,18	13,76	18,19
MnO	0,17	0,21	0,23	0,22	0,26	0,19	0,19	0,18	0,31
NiO	0,14	0,08	0,20	0,25	0,16	0,09	0,16	0,12	0,22
MgO	12,19	12,30	11,95	14,34	13,23	12,62	12,50	13,91	13,11
CaO	0,08	n.a.	0,03	n.a.	0,11	0,02	0,05	0,02	0,03
ZnO	0,01	0,02	0,15	0,13	0,16	0,04	0,11	0,15	0,18
Total	98,69	98,66	99,61	100,13	99,43	97,95	99,56	99,74	99,39
mg#	0,59	0,60	0,57	0,67	0,63	0,62	0,61	0,64	0,61
cr#	0,74	0,69	0,79	0,84	0,84	0,77	0,80	0,62	0,78
Mineralformel (Basis 3 Kationen)									
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,01	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,05
Al	0,45	0,48	0,35	0,63	0,40	0,29	0,37	0,68	0,39
Cr	1,30	1,06	1,32	1,54	1,54	1,36	1,44	1,10	1,33
Fe ³⁺	0,22	0,44	0,25	0,31	0,19	0,15	0,17	0,19	0,20
Fe ²⁺	0,41	0,40	0,45	0,40	0,39	0,37	0,39	0,36	0,51
Mn	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Ni	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	0,60	0,60	0,58	0,68	0,64	0,62	0,61	0,65	0,64

n = Anzahl der Analysen
 av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum
 mg# = molar MgO/(MgO+FeO)
 cr# = molar Cr₂O₃/(Cr₂O₃+Al₂O₃)
 n.a.: not analyzed

Tabelle 6.33: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung sekundärer Spinelle in Schmelzgläser, 2. Teil.

Gesteinsart	Dunit			LP515			LP86			Lherzolit			Rekristallisiert			Composit			
	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	LP502	LP507	LP507	LP507
Probe	in Gew.-%																		
n																			
SiO ₂	0,04	0,07	0,01	0,13	0,29	0,05	0,06	0,10	0,04	0,05	0,08	0,03	0,39	0,66	0,11	d.l.		0,06	0,06
TiO ₂	0,25	0,41	0,12	0,54	0,70	0,41	0,47	0,49	0,44	0,84	0,94	0,75	0,19	0,32	0,06	0,24		0,84	0,96
Al ₂ O ₃	15,46	18,58	11,32	23,67	28,72	14,31	21,46	22,05	20,80	8,56	11,61	6,88	3,12	3,69	2,56	6,74		9,05	10,00
Cr ₂ O ₃	47,20	52,53	42,64	37,85	45,31	33,27	38,26	39,07	37,50	52,98	55,89	47,22	61,40	62,55	60,25	51,51		54,71	52,38
Fe ₂ O ₃	8,70	10,53	7,81	8,51	9,59	7,02	10,79	11,04	10,65	8,80	11,44	7,46	6,61	8,33	4,90	13,63		6,87	8,49
FeO	14,49	15,17	13,44	12,23	15,02	10,94	14,47	14,86	14,14	15,74	16,12	15,48	13,89	15,26	12,51	15,96		13,80	13,30
MnO	0,17	0,21	0,13	0,18	0,25	0,12	0,20	0,24	0,18	0,24	0,25	0,23	0,27	0,30	0,24	0,27		0,20	0,22
NiO	0,15	0,18	0,10	0,19	0,23	0,13	0,17	0,20	0,14	0,14	0,17	0,10	0,06	0,06	0,06	0,21		0,06	0,08
MgO	12,90	13,32	12,37	15,21	16,75	12,04	13,67	13,90	13,45	11,61	12,14	11,26	11,70	12,32	11,08	11,03		12,88	13,50
CaO	0,12	0,30	0,02	0,23	0,58	0,04	0,06	0,13	0,01	0,02	0,03	0,02	0,53	0,56	0,50	0,00		0,22	0,03
ZnO	0,11	0,15	0,09	0,12	0,14	0,10	0,10	0,12	0,09	0,06	0,07	0,05	0,11	0,11	0,11	0,17		0,13	0,08
Total	99,59	100,01	98,90	98,85	99,66	98,07	99,71	99,93	99,54	99,06	99,57	98,49	98,27	98,29	98,26	99,75		98,81	99,11
mg#	0,61	0,64	0,60	0,69	0,73	0,59	0,63	0,64	0,62	0,57	0,58	0,55	0,60	0,64	0,56	0,55		0,62	0,64
cr#	0,67	0,76	0,61	0,52	0,68	0,44	0,54	0,56	0,53	0,81	0,85	0,73	0,93	0,94	0,92	0,84		0,80	0,78
Mineralformel (Basis 3 Kationen)																			
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	d.l.		0,00	0,00
Ti	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01		0,02	0,02
Al	0,58	0,69	0,44	0,85	1,00	0,55	0,78	0,80	0,76	0,33	0,45	0,27	0,13	0,15	0,10	0,27		0,35	0,38
Cr	1,19	1,36	1,06	0,92	1,17	0,78	0,94	0,96	0,91	1,40	1,49	1,22	1,66	1,70	1,62	1,37		1,43	1,35
Fe ³⁺	0,21	0,25	0,19	0,20	0,24	0,16	0,25	0,26	0,25	0,22	0,28	0,19	0,17	0,21	0,13	0,34		0,17	0,21
Fe ²⁺	0,39	0,40	0,36	0,31	0,41	0,27	0,37	0,39	0,36	0,44	0,45	0,43	0,40	0,44	0,36	0,45		0,38	0,36
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01		0,01	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01		0,00	0,00
Mg	0,61	0,64	0,60	0,69	0,74	0,59	0,63	0,64	0,62	0,58	0,59	0,56	0,60	0,63	0,57	0,55		0,63	0,66

n = Anzahl der Analysen
 av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum
 mg# = molar MgO/(MgO+FeO)
 cr# = molar Cr₂O₃/(Cr₂O₃+Al₂O₃)
 n.a.: not analyzed
 d.l.: detection limit

Tabelle 6.34: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung alterierter und sekundärer Spinelle im Wehrflit LP4-12.

Gesteinsart	Wehrflit												
	LP4-12 rechts				Amph-Gang				LP4-12, Gang + links				
Probe	Ader		alteriert, Kern		alteriert, Rand		av		max		min		
in Gew.-%	av	max	min	max	min	max	min	av	max	min	av	max	
n	4	4	4	4	4	5	5	5	5	5	4	4	
SiO ₂	0,06	0,09	0,04	0,03	0,06	0,00	0,00	0,03	0,04	0,02	0,04	0,07	0,01
TiO ₂	2,09	2,15	2,03	1,18	1,28	0,99	0,89	5,39	6,11	4,15	3,09	3,96	2,47
Al ₂ O ₃	20,05	20,17	19,89	14,68	19,92	9,95	10,17	13,43	17,87	10,90	13,71	14,49	12,08
Cr ₂ O ₃	36,54	36,87	36,15	47,07	51,94	41,38	39,66	27,14	28,66	25,94	32,57	35,86	29,85
Fe ₂ O ₃	10,71	10,83	10,61	7,70	8,40	7,19	7,64	19,65	22,04	16,90	17,96	20,28	15,51
FeO	16,30	16,57	15,97	17,24	17,59	16,35	15,42	22,66	24,18	20,35	21,69	21,87	21,36
MnO	0,25	0,30	0,22	0,24	0,27	0,23	0,24	0,35	0,40	0,27	0,36	0,39	0,33
NiO	0,26	0,28	0,23	0,16	0,18	0,16	0,15	0,25	0,27	0,23	0,23	0,25	0,21
MgO	13,32	13,47	13,14	11,74	12,76	10,97	10,93	10,03	11,43	9,21	9,46	9,61	9,28
CaO	0,10	0,14	0,06	0,08	0,13	0,02	0,03	0,09	0,14	0,04	0,13	0,32	0,01
ZnO	0,20	0,24	0,17	0,17	0,19	0,14	0,14	0,18	0,21	0,15	0,20	0,27	0,13
Total	99,89	100,22	99,65	100,29	100,43	100,01	99,80	99,17	99,35	98,88	99,43	99,84	98,37
cr#	0,55	0,55	0,55	0,68	0,78	0,58	0,56	0,58	0,63	0,50	0,61	0,63	0,60
mg#	0,59	0,60	0,59	0,55	0,58	0,53	0,52	0,44	0,50	0,40	0,44	0,44	0,43
Mineralformel (Basis 3 Kationen)													
Si	0,002	0,003	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,000
Ti	0,049	0,050	0,048	0,028	0,031	0,023	0,021	0,134	0,155	0,100	0,077	0,100	0,061
Al	0,737	0,742	0,729	0,552	0,731	0,386	0,396	0,522	0,676	0,432	0,534	0,562	0,480
Cr	0,901	0,907	0,892	1,196	1,354	1,019	0,975	0,710	0,762	0,687	0,852	0,934	0,795
Fe ³⁺	0,251	0,253	0,249	0,186	0,197	0,174	0,185	0,490	0,559	0,415	0,448	0,514	0,385
Fe ²⁺	0,425	0,433	0,416	0,463	0,485	0,426	0,401	0,628	0,681	0,546	0,600	0,613	0,590
Mn	0,007	0,008	0,006	0,007	0,007	0,006	0,006	0,010	0,011	0,007	0,010	0,011	0,009
Ni	0,006	0,007	0,006	0,004	0,004	0,004	0,004	0,007	0,007	0,006	0,006	0,007	0,006
Mg	0,619	0,625	0,611	0,561	0,592	0,539	0,538	0,494	0,547	0,463	0,467	0,471	0,459

n = Anzahl der Analysen
 av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum
 mg# = molar MgO/(MgO+FeO)
 cr# = molar Cr₂O₃/(Cr₂O₃+Al₂O₃)

Tabelle 6.35: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Spinellen mit Gitterstruktur (sieve-structure, sponge).

Gesteinsart	Harzburgit																	
	LP6-12 Kern 3	LP6-12 Rand 1	LP8-12 - Kern 4			LP11-12 - Kern 4			LP10-12 - Rand 15			LP508 - Rand 2			LP510 - Rand 7			
Probe in Gew. % n	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min
SiO ₂	0,01	0,06	0,09	0,04	0,09	0,00	0,05	0,11	0,01	0,05	0,16	0,00	0,02	0,02	0,02	0,05	0,08	0,02
TiO ₂	0,52	0,40	0,64	0,61	0,64	0,59	0,05	0,07	0,03	0,32	0,51	0,24	2,31	2,50	2,13	0,36	0,49	0,22
Al ₂ O ₃	17,21	14,93	7,00	6,77	7,00	6,49	6,82	6,93	6,74	11,32	19,31	7,27	13,63	14,54	12,72	12,35	18,78	7,37
Cr ₂ O ₃	42,15	45,70	60,04	59,43	60,04	58,54	60,12	60,18	59,96	53,79	60,20	42,37	44,62	46,33	42,90	52,88	60,64	43,59
Fe ₂ O ₃	12,18	10,94	6,15	5,60	6,15	5,31	5,76	6,05	5,53	6,83	10,13	4,79	9,06	9,27	8,84	6,70	9,40	4,45
FeO	13,55	13,82	14,35	14,18	14,35	13,88	14,33	14,62	14,09	14,20	14,85	12,90	17,15	17,34	16,97	13,77	14,62	12,97
MnO	0,18	0,14	0,22	0,20	0,22	0,18	0,19	0,21	0,18	0,21	0,24	0,15	0,33	0,34	0,33	0,18	0,22	0,13
NiO	0,22	0,20	0,15	0,11	0,15	0,09	0,11	0,14	0,08	0,11	0,17	0,04	0,18	0,20	0,17	0,14	0,20	0,10
MgO	13,85	13,44	12,60	12,51	12,60	12,33	12,19	12,22	12,13	12,94	14,41	12,12	12,22	12,26	12,19	13,31	14,58	12,37
CaO	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	-0,01
ZnO	0,05	0,08	0,13	0,08	0,13	0,06	0,13	0,18	0,06	0,16	0,21	0,10	0,18	0,19	0,17	0,13	0,21	0,03
Total	99,93	99,70	100,20	99,59	100,20	99,17	99,77	100,10	99,41	99,94	100,38	99,17	98,84	99,06	98,61	99,89	100,36	99,46
mg#	0,65	0,63	0,62	0,61	0,62	0,60	0,60	0,61	0,60	0,62	0,67	0,59	0,56	0,56	0,56	0,63	0,67	0,60
cr#	0,62	0,67	0,86	0,85	0,86	0,85	0,68	0,75	0,62	0,76	0,85	0,60	0,69	0,71	0,66	0,74	0,85	0,61
Mineralformel (Basis 3 Kationen)																		
Si	0,000	0,002	0,003	0,001	0,003	0,000	0,002	0,004	0,000	0,002	0,005	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001
Ti	0,012	0,010	0,016	0,015	0,016	0,015	0,001	0,002	0,001	0,008	0,012	0,006	0,056	0,061	0,052	0,009	0,012	0,005
Al	0,637	0,561	0,274	0,265	0,274	0,255	0,267	0,270	0,264	0,427	0,707	0,283	0,519	0,552	0,485	0,464	0,685	0,287
Cr	1,047	1,151	1,573	1,559	1,573	1,539	1,577	1,584	1,574	1,381	1,571	1,040	1,139	1,185	1,093	1,348	1,584	1,067
Fe ³⁺	0,288	0,262	0,154	0,140	0,154	0,133	0,144	0,151	0,138	0,165	0,237	0,120	0,220	0,225	0,215	0,161	0,219	0,111
Fe ²⁺	0,356	0,368	0,400	0,393	0,400	0,386	0,398	0,405	0,392	0,385	0,411	0,335	0,463	0,467	0,459	0,371	0,402	0,336
Mn	0,005	0,004	0,006	0,006	0,006	0,005	0,005	0,006	0,005	0,006	0,007	0,004	0,009	0,009	0,009	0,005	0,006	0,004
Ni	0,005	0,005	0,004	0,003	0,004	0,002	0,003	0,004	0,002	0,003	0,004	0,001	0,005	0,005	0,004	0,004	0,005	0,003
Mg	0,649	0,638	0,623	0,619	0,623	0,612	0,603	0,606	0,599	0,624	0,667	0,599	0,588	0,588	0,588	0,637	0,673	0,606

mg# = molar n.a.: not analyzed
cr# = molar Cr₂O₃/(Cr₂O₃+Al₂O₃)

n = Anzahl der Analysen
av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum

Tabelle 6.36: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der Amphibole, 1. Teil.

Gesteinsart Amphibol	Weinitt						Dunit					
	Pargasite			Kaersutite			Pargasite			Kaersutite		
	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min
Probe in Gew. %												
n	13	13	13	53	29	29	25	25	16	16	4	4
SiO ₂	41,94	42,49	41,39	41,68	41,56	40,41	42,08	44,99	38,85	39,76	41,16	38,22
TiO ₂	3,26	4,34	2,54	4,04	4,54	3,02	3,55	4,58	1,78	5,41	7,34	4,59
Al ₂ O ₃	12,69	13,15	12,40	12,54	13,41	11,75	12,62	15,27	10,94	13,77	14,46	13,01
Cr ₂ O ₃	1,59	2,09	1,25	0,44	1,32	0,18	0,03	0,11	d.l.	0,01	0,05	d.l.
Fe ₂ O ₃	0,62	1,64	d.l.	0,61	1,63	d.l.	1,46	2,46	0,44	d.l.	1,83	d.l.
FeO	4,55	5,26	4,00	6,29	7,29	5,33	4,59	7,27	3,12	6,26	9,16	4,26
MnO	0,07	0,09	0,04	0,09	0,12	0,05	0,08	0,15	0,05	0,06	0,13	0,03
NiO	0,10	0,11	0,09	0,08	0,12	0,05	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
MgO	16,83	17,15	16,46	15,95	16,73	15,34	17,03	18,31	15,00	15,64	16,72	13,79
CaO	12,04	12,26	11,85	11,86	12,53	11,51	11,78	12,80	11,37	12,43	13,12	11,45
Na ₂ O	2,81	2,99	2,66	2,77	3,01	2,54	2,79	3,24	2,13	2,22	2,79	1,89
K ₂ O	1,06	1,22	0,88	1,08	1,22	0,93	1,07	1,72	0,72	1,49	1,85	0,90
Total	97,43	97,74	97,03	97,35	97,86	96,76	97,09	98,56	96,21	96,82	97,57	94,87
mg#	0,85	0,86	0,85	0,81	0,82	0,78	0,87	0,91	0,79	0,82	0,87	0,73
Mineralformel												
Si	6,06	6,13	6,00	6,07	6,21	5,91	6,09	6,37	5,71	5,83	6,00	5,66
Ti	0,36	0,47	0,27	0,44	0,50	0,33	0,39	0,50	0,19	0,60	0,82	0,50
Al	2,16	2,23	2,12	2,15	2,31	2,02	2,16	2,65	1,83	2,38	2,52	2,24
Cr	0,18	0,24	0,14	0,05	0,15	0,02	0,00	0,01	d.l.	0,00	0,01	d.l.
Fe ³⁺	0,07	0,18	d.l.	0,07	0,18	d.l.	0,16	0,27	0,05	d.l.	0,20	d.l.
Fe ²⁺	0,55	0,64	0,48	0,77	0,89	0,65	0,56	0,90	0,38	0,77	1,14	0,52
Mn	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00
Ni	0,00	0,01	d.l.	0,01	0,01	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,01	n.a.
Mg	3,63	3,69	3,56	3,46	3,61	3,36	3,68	3,86	3,30	3,42	3,61	3,05
Ca	1,86	1,90	1,83	1,85	1,97	1,79	1,83	2,03	1,73	1,95	2,08	1,79
Na	0,79	0,84	0,75	0,78	0,85	0,72	0,78	0,89	0,60	0,63	0,80	0,53
K	0,19	0,23	0,16	0,20	0,23	0,17	0,20	0,32	0,13	0,25	0,34	n.a.

n = Anzahl der Analysen
av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum

mg# = molar MgO/(MgO+FeO)
n.a.: not analyzed d.l.: detection limit

Tabelle 6.37: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der Amphibole, 2. Teil.

Gesteinsart Amphibol Sample in Gew. %	Dunit										Harzburgit											
	Keersutit LP3-12			Pargasite			LP86				Pargasite		Hastingsite LP7-12									
	core	rim	1	av	max	min	av	max	min	av	max	min	core	rim	2	core	rim	max	min	rim	max	min
n	1	1	57 (NiO:31)										6		7	2	2					
SiO2	40,32	40,09	41,69	42,94	40,43	40,88	41,36	42,47	40,88	42,96	40,52	43,10	44,12	45,03	43,21							
TiO2	5,11	4,77	1,94	4,44	0,56	3,36	3,78	4,18	3,36	3,78	4,76	3,69	3,45	3,59	3,30							
Al2O3	12,71	12,60	13,55	15,00	12,61	12,30	12,68	12,99	12,30	11,18	12,67	10,70	10,39	10,98	9,80							
Cr2O3	0,01	0,04	1,56	2,18	0,84	0,18	0,54	1,06	0,18	0,30	0,26	0,29	0,07	0,08	0,06							
Fe2O3	d.l.	0,77	1,22	2,59 d.l.		0,96	1,53	2,42	0,96	0,92	1,07	1,28	1,42	1,53	1,31							
FeO	9,44	8,56	4,06	5,54	2,88	4,72	5,89	7,14	4,72	5,96	6,59	5,67	5,39	5,94	4,84							
MnO	0,15	0,17	0,05	0,08	0,01	0,05	0,09	0,13	0,05	0,14	0,15	0,15	0,15	0,16	0,14							
NiO	0,09	0,08	0,09	0,15	0,04	0,03	0,06	0,08	0,03	0,05	0,06	0,07	0,04	0,04	0,04							
MgO	14,10	14,55	16,83	17,50	16,33	14,95	15,60	16,49	14,95	16,65	15,32	17,00	17,44	18,03	16,86							
CaO	12,03	11,98	12,25	12,70	11,84	11,62	11,88	12,04	11,62	11,81	11,97	11,61	11,55	11,70	11,41							
Na2O	2,75	2,69	2,79	3,03	2,59	2,76	2,82	2,87	2,76	2,97	2,54	2,99	3,16	3,24	3,07							
K2O	1,16	1,10	1,09	1,29	0,83	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,77	1,16	0,81	0,69	0,69	0,68							
Total	97,53	97,39	97,08	98,04	96,41	96,08	96,25	96,39	96,08	97,33	96,49	97,36	97,86	98,11	97,62							
mg#	0,73	0,75	0,88	0,92	0,84	0,79	0,83	0,86	0,79	0,83	0,81	0,84	0,85	0,87	0,83							
Mineralformel																						
Si	5,95	5,92	6,05	6,23	5,86	6,00	6,06	6,18	6,00	6,23	5,96	6,25	6,34	6,43	6,25							
Ti	0,57	0,53	0,21	0,48	0,06	0,37	0,42	0,46	0,37	0,41	0,53	0,40	0,37	0,39	0,35							
Al	2,21	2,19	2,32	2,56	2,16	2,11	2,19	2,24	2,11	1,91	2,20	1,83	1,76	1,87	1,65							
Cr	0,00	0,00	0,18	0,25	0,10	0,02	0,06	0,12	0,02	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01							
Fe3+	d.l.	0,09	0,13	0,28 d.l.		0,11	0,17	0,27	0,11	0,10	0,12	0,14	0,15	0,16	0,14							
Fe2+	1,16	1,06	0,49	0,67	0,35	0,57	0,72	0,88	0,57	0,72	0,81	0,69	0,65	0,72	0,58							
Mn	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02							
Ni	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00							
Mg	3,10	3,20	3,64	3,77	3,54	3,29	3,41	3,58	3,29	3,60	3,36	3,68	3,74	3,84	3,64							
Ca	1,90	1,90	1,90	1,96	1,84	1,81	1,87	1,89	1,81	1,84	1,89	1,80	1,78	1,81	1,75							
Na	0,79	0,77	0,79	0,85	0,73	0,78	0,80	0,81	0,78	0,83	0,73	0,84	0,88	0,90	0,86							
K	0,22	0,21	0,20	0,24	0,15	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,11	0,11	0,15	0,13	0,13	0,12							

n = Anzahl der Analysen
 av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum
 mg# = molar MgO/(MgO+FeO)
 n.a.: not analyzed d.l.: detection limit

Tabelle 6.38: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der Phlogopite, 1. Teil.

Gesteinsart	Dunit																		
	LP3-12 15			LP501 6			LP509 4			LP509_a4-a7 3			LP515_aussen 13			LP515_innen 27			
Probe in Gew. %	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	
n																			
SiO₂	38,88	39,71	37,93	37,77	38,23	37,16	38,55	39,55	39,07	39,24	39,55	39,07	38,16	39,74	36,88	38,05	39,17	36,89	
TiO₂	1,02	1,44	0,46	4,68	4,93	4,38	0,93	0,99	0,21	0,71	0,99	0,21	2,18	2,66	1,31	3,71	6,57	1,13	
Al₂O₃	15,71	16,34	14,95	14,62	14,91	14,46	15,99	17,34	15,56	16,19	17,34	15,56	16,17	16,85	14,72	15,93	16,51	14,89	
Cr₂O₃	1,89	2,21	1,63	2,16	2,25	2,11	2,36	1,28	0,07	0,79	1,28	0,07	0,68	1,50	0,28	0,06	0,32	-0,02	
FeO	4,36	4,56	4,15	4,34	4,54	4,13	4,09	3,95	3,81	3,86	3,95	3,81	4,47	4,80	4,17	4,84	5,44	4,23	
NiO	0,25	0,30	0,21	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,20	0,25	0,18	0,18	0,23	0,15	
MgO	23,32	24,18	22,26	21,23	21,66	20,78	23,47	24,49	24,33	24,41	24,49	24,33	22,57	23,83	21,31	22,02	23,53	20,72	
CaO	0,02	0,07	0,00	0,02	0,06	d.l.	0,06	0,08	0,02	0,05	0,08	0,02	0,05	0,15	d.l.	0,05	0,16	0,00	
Na₂O	1,13	1,38	0,81	1,34	1,42	1,21	0,96	1,30	1,18	1,22	1,30	1,18	0,89	0,97	0,82	1,03	1,33	0,74	
K₂O	8,79	9,17	8,48	8,39	8,59	8,28	8,96	8,42	8,30	8,36	8,42	8,30	9,15	9,31	8,96	8,82	9,30	8,29	
Total	95,27	96,33	94,32	94,59	95,28	93,78	95,44	95,12	94,77	94,91	95,12	94,77	94,66	96,68	92,33	94,89	96,05	93,86	
mg#	0,91	0,91	0,90	0,90	0,90	0,89	0,91	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,90	0,91	0,89	0,89	0,91	0,88	
Mineralformen (Basis 22 O)																			
Si	5,534	5,635	5,432	5,434	5,463	5,393	5,483	5,595	5,530	5,559	5,595	5,530	5,894	8,437	5,365	7,350	10,762	5,299	
Ti	0,109	0,152	0,049	0,506	0,536	0,473	0,100	0,106	0,022	0,075	0,106	0,022	0,251	0,332	0,141	0,523	0,805	0,128	
Al	2,636	2,762	2,511	2,479	2,541	2,439	2,681	2,893	2,594	2,703	2,893	2,594	2,936	4,003	2,466	3,621	5,176	2,503	
Cr	0,213	0,249	0,181	0,245	0,255	0,240	0,265	0,144	0,008	0,088	0,144	0,008	0,065	0,170	d.l.	0,006	0,052	d.l.	
Fe2	0,518	0,545	0,488	0,522	0,552	0,495	0,486	0,468	0,453	0,458	0,468	0,453	0,579	0,848	0,496	0,776	1,200	0,550	
Ni	0,013	0,034	d.l.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,019	0,030	d.l.	0,013	0,034	d.l.	
Mg	4,948	5,072	4,759	4,553	4,620	4,479	4,975	5,164	5,147	5,154	5,164	5,147	5,184	7,162	4,662	6,332	9,029	4,427	
Ca	0,004	0,010	0,000	0,003	0,009	d.l.	0,009	0,011	0,003	0,007	0,011	0,003	0,008	0,022	d.l.	0,010	0,040	0,000	
Na	0,311	0,381	0,224	0,372	0,394	0,341	0,264	0,356	0,325	0,336	0,356	0,325	0,266	0,344	0,234	0,377	0,521	0,206	
K	1,595	1,667	1,530	1,539	1,573	1,521	1,626	1,520	1,503	1,511	1,520	1,503	1,802	2,547	1,648	2,175	3,164	1,512	

n = Anzahl der Analysen
 mg# = molar MgO/(MgO+FeO)
 av = average (Mittelwert), max = maximum, min = minimum
 n.a.: nicht analysiert
 d.l.: detection limit

Tabelle 6.39: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der Phlogopite, 2. Teil.

Gesteinsart Probe in Gew. %	Dunit			Wehrlit			Harzburgit			Rekristallisiert							
	av	max	min	LP4-12a	LP4-12b	LP7-12	av	max	min	LP9-12	LP507	av	max	min	av-c	max	min
n		11		2	3	16				1		2	11		5		
SiO ₂	39,17	39,66	38,41	37,72	37,89	40,78	39,61	40,78	38,20	41,43	38,55	38,55	42,08	41,32	40,71	41,08	40,45
TiO ₂	0,69	0,92	0,50	5,09	3,35	1,86	1,45	1,86	0,73	0,69	3,21	3,21	0,61	0,23	0,34	0,50	0,27
Al ₂ O ₃	15,00	15,51	14,60	15,72	16,14	15,58	14,64	15,58	13,63	13,19	14,92	14,92	12,77	12,26	13,10	13,43	12,97
Cr ₂ O ₃	2,45	2,80	1,96	0,38	1,33	2,91	1,92	2,91	1,16	0,82	1,76	1,76	1,76	0,78	2,08	2,62	0,79
FeO	3,76	4,02	3,64	6,70	5,45	4,61	4,25	4,61	3,83	4,04	4,28	4,28	3,77	3,36	4,01	4,16	3,80
NiO	0,21	0,25	0,19	0,18	0,22	0,24	0,19	0,24	0,16	n.a.	0,13	0,13	0,23	0,18	0,21	0,23	0,17
MgO	23,98	24,47	23,41	19,91	21,50	24,52	23,15	24,52	22,45	25,47	22,24	22,24	25,87	24,92	24,59	25,29	24,22
CaO	0,03	0,10	d.l.	0,09	0,02	0,13	0,07	0,13	0,02	0,05	d.l.	0,04	0,08	d.l.	0,03	0,07	0,01
Na ₂ O	1,44	1,98	0,84	1,31	1,18	1,96	1,12	1,96	0,92	1,14	1,40	1,40	1,13	0,41	0,65	0,70	0,53
K ₂ O	8,28	9,04	7,65	8,31	8,77	9,13	8,74	9,13	7,81	8,75	8,37	8,37	9,88	8,90	9,55	9,66	9,37
Total	95,10	95,43	94,77	95,45	95,89	96,95	95,14	96,95	93,39	95,70	95,32	95,32	96,31	94,86	95,35	95,59	95,00
mg#	0,92	0,92	0,91	0,84	0,88	0,92	0,91	0,92	0,90	0,92	0,90	0,90	0,93	0,92	0,92	0,92	0,91
Mineralformen (Basis 22 O)																	
Si	12,416	13,721	11,160	5,409	5,396	5,723	5,640	5,723	5,535	5,832	5,509	5,509	5,919	5,849	5,797	5,816	5,763
Ti	0,164	0,208	0,129	0,549	0,359	0,203	0,156	0,203	0,076	0,073	0,345	0,345	0,065	0,024	0,036	0,054	0,029
Al	5,604	6,163	5,060	2,656	2,709	2,616	2,457	2,616	2,290	2,188	2,514	2,514	2,132	2,045	2,199	2,239	2,178
Cr	0,616	0,704	0,441	0,043	0,150	0,327	0,216	0,327	0,133	0,091	0,199	0,199	0,197	0,087	0,235	0,295	0,088
Fe2	0,997	1,099	0,879	0,803	0,649	0,559	0,507	0,559	0,445	0,476	0,512	0,512	0,442	0,399	0,478	0,495	0,454
Ni	0,054	0,059	0,045	0,021	0,025	0,028	0,022	0,028	0,019	n.a.	0,015	0,015	0,026	0,020	0,024	0,027	0,020
Mg	11,330	12,469	10,238	4,256	4,564	5,074	4,914	5,074	4,746	5,345	4,739	4,739	5,413	5,270	5,221	5,334	5,148
Ca	0,010	0,033	d.l.	0,013	0,003	0,020	0,010	0,020	0,002	0,008	d.l.	0,006	0,011	d.l.	0,004	0,010	0,001
Na	0,886	1,338	0,517	0,363	0,326	0,528	0,308	0,528	0,254	0,312	0,389	0,389	0,310	0,112	0,179	0,192	0,146
K	3,351	3,663	2,789	1,520	1,593	1,675	1,587	1,675	1,382	1,571	1,526	1,526	1,772	1,610	1,734	1,744	1,705

n = Anzahl der Analysen
 mg# = molar MgO/(MgO+FeO)
 av = average (Mittelwert), max = maximum, min = minimum
 LP4-12a: Wehrlit
 LP4-12b: Phlogopit-Einschlüsse in Olivine
 LP4-12a: Phlogopit im Amphibol-Gang
 LP4-12b: Phlogopit-Einschlüsse in Olivine
 n.a.: nicht analysiert
 d.l.: detection limit

Tabelle 6.40: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der Apatite.

Gesteinsart Probe in Gew.%	Dunit			LP501 Schmelzader			LP501 Reaktionssaum			LP86			Wehrhit LP4-12			Composit LP507		
	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min
n		5		6			2	9		34		10						
SiO ₂	0,39	0,45	0,28	0,74	0,90	0,62	0,37	0,72	0,38	0,19	0,41	0,03	0,32	0,48	0,21			
FeO	0,30	0,44	0,22	0,36	0,49	0,29	0,33	0,63	0,22	0,25	0,45	0,16	0,31	0,42	0,23			
MgO	0,38	0,46	0,35	0,58	0,70	0,55	0,41	0,43	0,37	0,39	0,45	0,33	0,44	0,48	0,38			
CaO	52,25	52,51	51,64	47,92	48,25	47,49	51,94	52,24	51,87	53,28	53,84	52,76	52,00	52,41	51,77			
SrO	0,81	0,90	0,71	0,99	1,08	0,94	0,81	0,69	0,63	0,50	0,60	0,39	1,13	1,22	1,06			
Na ₂ O	0,23	0,31	0,16	0,76	0,81	0,69	0,22	0,37	0,19	0,11	0,20	0,05	0,35	0,38	0,31			
P ₂ O ₅	40,47	40,86	40,16	39,07	39,37	38,81	40,85	40,45	39,47	41,27	41,69	40,72	40,04	40,49	39,65			
SO ₃	0,48	0,57	0,41	0,27	0,35	0,18	0,33	1,13	0,45	0,19	0,35	0,09	0,74	0,84	0,66			
La ₂ O ₃	0,35	0,46	0,25	2,24	2,30	2,16	0,43	0,37	0,23	0,14	0,22	0,08	0,30	0,37	0,25			
Ce ₂ O ₃	0,58	0,82	0,47	2,79	3,04	2,63	0,56	0,60	0,38	0,26	0,37	0,16	0,45	0,53	0,39			
F	1,48	1,64	1,37	1,83	1,99	1,57	2,01	2,30	1,23	1,45	1,76	1,23	1,82	2,07	1,57			
Cl	0,46	0,52	0,40	0,46	0,50	0,40	0,31	0,55	0,39	0,41	0,59	0,30	0,39	0,47	0,28			
Total	98,18	98,39	97,88	98,00	98,54	97,42	98,58	98,74	97,50	98,45	99,25	97,91	98,29	98,68	97,71			

n = Anzahl der Analysen
 av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum
 Total Fe entspricht FeO

7 Chemismus der Gläser

Die Zusammensetzung an Haupt- und Nebenelementen der Gläser ist in den Tabellen 7.1 – 7.7 dargestellt.

Gläser sind amorphe, das heißt gestaltlose, Festkörper und stellen im Grunde genommen erstarrte bzw. eingefrorene Gesteinsschmelze dar. Daraus folgt, dass Gläser anders als Minerale kein geordnetes Kristallgitter aufweisen, da das Kristallwachstum durch ein sehr schnelles Abkühlen der silikatischen Schmelze verhindert wird. Natürlich vorkommende magmatische Gläser sind Obsidian und Pechstein, die jedoch nicht mit Glasvorkommen innerhalb von Mantelgesteinen verwechselt werden dürfen. Letzteres definiert Coltorti et al. (2000) als silikatische Reaktionsprodukte zwischen einer infiltrierenden Schmelze mit der vorhandenen Mineralparagenese im Peridotit, wobei die Schmelze als metasomatischer Agens einen carbonatitischen, K-alkalischen oder Na-alkalischen Charakter aufweisen kann (Coltorti et al., 2000). Die Reaktionspartner bestimmen somit auch die chemische Zusammensetzung der Gläser in Erdmantelxenolithen und lassen Rückschlüsse auf die Reaktionsprozesse zu, wobei Gläser auch in-situ während partieller Aufschmelzung von Mineralphasen entstehen können (Ntaflos et al., 2017).

Die meisten analysierten Gläser in den Peridotiten von La Palma befinden sich intergranular entlang der Korngrenzen sowie in den Schmelzadern, in Gängen und in den *melt pockets*. Ebenfalls häufig auftretend, jedoch wegen der geringen Größe kaum analysiert, sind Glaseinschlüsse in allen vorkommenden Mineralphasen. Die wenigen Einschlüsse, die mit der Elektronenstrahlmikrosonde gemessen werden konnten, befinden sich im Olivin, Pyroxen und Spinell, hier vor allem innerhalb des Spinell-Reaktionssaumes (*sponge-structure, sieve-structure*).

Mit Hilfe des TAS-Diagramms nach LeBas (1986) in Diagramm 7.1 (TAS: total alkali vs. silica) können vier Gruppen unterschieden werden, wobei die ersten zwei nah beieinander liegen. Der zusammengesetzte Erdmantelxenolith LP507 (*composite Xenolith*) ist hier nicht berücksichtigt, da die Gläser in diesem Gestein sehr unterschiedlich sind und später separat beschrieben werden. Die chemische Zusammensetzung der Gläser reicht von Trachyte/Trachydacite und Rhyolite über Phonolite und Tephriphonolite bis Tephrite/Basanite und Trachybasalte.

Die Variationsdiagramme der einzelnen Oxide gegen SiO_2 in Diagramm 7.3 A – H zeigen, dass es sich generell um aluminiumreiche Gläser (rund 15,0 – 25,0 Gew.%) mit einem höheren FeO-Gehalt als MgO handelt. Die Mg# ist daher relativ gering und variiert zwischen 47,1 – 77,4. Ferner fällt auf, dass der Na_2O -Gehalt allgemein geringfügig höher ist als der K_2O -Gehalt, ausgenommen im amphibolführenden Wehrlit LP4-12 dessen Gläser annähernd gleiche Konzentrationen dieser beiden Oxide aufweisen.

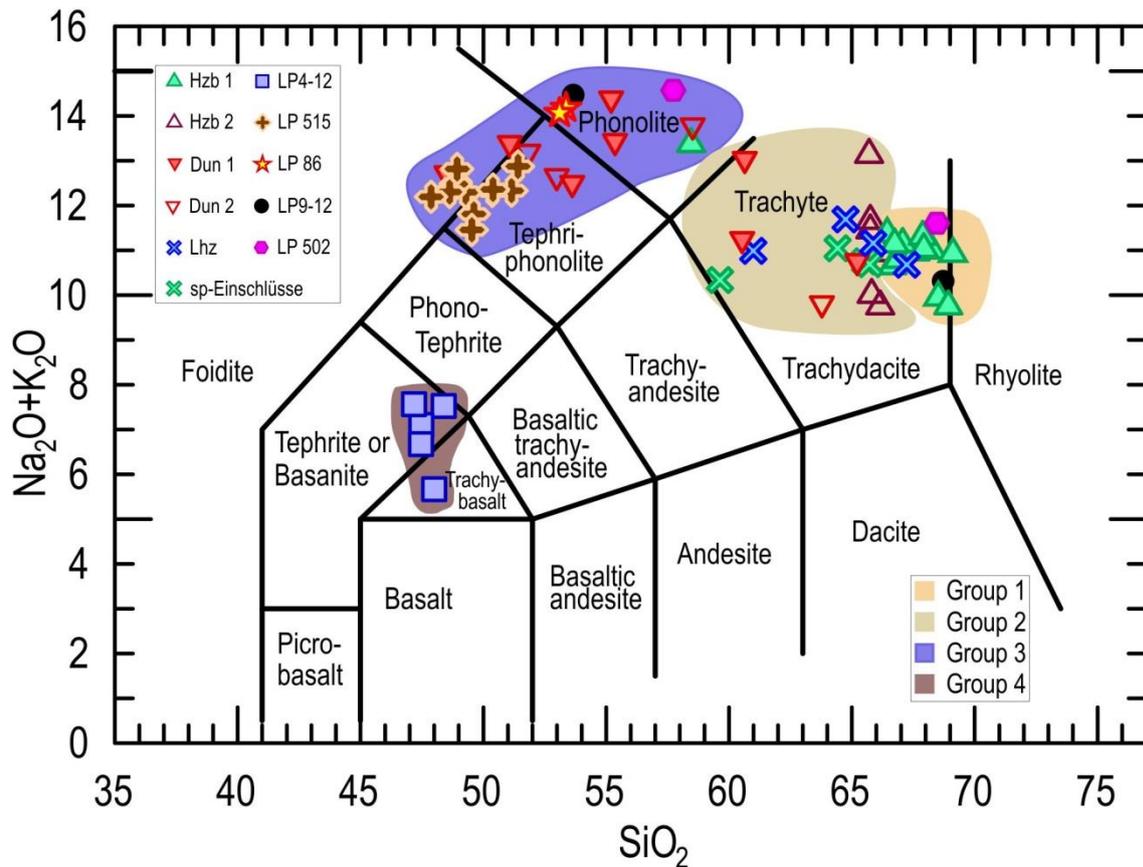


Diagramm 7.1: TAS-Diagramm nach LeBas et al. (1986) der Gläser in Harzburgiten, Duniten, im Lherzolit und im amphibolführenden Wehrlit (TAS: total alkali vs. silica). Hzb 2 und Dun 2 bezeichnen Glaseinschlüsse in Olivin, Pyroxen und Spinell in den jeweiligen Gesteinen. Die Datenpunkte stellen Mittelwerte in den einzelnen Peridotiten dar. Abkürzungen: Hzb = Harzburgit, Dun = Dunit, Lhz = Lherzolit, sp = Spinell.

Die intergranularen Gläser und jene in den Schmelzadern der Harzburgite und im Lherzolit bilden die erste Gruppe mit einer trachytischen – rhyolitischen Zusammensetzung. Diese treten vor allem in Verbindung mit Orthopyroxen und Olivin auf. Der hohe SiO_2 -Gehalt von durchschnittlich über 65 Gew.% lässt sich mit einem inkongruentem schmelzen des Orthopyroxens als Reaktion mit einer infiltrierenden, Si-untersättigten Schmelze erklären (Coltorti et al., 2000; Wulff-Pedersen et al., 1996), womit diese Gläser in-situ gebildet wurden. Die Konzentrationen der wichtigsten Oxide (Diagramm 7.3 A-H) sind sehr einheitlich, nur die Na_2O -Konzentration variiert über einen größeren Bereich zwischen 4,07 – 7,82 Gew.%, und liegt damit über der K_2O -Konzentration (3,50 – 5,85 Gew.%). Das Verhältnis $\text{K}/(\text{K}+\text{Na})$ schwankt dabei zwischen 0,29 – 0,40.

In diese Gruppe fallen auch intergranularen Gläser in den rekristallisierten Mantelxenolithen (LP9-12 und LP502). Da vor allem im Xenolith LP502, jedoch auch im Xenolith LP9-12, feinkörnige Orthopyroxene gefunden wurden ist anzunehmen, dass es sich dabei um rekristallisierte Harzburgite handeln. Die Konzentrationen fast aller Oxide gleichen in diesen zwei Gesteinsproben jenen der anderen Xenolithen dieser Gruppe. Na_2O (3,50 – 6,58 Gew.%) und Al_2O_3 (11,90 – 14,36 Gew.%) sind

etwas geringer enthalten, wohingegen MgO mit 1,64 – 3,17 Gew. %, verglichen mit 0,73 – 2,62 Gew.%, höher konzentriert vorliegt. Gläser im Xenolith LP502 weisen zudem einen merklich höheren K₂O-Gehalt von 6,23 – 7,70 Gew.% auf.

Die zweite Gruppe der Gläser weist eine trachytische – trachydacitische Zusammensetzung auf und umfasst neben Glaseinschlüssen in den Mineralen der Harzburgite und des Lherzolits auch intergranulare Gläser und Schmelzadern der Dunite, allerdings ohne wasserhaltige Mineralphasen. Sie sind ebenfalls durch einen relativ hohen SiO₂-Gehalt von 59,18 – 65,53 Gew.% charakterisiert. Allgemein sind die Gläser der zweiten Gruppe heterogener als jene der ersten Gruppe, besonders bei den Konzentrationen an K₂O (1,50 – 7,16 Gew.%), Na₂O (3,52 – 7,88 Gew.%) und MgO (0,09 – 2,27 Gew.%). Das K/(K+Na)-Verhältnis ist jedoch in der zweiten Gruppe sehr homogen und beträgt durchschnittlich 0,33.

Phonolitische bis tephriphonolitische und foiditische Gläser bilden die dritte Gruppe. Diese Gläser, die immer in Verbindung mit Phlogopit auftreten, befinden sich in den Schmelzadern der Dunite, wobei auch einige wenige als Glaseinschlüsse in Olivin, Pyroxen und Spinell zu finden sind. In diesen Fällen ist jedoch auch immer Phlogopit in unmittelbarer Nachbarschaft anwesend. Die Gläser dieser Gruppe sind ebenfalls nicht einheitlich. Der SiO₂-Gehalt variiert zwischen 47,39 – 59,38 Gew.%. Im Vergleich zu den ersten zwei Gruppen führen die Gläser der dritten Gruppe mitunter eine hohe Konzentration an CaO (0,56 – 9,38 Gew.%), wobei die Gläser in den Phlogopitgängen des Dunits LP515 einen CaO-Gehalt zwischen 5,32 – 6,98 Gew.% aufweisen. Der Al₂O₃-Gehalt erreicht hier ebenfalls seinen höchsten Wert von 19,33 – 26,41 Gew.%. Der Alkaligehalt variiert dagegen über einen relativ kleinen Bereich zwischen 11,28 – 15,98 Gew.% mit einem K/(K+Na)-Verhältnis von 0,30 – 0,54.

Während die meisten Gläser dieser Gruppe eine phonolitische Zusammensetzung zeigen, liegen jene in den Phlogopitgängen des Dunits LP515 im Bereich der Tephriphonolite – Foidite. Wie weiter oben bereits erwähnt, schwankt der TiO₂-Gehalt dieser Gläser über einen breiten Bereich von 0,71 – 3,28 Gew.%. Im Vergleich dazu liegt die TiO₂-Konzentration in allen anderen Gläsern, inklusive jener der ersten und zweiten Gruppe, unter 1,0 Gew.%.

Die vierte Gruppe beinhaltet Gläser ausschließlich von amphibolführenden Dunit. Diese zeigen eine tephritische/basanitische bis trachybasaltische Zusammensetzung. Petrographisch befinden sich die Gläser im Amphibolgang, was zu der Annahme führt, dass sie durch Reaktionen zwischen Amphibol und Schmelze entstanden. Erwartungsmäßig ist der SiO₂-Gehalt mit 46,81 – 51,13 Gew.% am geringsten. Abgesehen von den Alkalien, zeigen diese Gläser in allen Oxiden die höchsten

Konzentrationen. Der Na_2O -Gehalt beträgt zwischen 2,63 – 4,41 Gew.% und der K_2O -Gehalt schwankt zwischen 2,81 – 3,78 Gew.% ($\text{K}/(\text{K}+\text{Na})$ -Verhältnis 0,30 – 0,41). Auffallend ist ferner der hohe P_2O_5 -Gehalt von 1,28 – 1,66 Gew.%, welcher durch die Anwesenheit von Apatit erklärt werden kann. Ebenso ist die CaO -Konzentration mit 8,21 – 10,77 Gew.% ungewöhnlich hoch. Der TiO_2 -Gehalt erreicht einen Mittelwert von 3,40 Gew.%. Die durchschnittlichen Werte der FeO - und MgO -Konzentrationen liegen bei 6,80 Gew.% bzw. bei 3,67 Gew.%. Im Vergleich dazu weisen diese Oxide in den restlichen Mantelxenolithen Konzentrationen unter 6,0 Gew.% (FeO) und weniger als 3,0 Gew.% (MgO) auf.

7.1 Gläser im zusammengesetzten Erdmantelxenolith LP507

Die chemische Zusammensetzung der Gläser sind in der Tabelle 7.8 aufgelistet.

Die Gläser im zusammengesetzten Erdmantelxenolith (*composite Xenolith*) zeigen, wie bereits oben erwähnt, unterschiedliche Zusammensetzungen von Trachyandesite über Trachydacite bis Rhyolite und von Trachyte bis Dacite. Aufgrund des Chemismus der Gläser sowie ihrer Lage im Xenolith können diese in fünf Gruppen unterteilt werden (Diagramm 7.2). Ferner ist zu bemerken, dass die Gläser im *composite Xenolith* eine bräunliche Färbung aufweisen.

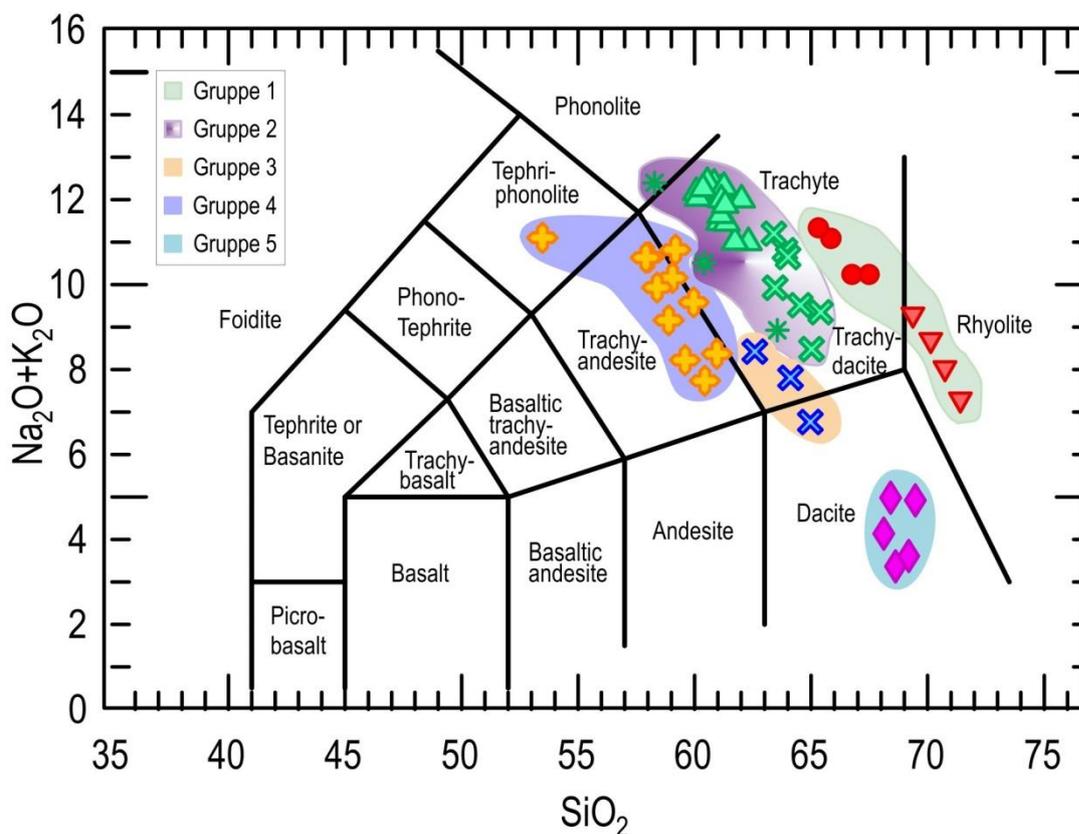


Diagramm 7.2: TAS-Diagramm nach LeBas et al. (1986) der Gläser im zusammengesetzten Erdmantelxenolith LP507 (TAS: total alkali vs. silica).

Die Variationsdiagramm (Diagramm 7.4 A-H) zeigen, dass auch die Gläser im zusammengesetzten Erdmantelxenolith aluminiumreich sind. Obwohl diese Gläser ebenfalls mehr Eisen als Magnesium enthalten, ist die Mg# mit 42,7 – 66, geringer als in den restlichen Gesteinsproben.

Die erste Gruppe umfasst Trachyte und Rhyolite und diese sind, wie die Gläser in den Harzburgiten und im Lherzolit, mit dem Zerfall der Orthopyroxene verbunden. Auffallend dabei ist, dass diese Gläser bei einem von den zwei im Dünnschliff existierenden Orthopyroxen-Relikten eine trachytische und beim anderen eine rhyolitische Zusammensetzung zeigen. Die rhyolitischen Gläser weisen einen sehr einheitlichen SiO₂-Gehalt von 66,06 Gew.% auf, während er in den trachytischen zwischen 63,39 – 66,23 Gew.% schwankt. Damit sind die trachytischen Gläser ident mit jenen in den Harzburgiten und Lherzolit. Der Al₂O₃-Gehalt ist in den trachytischen Gläser höher als in den rhyolitischen (15,71 – 17,64 Gew.% bzw. durchschnittlich 15,17 Gew.%), zusätzlich ist der Al₂O₃-Gehalt in den rhyolitischen Gläser verglichen mit jenem in den trachytischen sehr homogen. Dasselbe lässt sich in der Na₂O-Konzentration beobachten, die in den Rhyoliten zwischen 2,56 – 4,14 Gew.% beträgt, während die Trachyte 5,27 – 6,37 Gew.% Na₂O enthalten. Allerdings ist das K/(K+Na)-Verhältnis in den Rhyoliten höher als in den Trachyten (0,43 – 0,53 respektive 0,32 – 0,37). Allgemein lässt sich sagen, dass die chemische Zusammensetzung der trachytischen Gläser jener in den Harzburgiten und im Lherzolit entspricht.

Die zweite Gruppe der Gläser zeigt eine trachytische bis trachydacitische Zusammensetzung und ähneln grundsätzlich den trachytischen - trachydacitischen Gläsern in den restlichen Peridotiten wie sie oben beschrieben wurden. Die Gläser der zweiten Gruppe befinden sich in dem dichten Netz an Schmelzadern, die den gesamten Xenolith durchziehen. Die SiO₂-Konzentration bewegt sich zwischen 52,12 – 62,90 Gew.%. Der Al₂O₃-Gehalt ist mit 17,91 – 20,22 Gew.% deutlich höher als in den Gläsern der ersten Gruppe. Während die Konzentration an K₂O relativ einheitlich ist (4,82 – 6,88 Gew.%), variiert der Na₂O-Gehalt über einen großen Bereich von 3,94 – 7,91 Gew.%. Dies spiegelt sich auch im K/(K+Na)-Verhältnis von 0,27 – 0,54 wieder. Die trachytischen – trachydacitischen Gläser enthalten des Weiteren einen verhältnismäßig hohen CaO-Gehalt zwischen 1,55 – 5,27 Gew.%.

Glaseinschlüsse in den Spinellen bilden die dritte Gruppe mit einer trachydacitischen Zusammensetzung. Abgesehen von den Alkalien (4,32 Gew.% K₂O und 3,06 Gew.% Na₂O) unterscheiden sich diese Gläser kaum von jenen der zweiten Gruppe. Das mittlere K/(K+Na)-Verhältnis beträgt 0,48.

Die Gläser der vierte Gruppe stehen in Verbindung mit Phlogopit. Anders jedoch als die Gläser bei Phlogopiten in den Duniten (Gruppe 3) handelt es sich im *composite* Xenolith um Gläser trachyandesitischer Zusammensetzung. Die Gläser sind sehr homogen mit durchschnittlichen Konzentrationen an SiO_2 von 57,19 Gew.%, Al_2O_3 19,48 Gew.% und K_2O 5,80 Gew.%. Der Na_2O -Gehalt weist hingegen eine kleine Schwankungsbreite zwischen 2,34 – 4,40 Gew.% auf, wodurch auch das $\text{K}/(\text{K}+\text{Na})$ -Verhältnis einer Variation von 0,47 – 0,61 unterliegt.

Die fünfte Gruppe der Gläser im *composite* Xenolith zeigen eine dazitische Zusammensetzung und weichen damit von den anderen Gläsern in diesem Gestein ab. Diese Gläser wurden nur rund um einen Spinell im *composite*-Teil gefunden und befinden sich damit in jenem Bereich des Xenoliths, in dem die Gläser der zweiten Gruppe liegen. Sie weisen jedoch im Vergleich zu den Gläser der zweiten Gruppe eine sehr einheitliche Zusammensetzung auf. Der SiO_2 -Gehalt ist mit rund 64,66 Gew.% merklich höher. Dagegen beträgt die Konzentration der Alkalien weit weniger als in den Gläsern der zweiten Gruppe (K_2O rund 2,77 Gew.%, Na_2O mittlere 1,81 Gew.%), allerdings ist der Al_2O_3 -Gehalt mit durchschnittlich 17,93 Gew.% mit jenem der zweiten Gruppe vergleichbar.

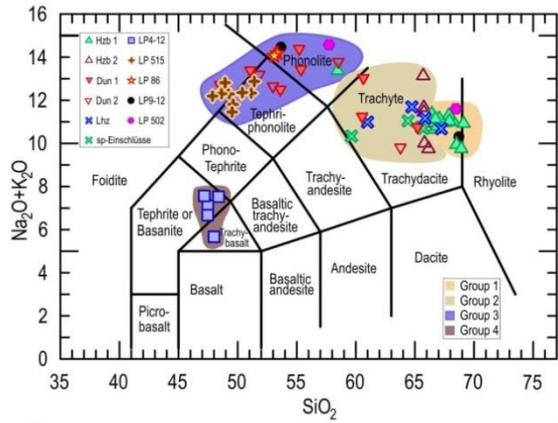
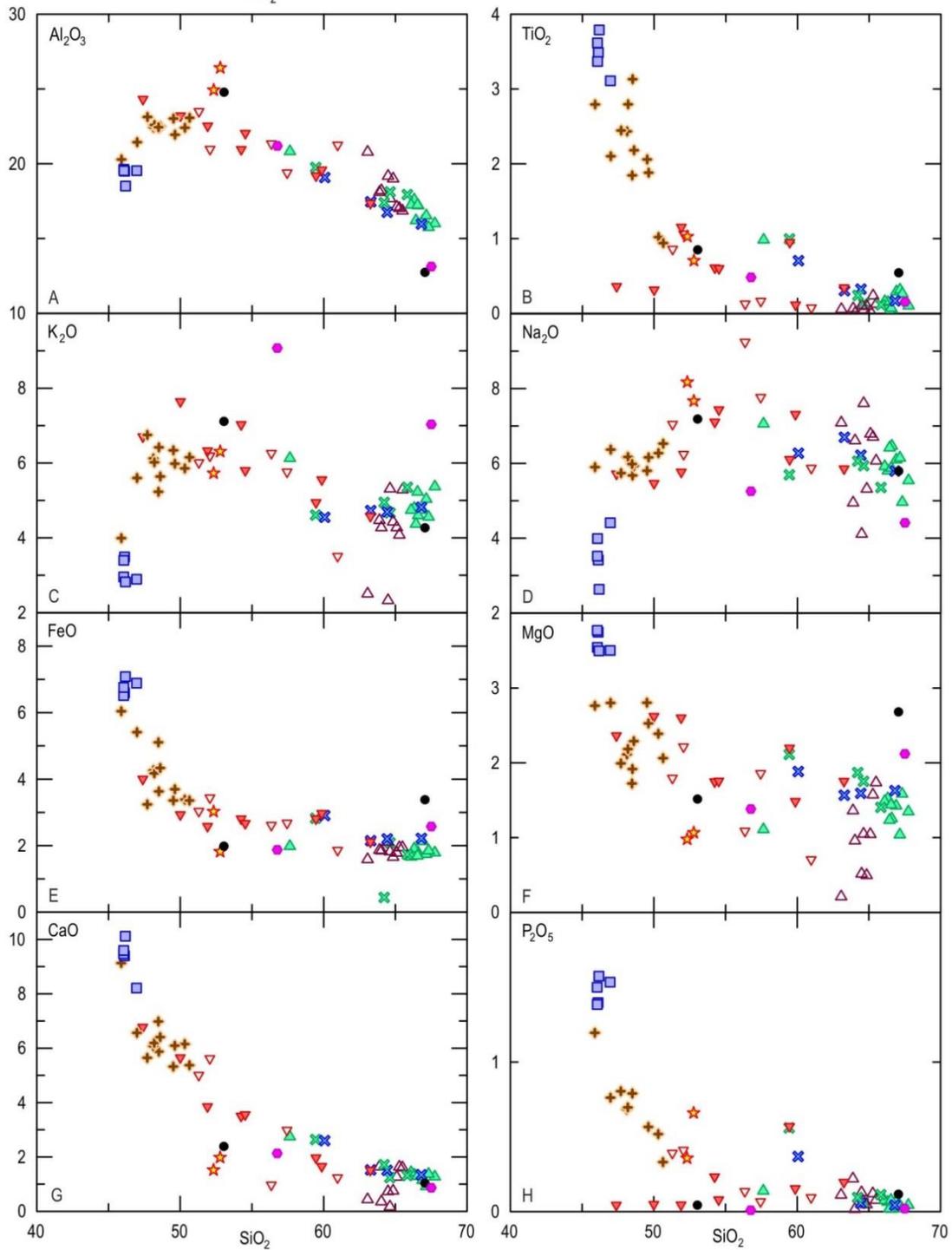


Diagramm 7.3: TAS-Diagramm (total alkali vs. silica) und Variationsdiagramme (A – H) der Gläser in den Harzburgiten, im Lherzolit und in den Duniten. Hzb 2 und Dun 2 bezeichnen Glaseinschlüsse in Olivin, Pyroxen und Spinell in den jeweiligen Gesteinen. Die Datenpunkte stellen Mittelwerte in den einzelnen Peridotiten dar. Abkürzungen: Hzb = Harzburgit, Dun = Dunit, Lhz = Lherzolit, sp = Spinell.



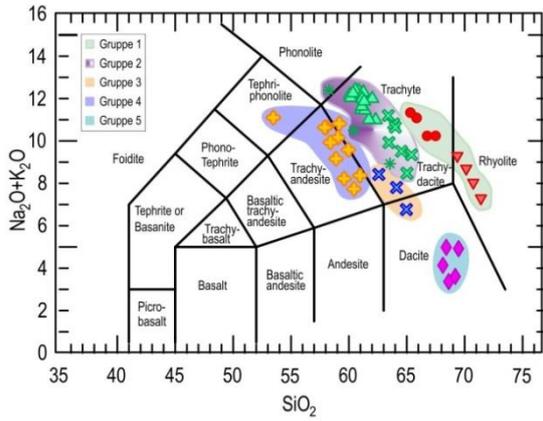
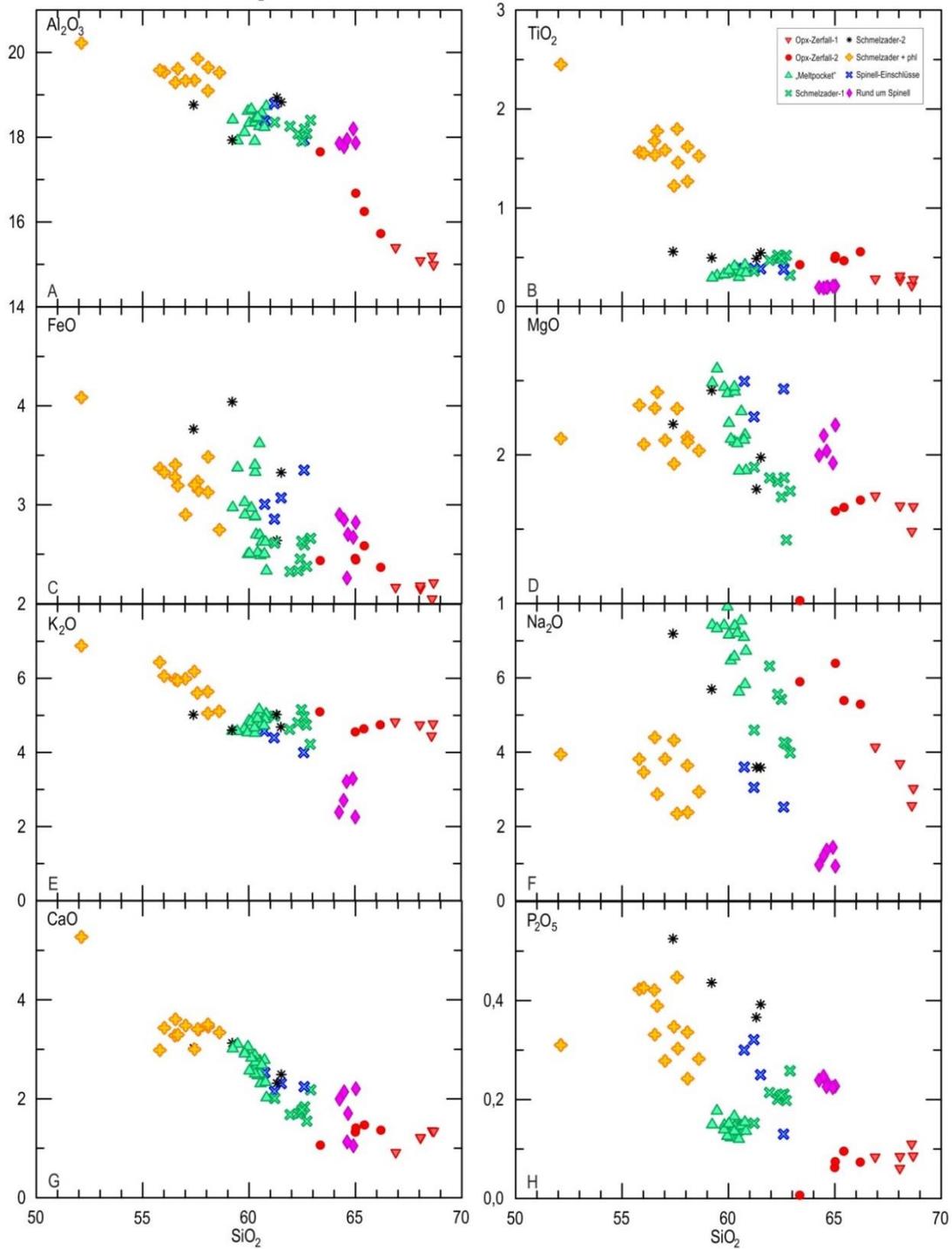


Diagramm 7.4: TAS-Diagramm (total alkali vs. silica) und Variationsdiagramme (A – H) der Gläser im zusammengesetzten Erdmantelxenolith LP507.



7.2 Tabellen

Tabelle 7.1: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von intergranularem Glas in den Harzburgiten.

Gesteinsart Probe in Gew.-%	Harzburgit					LP1-12			LP5-12			LP6-12			LP7-12			LP8-12			LP10-12				
	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	
SiO_2	66,90	69,15	63,99	66,59	67,68	65,31	67,75	68,99	66,44	67,15	69,89	63,12	66,43	68,45	63,30	66,31	68,91	64,38	66,31	68,91	63,30	66,31	68,91	64,38	
TiO_2	0,29	0,56	0,13	0,05	0,08	0,02	0,10	0,16	0,03	0,31	0,61	0,07	0,04	0,10	d.l.	0,15	0,24	0,08	0,15	0,24	d.l.	0,15	0,24	0,08	
Al_2O_3	16,17	17,48	15,18	17,19	18,59	15,75	16,00	16,48	15,69	16,53	19,10	14,60	16,19	18,89	14,12	17,60	18,86	15,75	17,60	18,86	14,12	17,60	18,86	15,75	
Cr_2O_3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
FeO	2,13	2,88	1,77	1,79	1,83	1,76	1,79	2,01	1,53	1,74	2,14	1,37	1,79	2,17	1,55	1,91	2,34	1,63	1,91	2,34	1,55	1,91	2,34	1,63	
MnO	0,02	0,05	d.l.	0,03	0,03	0,03	0,04	0,05	0,04	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
MgO	1,42	1,94	0,87	1,25	1,51	0,99	1,35	1,63	1,16	1,04	1,92	0,73	1,23	1,89	0,75	1,52	1,80	1,24	1,52	1,80	0,75	1,52	1,80	1,24	
CaO	1,14	1,76	0,42	1,30	1,72	1,01	1,27	1,51	1,06	0,91	1,88	0,33	1,30	2,12	0,36	1,34	1,79	1,05	1,34	1,79	0,36	1,34	1,79	1,05	
Na_2O	6,10	6,79	5,30	6,46	6,93	5,87	5,54	5,96	5,10	6,14	7,00	5,32	6,42	7,82	5,45	5,80	6,49	5,05	6,42	7,82	5,45	5,80	6,49	5,05	
K_2O	4,74	5,10	3,62	4,60	4,96	4,34	5,37	5,54	5,18	5,03	5,68	4,07	4,37	4,88	3,50	4,79	5,13	4,46	4,37	4,88	3,50	4,79	5,13	4,46	
P_2O_5	0,07	0,15	0,02	0,02	0,03	0,01	0,04	0,10	0,02	0,04	0,11	0,00	0,02	0,06	0,00	0,06	0,15	0,03	0,02	0,06	0,00	0,06	0,15	0,03	
Cl	0,10	0,17	0,06	0,06	0,07	0,05	0,07	0,10	0,05	0,08	0,11	0,04	0,14	0,24	0,07	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,07	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO_2	0,03	0,21	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,05	d.l.	0,02	0,06	0,00	0,02	0,07	d.l.	0,02	0,09	0,00	0,02	0,07	d.l.	0,02	0,09	0,00	
BaO	0,05	0,12	0,00	0,03	0,05	0,01	0,04	0,12	0,00	0,06	0,12	0,00	0,05	0,10	0,00	0,04	0,10	0,00	0,05	0,10	0,00	0,04	0,10	0,00	
Total	99,11	100,22	96,18	99,33	99,93	98,20	99,33	99,91	98,84	99,06	100,13	97,10	97,89	99,48	95,72	99,54	100,13	98,78	99,54	100,13	95,72	99,54	100,13	98,78	
Mg#	54,4	54,5	46,6	55,6	59,5	50,0	57,3	59,1	57,6	51,5	61,4	48,8	55,1	60,8	46,2	58,8	57,8	57,6	55,1	60,8	46,2	58,8	57,8	57,6	
K/(K+Na)	0,34	0,33	0,31	0,32	0,32	0,33	0,39	0,38	0,40	0,35	0,35	0,33	0,31	0,29	0,30	0,35	0,34	0,37	0,31	0,29	0,30	0,35	0,34	0,37	

Mg# = (molar MgO/(MgO/FeO)) * 100

n.a.: nicht analysiert

av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum

d.l.: detection limit

FeO entspricht Total-FeO

Tabelle 7.2: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von intergranularem Glas in den Harzburgiten, Duniten und im Lherzolit.

Gesteinsart	Harzburgit			Lherzolit			Dunit		
	LP11-12 av max 21 min	LP508 av max 9 min	LP510 av max 23 min	LP506 av max 25 min	LP506 mp av max 2 min	LP501 av max 12 min	LP516 av max 4 min		
Probe in Gew. %									
n									
SiO ₂	67,32	68,72	64,13	66,10	67,12	65,34	64,99		
TiO ₂	0,26	0,86	0,05	0,16	0,25	0,01	d.l.		
Al ₂ O ₃	15,75	17,51	13,94	17,24	17,70	16,62	16,18		
Cr ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	0,49	0,86	0,13	0,17		
FeO	1,85	2,46	1,56	1,66	1,84	1,45	1,48		
MnO	n.a.	n.a.	n.a.	0,02	0,04	0,00	d.l.		
MgO	1,58	4,72	1,26	1,48	1,91	1,28	1,19		
CaO	1,37	2,15	1,05	1,43	1,70	1,21	1,11		
Na ₂ O	4,96	5,38	4,07	5,92	6,22	5,34	4,95		
K ₂ O	4,56	5,06	4,07	4,74	4,96	4,58	4,89		
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,00	0,07	0,14	d.l.	d.l.		
Cl	n.a.	n.a.	n.a.	0,07	0,10	0,06	0,11		
SO ₂	0,02	0,06	0,00	0,01	0,03	d.l.	d.l.		
BaO	0,04	0,08	0,00	0,03	0,11	d.l.	0,00		
Total	97,72	99,01	94,78	99,04	99,93	98,22	98,55		
Mg#	60,5	77,4	59,1	61,4	64,9	61,0	58,9		
K/(K+Na)	0,38	0,38	0,40	0,35	0,34	0,36	0,39		
				98,22	100,43	94,91	94,91		
				60,07	60,43	59,72	60,07		
				0,70	0,72	0,69	0,70		
				19,08	19,11	19,05	19,08		
				n.a.	n.a.	n.a.	n.a.		
				2,91	3,14	2,67	2,91		
				0,06	0,07	0,05	0,06		
				1,88	1,89	1,88	1,88		
				2,60	2,60	2,59	2,60		
				6,27	6,66	5,88	6,27		
				4,55	4,60	4,50	4,55		
				0,37	0,37	0,36	0,37		
				0,13	0,15	0,11	0,13		
				0,03	0,03	0,02	0,03		
				0,06	0,08	0,04	0,06		
				98,70	99,12	98,29	98,70		
				53,6	51,7	55,7	53,6		
				0,32	0,31	0,33	0,32		
				63,56	66,10	59,18	63,56		
				0,30	0,38	0,22	0,30		
				17,24	17,99	15,65	17,24		
				n.a.	n.a.	n.a.	n.a.		
				2,04	2,27	1,77	2,04		
				0,03	0,04	0,00	0,03		
				1,65	1,82	1,33	1,65		
				1,46	1,80	1,20	1,46		
				5,91	6,58	4,85	5,91		
				4,62	4,78	4,28	4,62		
				0,19	0,30	0,10	0,19		
				0,14	0,28	0,09	0,14		
				0,03	0,08	0,00	0,03		
				0,07	0,11	0,02	0,07		
				97,23	98,63	89,42	97,23		
				59,14	58,77	57,27	59,14		
				0,34	0,32	0,37	0,34		
				99,33	99,33	99,33	99,33		
				47,1	47,1	47,1	47,1		
				0,33	0,33	0,33	0,33		

n = Anzahl der Analysen
 Mg# = (molar MgO/(MgO+FeO)) * 100
 av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum
 n.a.: nicht analysiert
 d.l.: detection limit
 mp: melt-pocket (Schmelzlasche)

Tabelle 7.3: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von intergranularem Glas in den rekristallisierten Xenolithen im Wehrlit sowie in Harzburgit und Dunit in Verbindung mit Phlogopit.

Gesteinsart Probe in Gew. %	Rekristallisiert			Wehrlit			Harzburgit			Dunit					
	av	max 11	min	av	max 21	min	av	max 7	min	av	max 20	min	av	max 11	min
SiO ₂	67,12	68,42	65,64	67,50	68,16	66,87	46,17	47,27	45,31	57,64	59,38	54,00	54,24	55,41	52,05
TiO ₂	0,53	0,67	0,37	0,15	0,28	0,06	3,46	3,81	2,96	0,98	1,52	0,73	0,61	0,94	0,19
Al ₂ O ₃	12,68	13,14	12,10	13,11	14,36	11,90	19,44	19,82	18,39	20,82	21,97	19,81	20,95	23,43	20,08
Cr ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	0,76	1,12	0,07	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
FeO	3,36	4,29	2,78	2,57	3,20	1,95	6,71	7,23	6,10	1,98	2,15	1,50	2,81	3,25	2,35
MnO	0,07	0,08	0,05	0,04	0,05	0,03	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,04	0,07	0,02
MgO	2,67	3,17	2,35	2,12	2,59	1,64	3,64	4,08	2,63	1,11	1,37	0,90	1,75	3,02	1,27
CaO	1,01	1,49	0,62	0,87	1,08	0,70	9,43	10,77	8,01	2,75	3,38	2,40	3,50	4,39	2,59
Na ₂ O	5,78	6,58	4,78	4,41	5,42	3,50	3,65	4,55	2,54	7,06	7,79	6,56	7,10	7,89	6,21
K ₂ O	4,25	4,69	3,34	7,03	7,70	6,23	3,23	3,78	2,66	6,13	6,40	5,39	7,03	8,06	6,33
P ₂ O ₅	0,11	0,20	0,03	0,02	0,05	d.l.	1,44	1,66	1,28	0,14	0,19	0,11	0,23	0,34	0,06
Cl	0,21	0,27	0,17	0,09	0,14	0,04	0,12	0,13	0,10	0,10	0,13	0,09	0,28	0,34	0,22
SO ₂	0,05	0,15	0,01	0,04	0,08	0,00	0,13	0,17	0,10	0,02	0,04	0,00	0,05	0,08	0,00
BaO	0,02	0,05	d.l.	0,06	0,11	d.l.	0,10	0,15	0,04	0,13	0,15	0,12	0,11	0,18	0,05
Total	97,72	98,55	96,58	98,34	99,32	96,95	97,53	98,45	96,46	98,85	99,76	96,67	98,67	99,45	97,88
Mg#	58,6	56,8	60,1	59,5	59,0	60,0	49,1	50,2	43,5	50,0	53,2	51,7	52,6	62,4	49,1
K/(K+Na)	0,33	0,32	0,31	0,51	0,48	0,54	0,37	0,35	0,41	0,36	0,35	0,35	0,39	0,40	0,40

Mg# = (molar MgO/(MgO+FeO)) * 100

n = Anzahl der Analysen
FeO entspricht Total-FeO

av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum

n.a.: nicht analysiert

d.l.: detection limit

amph: Amphibol

phl: Phlogopit

Tabelle 7.4: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von intergranularem Glas in Duniten und rekristallisierten Xenolithen in Verbindung mit Phlogopit.

Gesteinsart Probe in Gew. % n	Dunit			LP509 phi			LP516 phi			LP515 phi			LP86 amph			Rekristallisiert			LP9-12 phi			LP502 phi		
	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min
SiO ₂	48,70	50,25	47,27	54,53	56,79	51,42	48,44	51,00	45,75	52,40	54,86	49,33	53,10	53,52	52,68	53,10	53,52	52,68	56,77	59,14	53,96	56,77	59,14	53,96
TiO ₂	0,34	0,43	0,30	0,60	0,91	0,39	2,07	3,28	0,71	0,68	1,04	0,19	0,84	0,89	0,79	0,84	0,89	0,79	0,48	0,76	0,26	0,48	0,76	0,26
Al ₂ O ₃	23,76	24,43	22,77	22,03	24,08	20,39	22,24	23,34	19,96	25,29	27,04	23,34	24,73	24,77	24,69	24,73	24,77	24,69	21,19	22,73	19,78	21,19	22,73	19,78
Cr ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,14	0,15	0,13	0,14	0,15	0,13
FeO	3,46	4,04	2,79	2,66	3,34	2,41	4,23	6,82	2,96	2,29	3,07	1,78	1,96	1,98	1,94	1,96	1,98	1,94	1,87	2,29	1,52	1,87	2,29	1,52
MnO	0,03	0,05	0,01	0,04	0,07	0,01	0,07	0,14	0,02	n.a.	n.a.	n.a.	0,03	0,04	0,02	0,03	0,04	0,02	0,03	0,08	0,01	0,03	0,08	0,01
MgO	2,49	3,02	2,24	1,75	2,44	1,25	2,34	3,44	1,43	0,99	1,44	0,40	1,50	1,52	1,49	1,50	1,52	1,49	1,38	1,66	1,24	1,38	1,66	1,24
CaO	6,21	6,96	5,39	3,55	4,78	2,12	6,27	9,29	3,71	1,68	2,19	1,16	2,36	2,40	2,33	2,36	2,40	2,33	2,13	2,48	1,59	2,13	2,48	1,59
Na ₂ O	5,59	5,90	5,31	7,43	8,28	6,75	6,10	6,63	5,60	7,84	8,71	6,71	7,16	7,40	6,93	7,16	7,40	6,93	5,25	5,75	4,83	5,25	5,75	4,83
K ₂ O	7,17	7,88	6,51	5,80	6,58	4,64	5,82	7,02	3,80	6,81	9,31	5,72	7,09	7,15	7,04	7,09	7,15	7,04	9,07	9,62	8,55	9,07	9,62	8,55
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,04	0,08	0,19	0,01	0,68	1,25	0,30	0,51	0,67	0,33	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,01	0,04	d.l.	0,01	0,04	d.l.
Cl	0,19	0,23	0,15	0,42	0,86	0,26	0,14	0,20	0,08	0,07	0,07	0,07	0,17	0,18	0,17	0,17	0,18	0,17	0,10	0,16	0,04	0,10	0,16	0,04
SO ₂	0,08	0,28	0,01	0,06	0,11	0,00	0,07	0,14	0,02	0,09	0,26	0,02	d.l.	0,01	d.l.	d.l.	0,01	d.l.	0,02	0,03	d.l.	0,02	0,03	d.l.
BaO	0,07	0,17	0,02	0,19	0,34	0,09	0,12	0,20	-0,01	0,21	0,29	0,12	0,09	0,10	0,09	0,09	0,10	0,09	0,09	0,14	0,02	0,09	0,14	0,02
Total	98,13	98,73	97,29	99,15	100,47	97,91	98,44	100,23	92,81	98,80	100,52	97,36	99,08	99,23	98,93	99,08	99,23	98,93	98,41	99,57	97,64	98,41	99,57	97,64
Mg#	56,18	57,15	58,85	54,0	56,5	48,0	49,7	47,3	46,3	43,5	45,6	28,8	57,8	57,7	57,8	57,8	57,7	57,8	56,8	56,3	59,2	56,8	56,3	59,2
K/(K+Na)	0,46	0,47	0,45	0,34	0,34	0,31	0,39	0,41	0,31	0,36	0,41	0,36	0,39	0,39	0,40	0,39	0,39	0,40	0,53	0,52	0,54	0,53	0,52	0,54

n = Anzahl der Analysen
 Mg# = (molar MgO/(MgO+FeO)) * 100
 av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum
 phi: Phlogopit
 amph: Amphibol
 n.a.: nicht analysiert
 d.l.: detection limit

Tabelle 7.5: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Glaseinschlüssen in den Harzburgiten und im Dunit LP501.

Gesteinsart Probe in Gew. % Einschluss in n	Harzburgit				Dunit												
	LP8-12		LP510		LP10-12		LP7-12		LP8-12		LP11-12						
	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min					
SiO ₂	65,10	66,85	62,98	63,89	64,66	62,08	64,85	65,73	63,13	63,76	65,82	61,94	64,03	64,58	63,48	64,49	63,36
TiO ₂	0,02	0,05	0,01	0,06	0,13	d.l.	0,10	0,20	0,01	0,05	0,13	0,01	0,00	0,01	0,00	0,11	0,16
Al ₂ O ₃	17,11	18,54	16,50	18,09	19,45	15,89	18,99	19,53	18,56	19,40	21,83	16,54	18,20	18,45	17,96	19,17	17,74
Cr ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
FeO	1,78	1,92	1,70	1,86	2,19	1,39	1,65	1,92	1,44	1,69	1,94	1,16	1,84	1,99	1,70	2,11	2,01
MnO	n.a.	n.a.	n.a.	0,03	0,06	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,04
MgO	1,04	1,32	0,62	1,36	1,69	0,90	0,50	0,68	0,31	0,58	1,20	0,09	0,96	1,35	0,57	0,51	1,57
CaO	1,26	1,36	1,20	1,64	2,84	0,52	0,75	0,99	0,43	0,32	0,81	0,13	0,35	0,49	0,22	0,73	1,38
Na ₂ O	6,79	7,39	6,23	4,94	5,91	3,52	5,31	5,83	4,89	7,31	7,88	6,67	6,61	6,79	6,43	4,11	5,57
K ₂ O	4,27	4,63	3,50	4,47	7,16	2,92	4,43	4,60	4,24	3,75	5,57	1,50	4,27	4,44	4,10	2,33	4,32
P ₂ O ₅	n.a.	n.a.	n.a.	0,22	1,08	0,01	0,05	0,08	0,03	0,09	0,24	0,01	0,02	0,02	0,01	0,13	0,11
Cl	n.a.	n.a.	n.a.	0,19	0,31	0,11	n.a.	n.a.	n.a.	0,25	0,52	0,10	0,25	0,26	0,23	n.a.	0,34
SO ₂	0,04	0,11	0,00	0,06	0,11	0,03	0,07	0,10	0,04	0,07	0,14	0,01	0,11	0,20	0,02	0,03	0,04
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	0,06	0,10	0,03	0,02	0,04	0,00	0,04	0,07	0,00	0,03	0,06	0,01	0,03	0,07
Total	97,45	98,64	96,37	96,88	99,33	94,31	96,71	98,27	95,67	97,32	99,92	95,45	96,68	97,91	95,45	93,73	96,72
Mg#	51,1	55,1	39,3	56,6	57,9	53,5	34,8	38,8	27,7	38,1	52,4	12,5	48,1	54,7	37,4	30,3	58,2
K/(K+Na)	0,29	0,29	0,27	0,37	0,44	0,35	0,35	0,34	0,36	0,25	0,32	0,13	0,30	0,30	0,30	0,27	0,34

Mg# = (molar MgO/(MgO+FeO)) * 100

av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum

n.a.: nicht analysiert

d.l.: detection limit

Opx: Orthopyroxen

Tabelle 7.6: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Glaseinschlüssen in den Duniten.

Gesteinsart	Dunit														
	LP509			LP515			LP516			LP3-12		LP501		LP515	
Probe in Gew. % Einschluss in n	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min
SiO ₂	60,97	62,47	58,90	51,30	54,10	49,24	56,35	58,93	53,78	57,45	57,55	57,35	60,85	61,29	60,27
TiO ₂	0,07	0,13	0,03	0,86	1,81	0,21	0,13	0,21	0,04	0,16	0,17	0,15	0,64	0,66	0,60
Al ₂ O ₃	21,25	22,57	20,24	23,49	25,17	20,78	21,33	22,32	20,34	19,39	19,45	19,33	19,48	19,86	19,09
Cr ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
FeO	1,86	2,05	1,67	3,03	3,72	1,96	2,61	3,44	1,79	2,68	2,69	2,66	2,27	2,51	2,15
MnO	0,02	0,03	0,02	0,04	0,06	0,02	0,05	0,06	0,04	0,05	0,06	0,04	0,05	0,05	0,04
MgO	0,70	0,92	0,55	1,80	3,89	0,32	1,09	1,17	1,00	1,86	1,86	1,85	1,84	2,27	1,56
CaO	1,24	1,89	0,39	5,00	9,38	2,46	0,97	1,38	0,56	2,99	3,06	2,91	1,71	1,83	1,59
Na ₂ O	5,87	6,19	5,30	7,04	7,63	5,87	9,24	9,58	8,91	7,76	7,92	7,61	6,00	6,39	5,74
K ₂ O	3,50	3,75	3,25	6,01	6,94	5,41	6,26	6,33	6,19	5,76	5,80	5,73	4,89	4,97	4,78
P ₂ O ₅	0,09	0,12	0,05	0,39	0,48	0,32	0,14	0,15	0,12	0,07	0,08	0,06	0,48	0,59	0,41
Cl	0,61	0,77	0,53	0,19	0,23	0,12	0,61	0,67	0,56	0,31	0,31	0,30	0,16	0,17	0,14
SO ₂	0,04	0,08	0,01	0,16	0,35	0,06	0,11	0,16	0,06	0,04	0,06	0,02	0,05	0,13	0,01
BaO	0,01	0,03	0,00	0,15	0,27	0,06	0,08	0,18	d.l.	n.a.	n.a.	n.a.	0,09	0,09	0,08
Total	96,26	96,83	95,31	99,47	100,64	98,49	98,97	99,27	98,67	99,16	99,49	98,84	98,51	98,70	98,28
Mg#	40,3	44,6	36,9	51,4	65,1	22,5	42,6	37,8	50,0	55,3	55,3	55,3	59,0	61,8	56,4
K/(K+Na)	0,28	0,28	0,29	0,36	0,37	0,38	0,31	0,30	0,31	0,33	0,33	0,33	0,35	0,34	0,35

Mg# = (molar MgO/(MgO+FeO)) * 100

n = Anzahl der Analysen
FeO entspricht Total-FeO

av. average (Mittelwert), max. Maximum, min. Minimum

n.a.: nicht analysiert
d.l.: detection limit

Tabelle 7.7: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Glaseinschlüssen innerhalb der „sponge“-Struktur der Spinelle in den Harzburgiten und im Lherzolit.

Gesteinsart Probe in Gew.-% Einschluss in n	Harzburgit			LP6-12			LP8-12			LP510			LP508			LP10-12			Lherzolit		
	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min
SiO ₂	65,50	65,53	65,47	65,28	65,92	64,65	65,83	66,42	65,19	60,14	61,90	59,30	64,63	65,24	63,96	64,22	64,61	63,73	64,22	64,61	63,73
TiO ₂	0,12	0,14	0,11	0,24	0,34	0,05	0,11	0,14	0,08	0,80	1,09	0,57	0,13	0,15	0,09	0,24	0,26	0,21	0,24	0,26	0,21
Al ₂ O ₃	16,85	16,88	16,82	17,02	17,32	16,72	17,93	18,13	17,65	19,14	20,00	18,18	18,11	18,30	17,51	17,39	17,64	17,25	17,39	17,64	17,25
Cr ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,99	1,18	0,85	0,54	1,04	0,07	n.a.	n.a.	n.a.	0,44	0,66	0,26	0,44	0,66	0,26
FeO	1,94	1,98	1,91	1,94	2,07	1,76	1,74	1,82	1,67	2,72	3,00	2,33	2,08	2,18	1,99	2,70	2,96	2,40	2,70	2,96	2,40
MnO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,02	0,04	d.l.	0,06	0,08	0,03	n.a.	n.a.	n.a.	0,02	0,05	d.l.	0,02	0,05	d.l.
MgO	1,73	1,81	1,66	1,57	2,03	1,20	1,40	1,46	1,34	2,41	3,50	1,87	1,75	1,85	1,62	1,87	2,06	1,75	1,87	2,06	1,75
CaO	1,61	1,64	1,58	1,63	1,89	1,20	1,32	1,46	1,18	2,40	2,78	1,93	1,24	1,35	1,16	1,71	1,79	1,62	1,71	1,79	1,62
Na ₂ O	6,07	6,09	6,04	6,70	7,20	6,25	5,35	5,71	4,98	5,98	6,41	5,59	5,94	6,39	5,71	6,06	6,25	5,86	6,06	6,25	5,86
K ₂ O	5,28	5,34	5,23	4,08	4,37	3,84	5,35	5,50	5,19	4,49	4,66	4,17	4,66	4,84	4,44	4,95	5,11	4,60	4,95	5,11	4,60
P ₂ O ₅	0,08	0,08	0,08	0,12	0,17	0,02	0,11	0,15	0,07	0,49	0,62	0,38	0,06	0,10	0,04	0,09	0,11	0,08	0,09	0,11	0,08
Cl	0,09	0,09	0,09	0,15	0,17	0,12	0,13	0,15	0,10	0,09	0,10	0,08	n.a.	n.a.	n.a.	0,15	0,18	0,13	0,15	0,18	0,13
SO ₂	0,01	0,01	0,00	0,03	0,06	0,00	0,02	0,02	0,02	n.a.	n.a.	n.a.	0,06	0,07	0,03	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	0,04	0,04	0,04	0,05	0,07	0,03	0,07	0,08	0,05	0,08	0,11	0,05	0,04	0,10	0,02	0,08	0,11	0,04	0,08	0,11	0,04
Total	99,32	99,32	99,31	98,80	99,60	97,30	100,16	100,55	99,56	99,35	99,98	98,00	98,70	100,00	97,80	99,93	100,48	99,56	99,93	100,48	99,56
Mg#	61,4	62,0	60,8	59,1	63,5	54,9	59,0	58,9	58,9	61,2	67,5	58,8	60,0	60,2	59,2	55,2	55,4	56,5	55,2	55,4	56,5
K/(K+Na)	0,36	0,37	0,36	0,29	0,29	0,29	0,40	0,39	0,41	0,33	0,32	0,33	0,34	0,33	0,34	0,35	0,35	0,34	0,35	0,35	0,34

n = Anzahl der Analysen
FeO entspricht Total-FeO

Mg# = (molar MgO/(MgO+FeO)) * 100

av.: average (Mittelwert), max.: Maximum, min.: Minimum

n.a.: nicht analysiert
d.l.: detection limit

sponge: Gitterstruktur im Spinell

Tabelle 7.8: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von intergranularem Glas und Glaseinschlüssen im zusammengesetzten Erdmantelxenolith LP507.

Gesteinsart Probe in Gew. %	Composit LP507																	
	Opx-Zerfall 8		Schmelzadern 1 22 (Cr ₂ O ₃ ; n=1)		Schmelzadern 2 4		Spinell-Einschlüsse 3 (SO ₂ ; n=1; Cr ₂ O ₃ ; n=2)		Sp-Füllung 5 (Cr ₂ O ₃ ; n=3)		av		max Phi		min			
n	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min	av	max	min
SiO ₂	66,55	68,68	63,39	60,88	62,90	59,24	59,86	61,52	57,40	61,51	62,59	60,74	64,65	65,02	64,26	56,73	58,61	52,12
TiO ₂	0,38	0,55	0,22	0,38	0,52	0,29	0,52	0,56	0,49	0,39	0,39	0,38	0,20	0,21	0,19	1,63	2,45	1,22
Al ₂ O ₃	15,86	17,64	14,99	18,30	18,73	17,91	18,61	18,93	17,93	18,37	18,79	17,93	17,93	18,20	17,77	19,55	20,22	19,10
Cr ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	0,23	0,23	0,23	n.a.	n.a.	n.a.	0,84	0,96	0,72	0,91	0,94	0,88	n.a.	n.a.	n.a.
FeO	2,30	2,58	2,05	2,74	3,62	2,32	3,44	4,04	2,64	3,07	3,35	2,85	2,70	2,90	2,26	3,28	4,09	2,75
MnO	0,04	0,07	0,00	0,04	0,06	0,02	0,05	0,09	0,04	0,05	0,08	0,04	0,05	0,07	0,03	0,05	0,09	0,03
MgO	1,56	1,72	1,01	2,09	2,58	1,43	2,10	2,43	1,77	2,40	2,50	2,26	2,06	2,20	1,95	2,17	2,42	1,94
CaO	1,26	1,45	0,92	2,41	3,10	1,55	2,74	3,13	2,31	2,31	2,53	2,15	1,70	2,20	1,05	3,52	5,27	2,98
Na ₂ O	4,54	6,37	2,56	6,34	7,91	3,98	5,01	7,19	3,58	3,06	3,60	2,52	1,18	1,44	0,93	3,45	4,40	2,34
K ₂ O	4,72	5,08	4,45	4,78	5,16	4,22	4,83	5,02	4,60	4,32	4,57	4,00	2,77	3,29	2,26	5,90	6,88	5,05
P ₂ O ₅	0,07	0,11	0,01	0,16	0,26	0,12	0,43	0,53	0,37	0,25	0,32	0,13	0,23	0,25	0,22	0,35	0,45	0,24
Cl	0,11	0,14	0,05	0,21	0,32	0,13	0,23	0,26	0,19	0,18	0,23	0,15	0,19	0,20	0,18	0,15	0,18	0,11
SO ₂	0,05	0,20	0,01	0,15	0,41	0,02	0,21	0,36	0,06	0,15	0,15	0,15	0,23	0,24	0,23	0,08	0,12	0,06
BaO	0,06	0,09	0,01	0,11	0,19	0,07	0,09	0,17	d.l.	0,10	0,14	0,06	0,09	0,14	0,04	0,23	0,33	0,19
Total	97,49	98,89	96,27	98,59	100,11	96,22	98,13	99,20	96,81	96,61	97,32	95,80	94,40	95,20	93,40	97,07	98,04	96,37
Mg#	54,5	58,7	42,6	57,5	63,3	48,2	52,2	54,4	51,1	58,2	59,7	56,5	57,7	61,5	55,1	54,1	57,5	47,9

n = Anzahl der Analysen
 Mg# = (molar MgO/(MgO+FeO)) * 100
 av: average (Mittelwert), max: Maximum, min: Minimum
 n.a.: nicht analysiert
 d.l.: detection limit

8 Geochemie

Die Geochemie befasst sich mit der Verteilung chemischer Elemente auf koexistierenden Mineralphasen oder Mineral-Schmelze und ihrem Verhalten im Zuge geologischer Prozesse. Aufgrund des Verhaltens der Elemente und ihres Bindungscharakters können diese unter drei verschiedenen Gesichtspunkte in Gruppen zusammengefasst werden.

Die älteste Unterteilung geht auf V.M. Goldschmidt Anfang des 20. Jahrhunderts zurück. Goldschmidt erkannte, dass die chemischen Elemente gemäß ihrer Position im Periodensystem unterschiedliche Neigungen, chemische Verbindungen einzugehen, zeigen. Je nachdem, ob ein bestimmtes Element sich eher mit Eisen, Sauerstoff oder Schwefel verbindet, definierte er die als Gruppen der siderophile, lithophile und chalkophile Elemente, sowie zusätzlich atmophile Elemente. Letztere Elemente sind leicht flüchtig und gehen bevorzugt in eine Gasphase über. Lithophile Elemente bilden mit Sauerstoff Silikate, Carbonate und Oxide. Siderophile Elemente haben die Affinität, Eisen-Verbindungen einzugehen, während chalkophile Elemente Sulfide bilden. Allerdings zeigen viele Elemente mehr als nur eine Gruppenzugehörigkeit, abhängig von ihren kristallchemischen Eigenschaften sowie deren Elektronegativität (Okrusch & Matthes, 2014; White, 2013). Diese Einteilung wird bis heute bedingt verwendet.

Die Betrachtung des Ionenpotentials, welches das Verhältnis zwischen Ionenladung (Wertigkeit des Elementes) und dem Ionenradius wieder gibt, ist eine zweite Möglichkeit der Klassifikation der Elemente hinsichtlich ihres Verhaltens. Das Ionenpotential ist dabei eine andere Beschreibung der Feldstärke der Elemente, die als elektrostatische Ladung pro Flächeneinheit definiert ist (Rollinson, 1993). Elemente mit geringer Feldstärke bzw. geringem Ionenpotential, weisen bevorzugt große Ionenradien auf. Da es sich hierbei durchwegs um lithophile Elemente handelt hat sich auch der Begriff LIL-Elemente für *large ionic lithophile* behauptet. Eine weitere Gruppe von Elementen ist durch hohe Feldstärke, hohes Ionenpotential und kleine Ionenradien charakterisiert und wird entsprechend als *high field strength elements* (HFSE) bezeichnet (Okrusch & Matthes, 2014; White, 2013). Zu den LIL-Elementen zählen die einwertigen Alkalimetalle K, Rb und Cs sowie die zweiwertigen Erdalkalimetalle Sr und Ba. Die wesentlich größere Gruppe der HFS-Elementen umfasst die Seltenerd-Elemente einschließlich Y und Sc, die Übergangsmetall-Paare Zr-Hf und Nb-Ta sowie Th und U (Abbildung 8.1) (Okrusch & Matthes, 2014; Rollinson, 1993; White, 2013; Wilson, 2007; Winter, 2010;).

Des Weiteren lassen sich die chemischen Elemente in kompatible und inkompatible Elemente unterteilen, wobei den inkompatiblen eine wesentlich größere Bedeutung zur Interpretation geologischer Prozesse zukommt. Anders als die kompatiblen Elemente können diese nicht so einfach in das Kristallgitter der meisten gesteinsbildenden Minerale eingebaut werden. Dies liegt einerseits an ihren zu

großen Ionenradien (LIL-Elemente), andererseits an ihren zu hohen Ionenpotentialen (HFS-Elemente). Diese Elemente werden daher während der fraktionierten Kristallisation in der Restschmelze angereichert bzw. entweichen bei der partiellen Aufschmelzung als erste aus der Festphase (Okrusch & Matthes, 2014; Rollinson, 1993; White, 2013). Abbildung 8.1 veranschaulicht die Beziehung zwischen Ionenradius und –ladung hinsichtlich der Kompatibilität der Elemente.

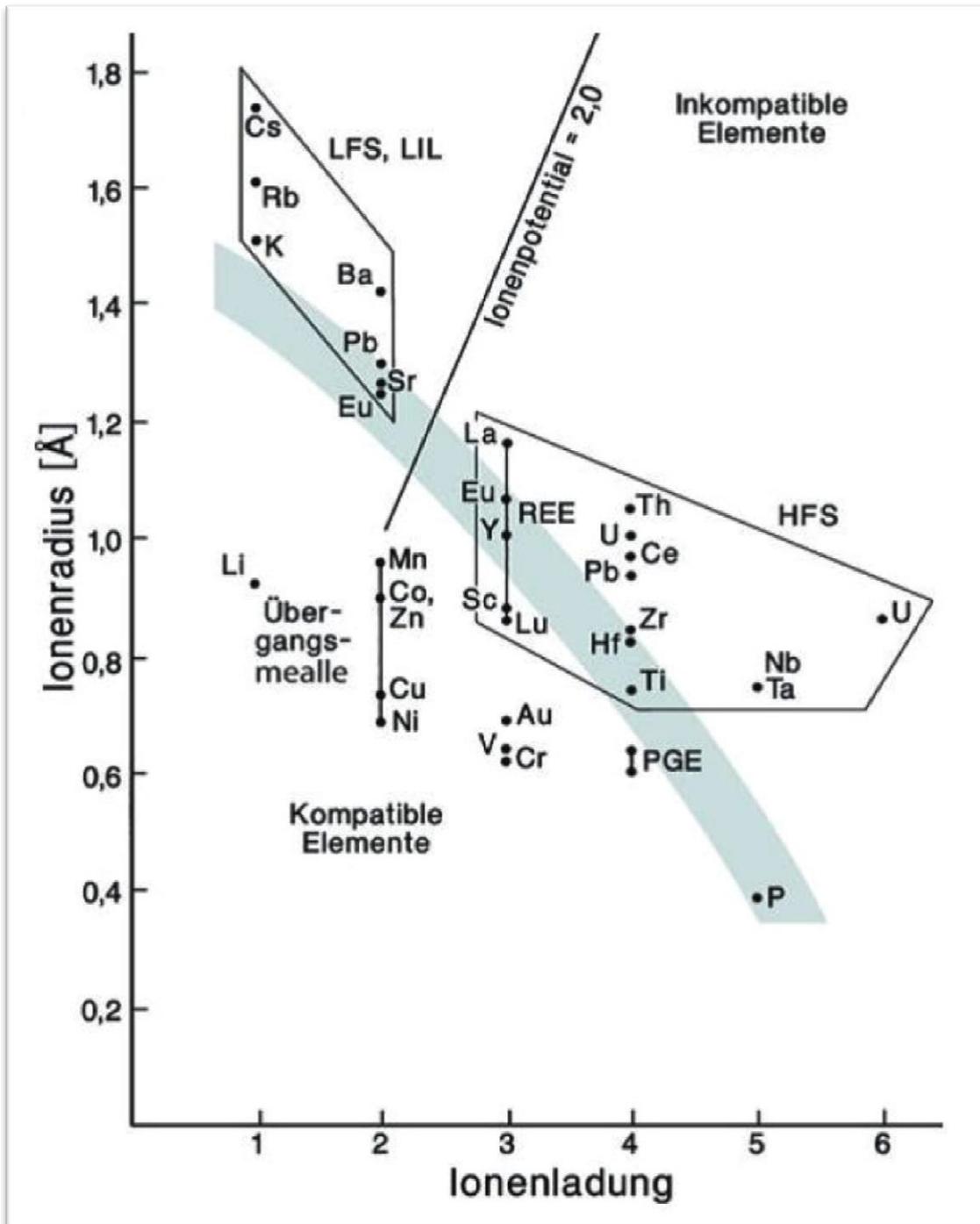


Abbildung 8.1: Ionenradius gegen Ionenladung mit den wichtigsten Spurenelementen. Aus: Okrusch & Matthes (2013), modifiziert nach Rollinson (1993). Das grünliche Band trennt die kompatiblen von den inkompatiblen Elementen (nach Gill, 1993).

8.1 Spurenelemente und Seltenerd-Elemente

Als Spurenelemente werden jene Elemente bezeichnet, die unter 0,1 Gew.%, dies entspricht 1.000 ppm (parts per million) bzw. 1.000 g/t, in einem Gestein vorhanden sind (Okrusch & Matthes, 2014; Stosch, 2000; White, 2013). Trotz ihres geringen Anteils in Gesteinen sind sie in allen Erdsystemen anzutreffen. Ihre besondere Bedeutung zur Interpretation geologischer Prozesse liegt nicht nur an der weiten Verbreitung und der damit einhergehenden Verfügbarkeit der Spurenelemente, sondern vor allem an ihrer sehr ungleichmäßigen Verteilung zwischen zwei sich im Gleichgewicht befindenden Phasen. Diese können sowohl die Systeme Mineral-Schmelze als auch Mineral-Mineral betreffen. Der wesentlichste Faktor für die Bedeutung der Spurenelemente in der Geochemie, und auch das wichtigste Unterscheidungskriterium zu den Haupt- und Nebenelementen, ist der Umstand, dass die Spurenelemente Henry's Gesetz erfüllen. Dieses besagt, dass sich die chemische Aktivität a_i eines Elementes proportional zu dessen Konzentration X_i verhält: $a_i^{\min} = \gamma_i^{\min} X_i^{\min}$ (Okrusch & Matthes, 2014). Der Aktivitätskoeffizient γ_i , der das Verhältnis zwischen Aktivität und Konzentration darstellt, ist als thermodynamischer Faktor von Druck und Temperatur abhängig, allerdings nur in geringem Maße von der Konzentration des Elements. Der Aktivitätskoeffizient γ_i bleibt somit nur im Bereich sehr kleiner Konzentrationen konstant, und damit sind die Aktivität a_i und die Konzentration X_i ebenfalls nur über diesen kleinen Bereich zueinander linear proportional. Diese Linearität ermöglicht es nun, die Verteilung eines Spurenelementes in zwei Phasen, z.B. Mineral und Schmelze, direkt miteinander zu vergleichen. Demgegenüber verliert das Henry'sche Gesetz seine Gültigkeit bei Konzentrationen, wie sie bei den Haupt- und Nebenelementen vorliegen. Das bedeutet, dass der Aktivitätskoeffizient in Bereichen höherer Konzentrationen nicht mehr konstant ist und somit kein linearer Zusammenhang bei der Verteilung der Haupt- und Nebenelemente besteht.

Der aus dem Verhalten der Spurenelemente resultierende Verteilungskoeffizient, ein wichtiger Parameter in der Geochemie, stellt dabei das Verhältnis eines bestimmten Elements zwischen zwei Phasen dar:

$$K_d = \frac{C_i^{\text{Mineral}}}{C_i^{\text{Schmelze}}}$$

K_d , in mancher Literatur auch D , bezeichnet dabei den Verteilungskoeffizient, C die Konzentration des Spurenelements i in ppm. Der Verteilungskoeffizient ist für jedes Element unterschiedlich und hängt vor allem von den Druck-Temperatur-Bedingungen, der Zusammensetzung der Schmelze als auch den kristallchemischen Eigenschaften, vor allem Ionenradius und -ladung des betrachteten Elements, ab. Hierbei handelt es sich um die einfachste und von Geochemikern am häufigsten verwendete Gleichung (Okrusch & Matthes, 2014; Stosch, 2000; White, 2013; Winter, 2010). Spurenelemente werden immer

anstelle eines Hauptelements in das Kristallgitter eingebaut, was durch den Austauschverteilungskoeffizient beschrieben wird. Dieser stellt eine Gleichgewichtskonstante dar, welche das Konzentrationsverhältnis des Hauptelements zwischen Schmelze-Mineral zusammen mit dem Konzentrationsverhältnis des Spurenelements zwischen Mineral-Schmelze wiedergibt. Allerdings ist es erforderlich, die entsprechende Austauschreaktion zu kennen, z.B. wird im Olivin Mg durch Ni ersetzt (Stosch, 2000). Darüber hinaus dient der Verteilungskoeffizient auch zur Identifizierung kompatibler und inkompatibler Elemente. Dieser beträgt für inkompatible Elemente weniger als 1 ($K_d < 1$ oder $K_d \ll 1$), während kompatible einen K_d -Wert über 1 ($K_d > 1$ oder $K_d \gg 1$) aufweisen.

Die Seltenerd-Elemente (SEE oder REE) nehmen innerhalb der Spurenelemente eine Sonderstellung ein. Die Abkürzung REE steht für *rare earth elements* und hat sich mittlerweile auch in deutschsprachiger Literatur eingebürgert, weshalb ich in weiterer Folge diese verwenden werde. Als weitgehend inkompatible Elemente haben die REE für die meisten gesteinsbildenden Minerale einen $K_d < 1$ (Okrusch & Matthes, 2014; Stosch, 2000).

Die REE sind die Übergangsmetalle von La bis Lu mit den Ordnungszahlen 57 – 71, sowie Sc (21) und Y (39) (Abbildung 8.2). Die Besonderheit der Lanthaniden (La bis Lu) beruht auf ihren sehr ähnlichen chemischen Eigenschaften, die sich durch ihre gleich konfigurierte äußerste Elektronenhülle erklären lassen. Diesbezüglich unterscheiden sie sich nur in der Auffüllung des 4f-Niveaus, das jedoch nicht an chemischen Reaktionen teilnimmt. Trotzdem weisen die REE teilweise sogar stark unterschiedliche Verteilungskoeffizienten (K_d) auf. Dies liegt daran, dass ihr Ionenradius mit ansteigender Protonenzahl im Atomkern und daher stärkerer Anziehungskraft abnimmt, wodurch die schwereren REE (auch als HREE abgekürzt für *heavy REE*) in manche Kristallgitter, z.B. Granat, leichter eingebaut werden können, als vergleichsweise die leichteren REE (analog als LREE für *light REE* abgekürzt). Dieses Phänomen wird auch als Lanthanidenkontraktion bezeichnet und ist mit ein Grund, weshalb das im Periodensystem der Elemente darüber stehende Übergangsmetall Y ein ähnliches Verteilungsverhalten zeigt wie die HREE und daher auch immer mit ihnen zusammen betrachtet wird. Das stark fraktionierende Verhalten zwischen den LREE und HREE ist ein weiterer Grund für ihre große Bedeutung in der Geochemie (Okrusch & Matthes, 2014; Stosch, 2000). Zu den LREE werden die Elemente La – Nd, zu den MREE (middle REE, die mittleren REE) Sm – Dy und zu den HREE Ho – Lu gezählt (Abbildung 8.2) (Stosch, 2000).

Alle REE besitzen eine dreiwertige Valenz, allerdings kann Ce unter oxidierenden Bedingungen auch vierwertig aufscheinen und Eu unter reduzierenden Bedingungen zweiwertig. Dadurch ist der Chemismus dieser zwei REE etwas komplexer als jener der übrigen REE (Stosch, 2000). So kann Eu^{2+} sehr leicht in das Kristallgitter von Plagioklas eingebaut werden, was sich als deutliche positive Eu-

Anomalie zu erkennen gibt. Graphisch werden die REE mit einer Vergleichsprobe normiert um die Konzentrationen untereinander besser vergleichen zu können. Abhängig von der gewünschten Aussage des Diagramms werden durchschnittliche Chondritkonzentrationen (C1-Chondrit) oder die Werte des primitiven Mantels (McDonough & Sun, 1995) für die Normierung herangezogen. Auf diese Weise werden auch die Konzentrationen in zwei ko-existierenden Mineralphasen verglichen.

The Geochemical Periodic Table

H																	He
Li	Be											B	C	N	O	F	Ne
Na	Mg											Al	Si	P	S	Cl	Ar
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe
Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rd
Fr	Ra	Ac															

La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Ac	Th	Pa	U											

He Volatiles	Sc First Series Transition Metals	Rb Alkali/Alkaline Earth Trace Elements
S Semi-Volatiles	Zr High Field Strength Elements	La Rare Earths & Related Elements
Mg Major Elements	Pt Noble Metals	Pa U/Th Decay Series Elements

Abbildung 8.2: Das geochemische Periodensystem der Elemente. Die Alkali/Alkaline Earth Trace Elements werden auch als LIL Elemente (Large Ionic Lithophile) bezeichnet (siehe Text). Aus: White, 2013.

Für die Analyse der Spurenelemente und REE in Klinopyroxen wurden sieben Proben ausgewählt, da diese ausreichend große Kristalle enthalten. Zusätzlich wurden in drei von diesen sieben Proben die Konzentrationen an Spurenelementen und REE in ko-existierenden Amphibolen gemessen. Diese sind der amphibolführende Dunit LP4-12, der häufyführende Dunit LP86 sowie der Dunit LP515 mit den Phlogopit-Amphibol-Gängen. Klinopyroxene wurden in den Harzburgiten LP7-12 und LP8-12, die durch je einen breiten Schmelzgang charakterisiert sind (siehe dazu Kapitel 5), analysiert. Des Weiteren wurden Klinopyroxene im Lherzolit LP506 und im zusammengesetzten Erdmantelxenolith LP507 (*composite* Xenolith) untersucht. Die analytische Methode mit LA-ICP-MS wurde bereits im Kapitel 3 beschrieben.

Die Zusammensetzung der Spurenelemente und REE in Klinopyroxen und Amphibol ist in Tabelle 8.1 aufgelistet.

8.2 Chemismus der Klinopyroxene

Klinopyroxene sind die wichtigsten gesteinsbildenden Minerale hinsichtlich des Einbaus von REE. Als Einfach-Kettensilikate besitzen sie zwei potentielle Gitterpositionen, M1 und M2, in denen REE und andere Kationen eingebaut werden können. Experimentelle Untersuchungen zeigen, dass REE im Klinopyroxen bevorzugt die M2-Position besetzen, wobei es zu Austauschreaktionen mit Ca^{2+} kommt, welches ebenfalls die M2-Position einnimmt und einen ähnlichen Ionenradius wie die LREE Pr^{3+} und Nd^{3+} aufweist (Lesnov, 2010; Stosch, 2000). Auffallend ist jedoch, dass in basaltischen bis andesitischen Schmelzen der Verteilungskoeffizient für Klinopyroxen/Schmelze für die MREE und HREE günstiger ist, zudem sind die HREE im Klinopyroxen gleichmäßiger als LREE oder MREE verteilt (Lesnov, 2010). Stosch (2000) begründet diese Phänomene damit, dass Ca^{2+} nicht dem Gitterplatzoptimum entspricht. Die Substitution von Ca^{2+} kann über drei mögliche Reaktionen ablaufen (Lesnov, 2010), wobei Fe^{3+} und Na^+ für den nötigen Ladungsausgleich sorgen:

- 1) $3 \text{Ca}^{2+} \rightarrow 2 \text{REE}^{3+} + \text{Leerstelle}$
- 2) $3 \text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{REE}^{3+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Leerstelle}$
- 3) $2 \text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{REE}^{3+} + \text{Na}^+$

Wie weiter oben bereits erwähnt, kann Eu drei- als auch zweiwertig auftreten. Allerdings ist Eu^{2+} zu groß für die Pyroxenstruktur, womit eine potentielle negative Eu-Anomalie erklärt werden kann (Stosch, 2000).

Die REE-Konzentrationen in den Klinopyroxenen der untersuchten Mantelxenolithe sind gegenüber dem primitiven Mantel nach McDonough & Sun (1995) angereichert, wobei die LREE im Verhältnis zu den HREE eine stärkere Anreicherung erfahren (Diagramm 8.1 B). Diese kann in den LREE das bis zu 60fache des primitiven Mantels erreichen. Demgegenüber sind die HREE nur vom einfachen bis zum vierfachen des primitiven Mantels angereichert. Aufgrund der Konzentrationen der REE und der Spurenelemente in den Klinopyroxenen können die oben genannten sieben Mantelxenolithe in drei Gruppen unterteilt werden.

Die erste Gruppe umfasst den Harzburgit LP7-12, den Lherzolit LP506 und den *composite* Xenolith LP507 (Diagramm 8.1). Das wesentliche Merkmal dieser Gruppe ist eine deutliche Verarmung an Zr, Hf und Ti sowie im Lherzolit und im *composite* Xenolith eine höhere Konzentration an Th und U gegenüber Nb und Ta (Diagramm 8.1 A). Des Weiteren zeigen der Harzburgit und der Lherzolit eine positive Eu-Anomalie (Diagramm 8.1 B) und leicht erhöhte Sr-Werte (Diagramm 8.1 A). Die Fraktionierung der

LREE ist eher moderat mit einem $(La/Nd)_N$ -Verhältnis von 1,42 – 1,48 im Lherzolit sowie 1,99 im Harzburgit. Der *composite* Xenolith zeigt hingegen eine etwas stärkere Fraktionieren mit einem $(La/Nd)_N$ -Verhältnis zwischen 2,09 – 3,80. Dagegen wurden die MREE und HREE in allen drei Xenolithen sehr einheitlich und wesentlich stärker als die LREE fraktioniert (Diagramm 8.1 B). Die $(Sm/Lu)_N$ -Verhältnisse betragen 4,18 – 4,38 im Lherzolit, 3,96 im Harzburgit und 3,50 – 3,93 im *composite* Xenolith.

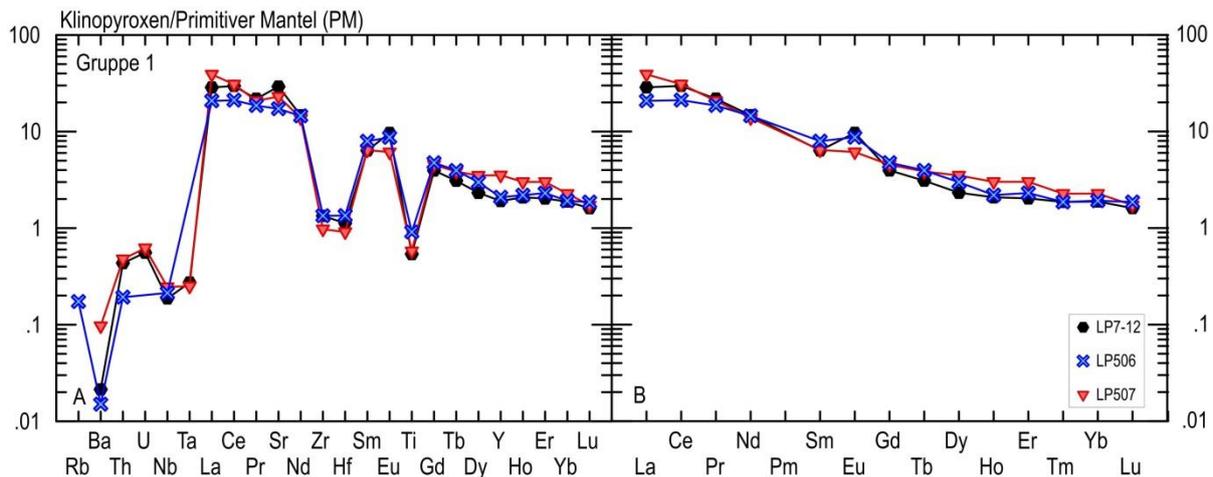


Diagramm 8.1: Spurenelemente (A) und REE (B) im Klinopyroxen der ersten Gruppe, normiert mit dem primitiven Mantel nach McDonough & Sun (1995). Erklärungen im Text.

Der Harzburgit LP8-12 bildet die zweite Gruppe (Diagramm 8.2). Die Konzentration von La entspricht zwar annähernd jener im zusammengesetzten Erdmantelxenolith LP507 der ersten Gruppe, allerdings sind die HREE deutlich stärker angereichert (Diagramm 8.4 B). Ein weiterer Unterschied zur ersten Gruppe ist die ebenfalls sehr hohe Anreicherung der leichten und mittleren REE, sodass der Graph eine konkave Kurve zeigt (Diagramm 8.2 B). Zusätzlich fehlt im Harzburgit LP8-12 jegliches Anzeichen einer Eu-Anomalie, dafür ist die Verarmung an Zr, Hf und Ti sehr viel stärker ausgeprägt als in der ersten Gruppe. Die Sr-Werte im Harzburgit LP8-12 entsprechen jenen der ersten Gruppe, sind jedoch hier im Vergleich zu Pr und Nd deutlich geringer. Nb, Ta, Th und U weisen ähnliche Konzentrationen auf, wobei Th und U etwas geringer in den Klinopyroxenen enthalten sind (Diagramm 8.2 A).

Die Fraktionierung der LREE ist sehr gering bei einem $(La/Nd)_N$ -Verhältnis zwischen 0,81 – 1,21. Anders verhält es sich mit den MREE bis HREE, deren Fraktionierungsverhältnis $(Sm/Lu)_N$ 6,76 – 9,52 beträgt. Auffallend bei den LREE ist die geringere La-Konzentration im Vergleich zu Ce.

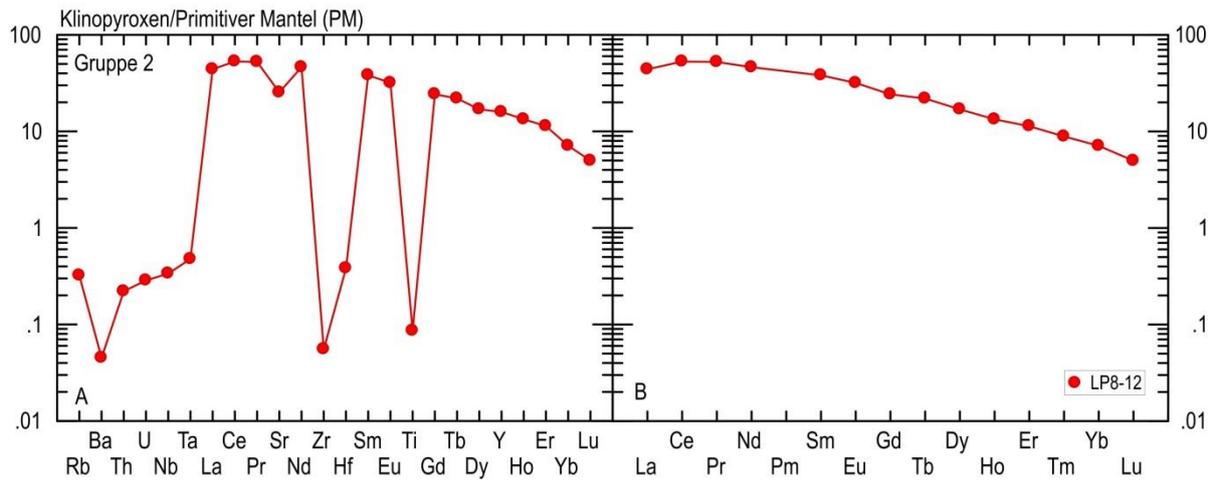


Diagramm 8.2: Spurenelemente (A) und REE (B) im Klinopyroxen der zweiten Gruppe, normiert mit dem primitiven Mantel nach McDonough & Sun (1995). Erklärungen im Text.

Die drei amphibolhaltigen Mantelxenolithe sind zur dritten Gruppe zusammengefasst (Diagramm 8.3). Das Spider-Diagramm der REE zeigt im Prinzip einen ähnlichen Verlauf wie jenes der ersten Gruppe, allerdings sind die Konzentrationen in der dritten Gruppe höher. Ausgenommen sind die LREE-Gehalte im Dunit LP4-12, die mit jenen der ersten Gruppe übereinstimmen (Diagramm 8.4). Ein Vergleich zwischen zweiter und dritter Gruppe zeigt ferner, dass sich die Werte der LREE teilweise überschneiden und die HREE im Harzburgit LP8-12 nur geringfügig höher angereichert sind als in der dritten Gruppe (Diagramm 8.4 A).

Das Diagramm 8.3 B zeigt einen geringeren Anteil an LREE in den Klinopyroxenen im Dunit LP4-12 verglichen mit den beiden anderen Duniten dieser Gruppe, wobei die MREE und HREE in allen drei Proben annähernd identisch in den Klinopyroxenen enthalten sind. Das herausstechende Merkmal bei den Spurenelementen ist die unterschiedliche Verarmung an Ti. Die Klinopyroxene im Amphibolgang des Dunits LP4-12 enthalten die höchste Konzentration an Ti, jene im Dunit LP515 mit den Phlogopitgängen die geringste (Diagramm 8.3 A). Zr und Hf weisen nur eine schwache negative Anomalie auf. Eine Besonderheit stellen die Konzentrationen an Th, U, Nb und Ta dar. Diese vier Spurenelemente sind in den Klinopyroxenen der dritten Gruppe relativ stark angereichert und liegen dabei über dem primitiven Mantel (McDonough & Sun, 1995). Die geringsten Werte an Nb und Ta weist dabei der phlogopitführende Dunit LP515 auf (Diagramm 8.3 A), die in etwa jenen des primitiven Mantels entsprechen.

Das Fraktionierungsverhalten der REE innerhalb der dritten Gruppe ist trotz der ähnlichen Kurvenverläufe unterschiedlich. Das $(La/Lu)_N$ -Verhältnis ist im Dunit LP4-12 mit 7,23 – 9,13 am geringsten, im phlogopitführenden Dunit LP515 mit 20,37 – 29,58 am höchsten. Der häufigführende Dunit LP86 liegt mit dem $(La/Lu)_N$ -Verhältnis von 14,20 – 16,09 dazwischen. Der La-Gehalt in den Klinopyroxenen im Dunit LP4-12 ist wie im Harzburgit LP8-12 geringer als der Ce-Gehalt.

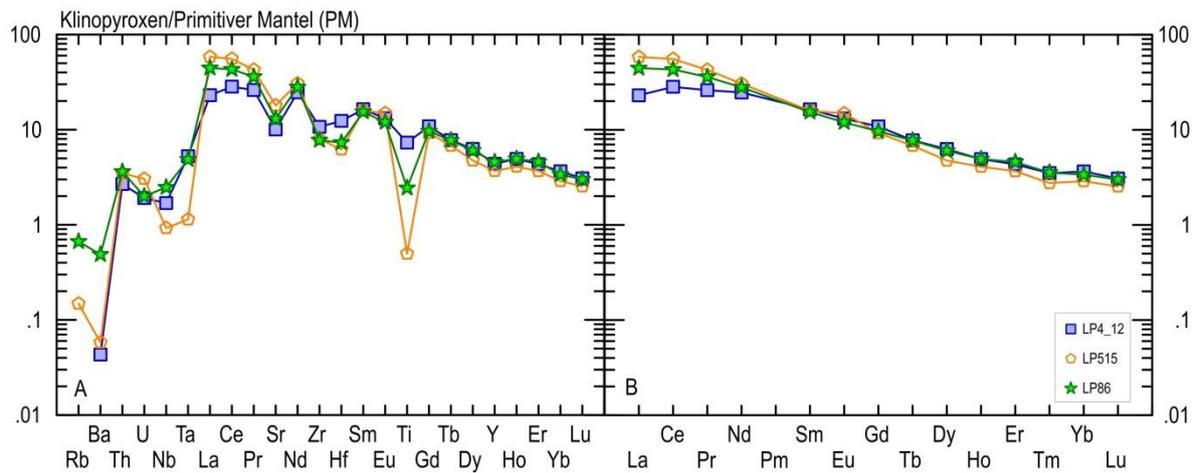


Diagramm 8.3: Spurenelemente (A) und REE (B) im Klinopyroxen der dritten Gruppe, normiert mit dem primitiven Mantel nach McDonough & Sun (1995). Erklärungen im Text.

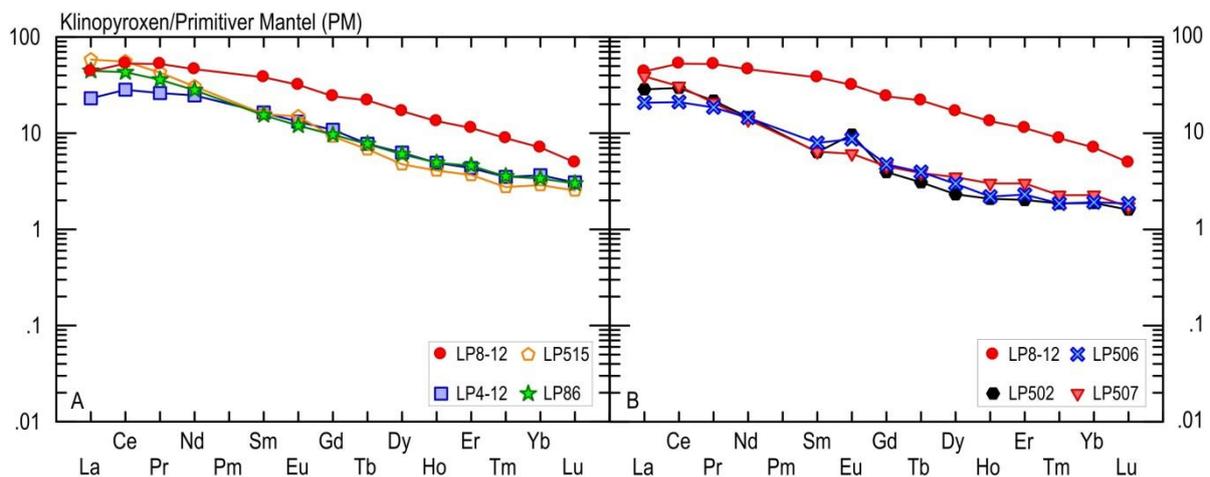


Diagramm 8.4: Vergleich der REE-Konzentrationen, normiert mit dem primitiven Mantel nach McDonough & Sun (1995), in Klinopyroxenen zwischen zweiter und dritter Gruppe (A), sowie zwischen erster und zweiter Gruppe (B). Die MREE und HREE sind in der ersten Gruppe am geringsten angereichert, in der zweiten Gruppe am stärksten. Die LREE sind in allen drei Gruppen anähernd gleich stark angereichert.

8.3 Chemismus der Amphibole

Amphibole kommen in Mantelxenolithen nur als Akzessorien aufgrund von metasomatischen Ereignissen vor. Dennoch sind sie für das Studium von Mantelprozessen sehr wichtig da sie sehr viel mehr REE und Spurenelemente in ihr Kristallgitter einbauen können als Klinopyroxene, Orthopyroxene oder Plagioklase (Lesnov, 2010). Untersuchungen an Ca-Amphibolen zeigen, dass sie hinsichtlich des REE-Einbaus ein ähnliches Verhalten zeigen wie die Klinopyroxene, wenngleich die Konzentration im Amphibol in der Regel höher ist (Stosch, 2000; Lesnov, 2010). Bedingt durch die Ionenradii und den Gitterplätzen im Amphibol ist es sehr wahrscheinlich, dass Ca^{2+} durch die REE, analog zum Klinopyroxen, ersetzt wird. In diesem Fall müssten die REE die M4-Position des Amphibolgitters einnehmen, die äquivalent zur M2-Position der Pyroxene ist. Tatsächlich trifft dies nur für die LREE zu,

die MREE und HREE verteilen sich auf die M4- und M2-Position, wobei letztere dem M1-Gitterplatz im Pyroxen entspricht (Stosch, 2000). Entsprechend den Klinopyroxenen hat Lesnov (2010) auch für die Amphibole zwei hypothetische Substitutionsreaktionen zwischen REE^{3+} und Ca^{2+} , mit Fe^{3+} und Na^+ für den Ladungsausgleich, aufgestellt:

- 1) $3 \text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{REE}^{3+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Leerstelle}$
- 2) $2 \text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{REE}^{3+} + \text{Na}^+$

Die LREE in den Amphibolen in allen drei untersuchten Mantelxenolithen sind wie in den Klinopyroxenen gegenüber den HREE stark angereichert (Diagramm 8.5 B). Des Weiteren zeigt Diagramm 8.5 B eine eher flache Fraktionierung der LREE und der HREE, während die MREE eine stärkere Differenzierung aufweisen. Dies spiegelt sich auch in den Fraktionierungsverhältnissen wieder, die für die LREE im Dunit LP4-12 zwischen 0,91 – 1,12 $[(\text{La}/\text{Nd})_N]$, im phlogopitführenden Dunit LP515 bei 1,08 – 1,68 $[(\text{La}/\text{Nd})_N]$ und im häüynführenden Dunit LP86 von 0,81 – 1,97 $[(\text{La}/\text{Nd})_N]$ liegen. Die La-Konzentration ist im Dunit LP4-12 wie in den Klinopyroxenen etwas geringer als der Ce-Gehalt. Ähnlich einheitliche Fraktionierungswerte zeigen die HREE mit $(\text{Ho}/\text{Lu})_N$ 1,80 – 2,16 im Dunit LP4-12, 1,45 – 1,97 im Dunit LP515 und 1,73 – 2,17 im Dunit LP86. Die stärkere Fraktionierung der MREE spiegelt sich in deren höheren $(\text{Sm}/\text{Dy})_N$ -Verhältnis von 2,75 – 2,95, 2,71 – 3,11 respektive 2,72 – 3,07 wieder.

Der Verlauf des REE-Graphen erinnert an jenem der Klinopyroxene, wobei die REE-Konzentrationen in den Amphibolen höhere Werte aufweisen. Auffallend ist die geringere Verarmung im phlogopitführenden Dunit LP515 an Th, U, Zr und Hf gegenüber den beiden anderen Peridotiten, die eine sehr starke Verarmung an Th und U und eine moderate an Zr und Hf zeigen (Diagramm 8.5 A). Die Konzentration an Nb und Ta erreicht das über 100fache des primitiven Mantels nach McDonough & Sun (1995), die mit dem hohen Ti-Gehalt in den Amphibolen zusammenhängt. Wie bereits im Kapitel 6 beschrieben, handelt es sich bei den Amphibolen in den Mantelxenolithen von La Palma um TiO_2 -reiche Pargasite und Kaersutite.

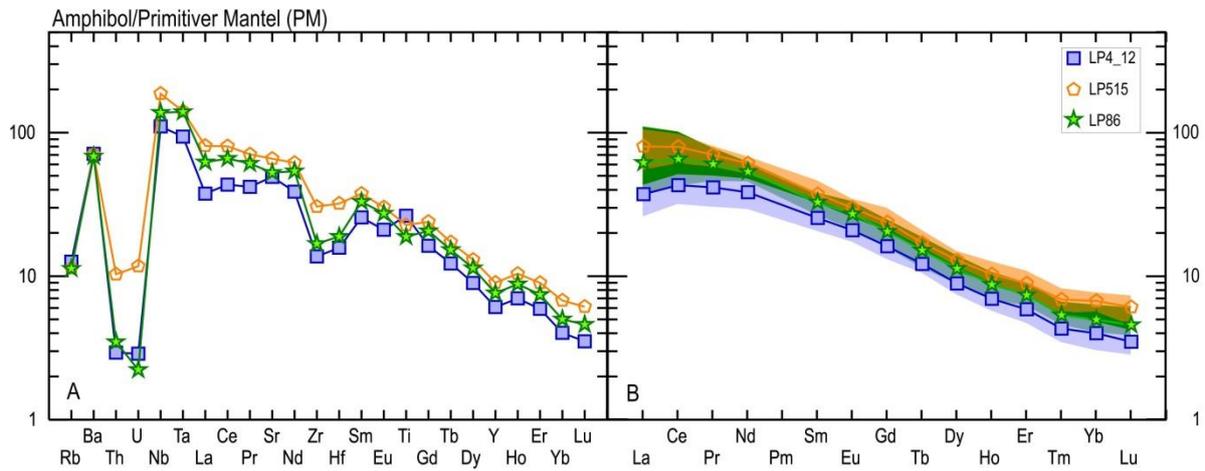


Diagramm 8.5: Spurenelemente (A) und REE (B) im Amphibol, normiert mit dem primitiven Mantel nach McDonough & Sunn (1995). Die Farbfelder unter den Mittelwerten der REE bezeichnen den Variationsbereich der Einzelmessungen. Der breite Bereich der LREE im häufigführenden Dunit LP86 spiegelt sich im $(La/Nd)_N$ -Verhältnis wieder. Nähere Ergänzungen im Text.

Tabelle 8.1: Chemische Zusammensetzung der Spurenelemente und REE in Klinopyroxen und Amphibol, in ppm.

Gesteinsart Mineral Sample n in ppm	Wehrilit	Dunit		Harzburgit		Lehrzolit	Composite	Wehrilit	Dunit	
	LP4-12 4	LP515 2	LP86 2	Klinopyroxen		LP506 2	LP507 2	LP4-12 5	Amphibol	
				LP7-12 1	LP8-12 3				LP515 8	LP86 8
Li	2,720	1,375	5,585	2,970	2,203	2,470	2,205	2,112	2,974	12,926
Be	0,586	0,422	0,345	d.l.	0,263	d.l.	0,273	1,214	2,034	0,792
Al	23,072	11,899	27,803	4,519	4,039	4,502	5,321	67,821	70,616	73,538
Si	256,159	265,612	274,842	284,846	278,763	272,520	258,724	197,676	211,518	210,648
Ca	165,810	165,003	170,533	151,860	154,993	154,800	155,039	85,296	83,321	86,847
Ti	8,804	599	2,932	648	104	1,097	697	31,739	27,360	22,669
V	236,75	143,93	258,82	184,75	264,07	221,70	138,86	401,67	310,95	383,06
Cr	5,644	5,542	8,475	9,483	13,126	9,279	7,677	5,306	186,28	6,336
Mn	883,25	561,90	420,92	907,58	655,08	866,14	579,82	692,57	831,80	692,57
Co	26,33	22,97	23,34	20,71	26,14	23,36	21,50	44,32	46,78	45,77
Ni	347,36	329,33	340,16	192,90	395,24	291,91	235,77	601,36	571,97	516,99
Cu	16,59	3,80	10,02	1,17	5,48	2,23	0,69	13,51	12,13	25,19
Zn	34,87	12,82	13,89	16,31	11,10	16,00	12,70	65,69	59,20	51,68
Ga	10,45	3,91	4,89	2,62	2,22	2,51	2,50	17,82	21,04	14,84
Ge	2,548	2,360	2,385	2,170	2,397	2,480	1,755	1,702	1,856	1,830
Rb	d.l.	0,089	0,400	d.l.	0,193	0,104	d.l.	7,562	6,809	6,759
Sr	200,07	357,77	258,59	581,30	504,35	342,85	458,42	977,41	1,310	1,047
Y	18,80	15,84	19,64	8,22	68,28	8,97	15,21	26,13	38,72	32,70
Zr	112,46	83,36	81,27	14,06	0,581	14,08	10,23	144,06	320,07	176,63
Nb	1,113	0,609	1,630	0,123	0,222	0,140	0,162	72,61	122,84	90,62
Cs	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,052	d.l.
Ba	0,285	0,383	3,215	0,141	0,298	0,099	0,640	469,94	464,54	451,56
La	14,940	37,780	28,840	18,540	28,540	13,450	25,310	24,336	52,428	40,333
Ce	47,378	93,070	72,090	49,620	88,890	35,390	51,695	72,692	134,508	110,418
Pr	6,628	10,845	9,145	5,540	13,347	4,715	5,275	10,634	17,920	15,479
Nd	30,855	38,240	35,010	18,370	57,850	18,145	17,310	48,362	76,994	67,330
Sm	6,650	6,445	6,250	2,580	15,493	3,220	2,610	10,398	15,248	13,401
Eu	2,026	2,295	1,848	1,490	4,900	1,340	0,942	3,238	4,650	4,211
Gd	5,888	5,025	5,245	2,150	13,180	2,585	2,465	8,842	13,003	11,221
Tb	0,768	0,673	0,764	0,306	2,172	0,391	0,381	1,212	1,705	1,509
Dy	4,225	3,200	4,065	1,562	11,420	2,010	2,362	6,036	8,765	7,665
Ho	0,732	0,609	0,735	0,310	1,987	0,327	0,449	1,041	1,548	1,311
Er	1,898	1,611	2,010	0,887	4,967	1,010	1,320	2,588	3,931	3,255
Tm	0,239	0,188	0,242	0,127	0,603	0,127	0,155	0,295	0,470	0,366
Yb	1,611	1,273	1,488	0,830	3,130	0,845	1,003	1,774	2,983	2,206
Lu	0,208	0,172	0,203	0,109	0,336	0,126	0,116	0,237	0,413	0,311
Hf	3,498	1,754	2,065	0,318	0,108	0,382	0,259	4,460	9,073	5,343
Ta	0,195	0,042	0,180	0,010	0,018	d.l.	0,009	3,470	5,209	5,160
Pb	0,083	0,405	0,139	0,200	0,571	0,186	0,229	0,583	1,083	0,500
Th	0,213	0,277	0,288	0,035	0,018	0,015	0,038	0,233	0,819	0,277
U	0,039	0,062	0,041	0,011	0,006	d.l.	0,013	0,058	0,238	0,045
(La/Lu) _N	7,75	23,73	15,34	18,41	9,15	11,54	23,43	11,06	13,67	13,99

n = Anzahl der Analysen

d.l.: detection limit

9 Diskussion

Die petrographischen Beobachtungen, sowie die Präsenz der wasserhaltigen Mineralphasen (Amphibol und Phlogopit) deuten auf metasomatische Prozesse hin. In Folge werde ich anhand der Mineralchemie sowie an ausgesuchten petrographischen Beispiele diese Prozesse diskutieren und dabei aufzeigen, dass die Mantelxenolithe von La Palma sowohl durch eine kryptische als auch durch eine modale Metasomatose verändert wurden. Die kryptische Metasomatose bezieht sich auf Veränderungen der chemischen Zusammensetzung, besonders bei den Spurenelementen, in den primären Mineralphasen. Mitunter können sekundäre Minerale, die jedoch typisch für Mantelxenolithe sind, gebildet werden. Diese Minerale sind Olivin, Pyroxen und Spinell (siehe Kapitel 1). Während der modalen Metasomatose werden neue, zusätzliche Minerale dem Peridotit hinzugefügt. Darunter fallen neben Amphibol, Klinopyroxen und Phlogopit auch Apatit und Sulfide. Carbonate, Titanit, Ilmenit und Zirkon weisen ebenfalls auf eine modale Metasomatose hin, wurde jedoch nicht in den untersuchten Gesteinsproben gefunden. Einige petrographische Merkmale der Mantelxenolithe sind jedoch die Folge von Schmelzinfiltrationen s.l. und nicht von metasomatischen Prozessen. Auch dieser Prozess der Schmelzinfiltration wird im Weiteren diskutiert.

Der geringe Anteil an Lherzoliten bei den untersuchten Mantelxenolithen zusammen mit den erhobenen Analysen an Haupt-, Neben- und Spurenelementen sowie der Seltenerd-Elementen (REE: *rare earth elements*) deuten auf einen verarmten lithosphärischen Mantel unter La Palma hin. Die besten Hinweise darauf liefert zum einen der Fo-Gehalt (molar $[\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}_{\text{total}})]*100$) in den primären Olivinen, und zum anderen die Cr# (molar $\text{Cr}_2\text{O}_3/(\text{Cr}_2\text{O}_3+\text{Al}_2\text{O}_3)$) im ko-existierenden Spinell in allen untersuchten Mantelxenolithen. Der Fo-Gehalt im primären Olivin bewegt sich zwischen 89,5 – 91,7 %, während fertiler Peridotit Fo um 89,5 besitzt. Die Cr# im Spinell steigt mit zunehmender Aufschmelzung und liegt in den analysierten Gesteinsproben von La Palma zwischen 0,5 – 0,8. Während der Gegenüberstellung dieser zwei Parameter im *Olivine-Spinel-Mantle-Array* (OSMA) nach Arai (1994) kommen alle untersuchten Mantelxenolithe innerhalb des OSMA-Feldes zu liegen, ausgenommen der Wehrlit LP4-12 und der Dunit LP86 (Diagramm 6.4). Damit handelt es sich bei der Probensammlung für diese Arbeit um Erdmantelxenolithe, die zudem eine etwa 15 – 25 %ige Aufschmelzung erfuhren. Die zwei Peridotite außerhalb des OSMA-Feldes zeigen dagegen eine metasomatische Überprägung. Der Aufschmelzungsgrad widerspricht den Ergebnissen von Neumann et al. (2004), die eine partielle Aufschmelzung von 30 – 32% für La Palma eruierten. Neumann et al. (2004) haben für ihre Berechnung der Aufschmelzraten das Modell von Norman (1999) angewendet, welches die Konzentration der Spurenelemente Y und Yb im Klinopyroxen heranzieht. Dieses Modell führt jedoch für verarmte,

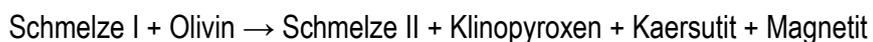
ultramafische Gesteine, wie die untersuchten Mantelxenolithe von La Palma, zu falschen Ergebnissen, da Orthopyroxen und nicht Klinopyroxen die repräsentative Phase im Gestein darstellt. Laborversuche haben zudem gezeigt, dass die Konzentration an Cr_2O_3 im Spinell und in den Pyroxenen mit fortschreitender Aufschmelzung zunimmt (Jaques & Green, 1980). Die Aufschmelzung eines primitiven oberen Mantels um mehr als 25 % hinterlässt einen Harzburgit als Residuum mit der Mineralparagenese Olivin + Orthopyroxen + Spinell (Jaques & Green, 1980), der mit dem Modalbestand der untersuchten Harzburgite von La Palma in etwa übereinstimmt. Die wenigen Volumprozent an Klinopyroxen dürften das Ergebnis metasomatischer Prozesse bzw. dem Zerfall von Orthopyroxen und daraus erfolgter Rekristallisation sein. Diese Annahme wird auch von Neumann et al. (2004) gestützt. Die starke Anreicherung an LREE gegenüber HREE in den Klinopyroxenen und Amphibole veranschaulicht eine Metasomatose durch eine an diesen Elementen angereicherte Schmelze oder Fluide.

17.1 Schmelzinfiltration und kryptische Metasomatose

Schmelzadern sind ein allgemeines petrographisches Merkmal in allen untersuchten Mantelxenolithen vom San Antonio Vulkan, La Palma. Sie entstehen entweder durch Infiltration von Hostmagma und/oder Fluiden, durch Infiltration von zirkulierenden Schmelzen unmittelbar vor dem Transport der Xenolithe an die Erdoberfläche, oder durch in situ Aufschmelzung der Peridotitmineralphasen und daraus resultierende Ausbreitung von Brüchen und Rissen (*crack propagation*). Erstere ist ein relativ langsamer Prozess der von der Flächenenergie abhängt. Diese Energie drückt sich durch den Diederwinkel θ zwischen zwei oder mehreren Mineralkörnern aus. Bei einem Winkel $\theta > 60^\circ$ bilden sich nur kleine Bläschen an Schmelze, die ferner nicht miteinander verbunden sind. Ist der Winkel θ jedoch kleiner als 60° bildet sich ein dreidimensionales Netzwerk aus Schmelze/Fluid entlang der Korngrenzen und fördert auf diese Weise partielle Aufschmelzung. Dabei ist der Winkel θ sowohl vom Chemismus der Schmelze/des Fluids als auch vom Mineral abhängig. Carbonatitische und basaltische Schmelzen haben eine geringe Flächenenergie mit Olivin und können daher sehr leicht in einen Peridotit eindringen (O'Reilly & Griffin, 2012; Watson et al., 1990). Bodinier et al. (2004) berechneten an Beispielen im Lherzmassif und im Rondamassiv eine Infiltrationsgeschwindigkeit von 20 – 50 m/Jahr und konnten damit aufzeigen, dass beide Arten an Schmelze durchaus als metasomatische Agenzien auftreten können.

Der Mechanismus hinter der Rissbildung wird auch als hydraulische Rissbildung (*hydraulic fracturing*) bezeichnet, da diese aufgrund eines Überdrucks, den eine Schmelze oder ein Fluid auf ihre unmittelbare Umgebung ausübt, entstehen. Wie alle Flüssigkeiten ist auch die Gesteinsschmelze im Wesentlichen nicht komprimierbar und nimmt zudem ein größeres Volumen als die Festphase ein.

Bereits kleine Mengen an Schmelze üben somit durch Volumenzunahme einen erheblichen Druck auf das umgebende Gestein aus. Bei ausreichend hoher Schmelzrate erhöht sich der Druck so weit, dass die Zugspannungen im Gestein überschritten werden und dieses spröde bricht. In diese Bruchstellen kann nun Magma oder Schmelze weiter in das Gestein einsickern, wodurch kurzfristig der Druck reduziert wird. Solange jedoch Magma aus der Tiefe des Mantels aufsteigt, bzw. ein Gestein durch Druckentlastung weiter aufschmilzt, und damit wieder der Druck ansteigt, wird sich der Prozess der hydraulischen Rissbildung fortsetzen (Philpotts & Ague, 2009; Klügel, 1998). Einige dieser Risse können sich bei länger anhaltendem Kontakt zum Hostmagma zu Reaktionszonen zwischen Magma und Xenolith ausbilden, wie dies bei etwa der Hälfte der untersuchten Mantelxenolithe von La Palma zu beobachten ist (Abbildung 5.9 C und D). Klügel (1998) beschreibt die Reaktion mit



zwischen Hostmagma und Peridotit. Allerdings zeigen die Proben vom San Antonio Vulkan hauptsächlich titanreichen Klinopyroxen (Ti-Augit) und nur sehr wenige Amphibole in den Reaktionszonen. Der häufigführenden Dunit LP86 bildet eine Ausnahme, da sich hier hauptsächlich Amphibol (Pargasite und Kaersutite), Olivin und akzessorisch Apatit befinden. Titano-Magnetit ist in allen Reaktionszonen ebenfalls nur sporadisch anzutreffen, dafür kommt zusätzlich Spinell akzessorisch vor.

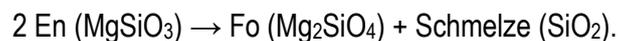
Schmelze und Fluide, die sich in einem Nebengestein oder in einem Xenolith ausbreiten, reagieren mit den vorhandenen Peridotitmineralen und lösen so metasomatische Prozesse und partielles Aufschmelzen aus. Die in den untersuchten Mantelxenolithen von La Palma beobachteten Reaktionen umfassen

- 1) Zerfall von Orthopyroxen und die Bildung von sekundärem Olivin, Klinopyroxen, Spinell und Glas
- 2) Bildung von schwammartigen Texturen (sponge, sieve-structure) in Spinell-Porphyroklasten
- 3) Aufschmelzung von Olivin und Bildung von sekundärem Klinopyroxen und Glas

Diese drei grundsächlichen Prozesse bedingen auch eine kryptische Metasomatose, da die Ausfällung der sekundären Mineralphasen im Prinzip keine peridotitfremden Minerale darstellen. Allerdings kommen in den Schmelzgängen auch kleine Fe-Ni-Sulfide vor, die auf eine modale Metasomatose hindeuten. Des Weiteren weisen alle Dunite und der Harzburgit LP7-12 Phlogopit in den Schmelzadern bzw. um Spinell-Porphyroklasten auf, was ebenfalls von einer modalen Metasomatose zeugt.

17.1.1 Zerfall von Orthopyroxen und die Bildung von Si-reichem Glas

Orthopyroxen zeigt ein druckabhängiges Schmelzverhalten, welches bei geringem Druck bis ca. 0,4 GPa inkongruent verläuft, während er mit zunehmendem Druck ab etwa 0,5 GPa kongruent schmilzt. Trotz seiner stark vereinfachten chemischen Zusammensetzung aus MgO und SiO₂ kann Orthopyroxen (Enstatit: MgSiO₃) als Mischkristall zwischen reinem Forsterit (Mg₂SiO₄) und einer Modifikation von Quarz (SiO₂) betrachtet werden. Dies kann eine Erklärung für das komplexe Schmelzverhalten des Orthopyroxens sein, da alle Mischkristalle inkongruent über einen bestimmten Temperaturbereich zerfallen (Best, 2003). Kongruentes schmelzen bedeutet, dass ein Mineral eine Schmelze mit gleicher Zusammensetzung erzeugt. Hingegen entsteht durch einen inkongruenten Zerfall ein neues Mineral plus einer Schmelze, wobei beide Phasen sich chemisch klar vom aufgeschmolzenen Mineral unterscheiden. Im Falle des Orthopyroxenzerfalls bilden sich eben Forsterit und eine Si-reiche Schmelze nach der stöchiometrischen Gleichung



Allerdings enthält Orthopyroxen auch geringe Mengen an Al₂O₃, CaO, Na₂O, FeO und weitere Komponenten, wodurch die Schmelze an diesen Oxiden geringfügig angereichert wird (Shaw et al., 1998). Die oben genannte Gleichung gibt die in situ Reaktion des Orthopyroxens aufgrund von Druckentlastung und/oder Temperaturerhöhung wieder. Die Anwesenheit von feinkörnigem Klinopyroxen und Spinell sowie winzigen Kristallen an Fe-Ni-Sulfiden in den untersuchten Harzburgiten und im Lherzolit sind jedoch Anzeichen für eine Reaktion des Orthopyroxens mit einer Si-untersättigten, alkalische Schmelze, die in die Peridotite eingedrungen ist. Dies und der Umstand, dass die sekundären Olivine mitunter Fo-reicher sind als die primären in den jeweiligen Gesteinen, steht im Einklang mit den Experimenten Kelemens (1990), der das Schmelzverhalten des Orthopyroxens mit einer olivintholeiitischen Schmelze bei 0,5 GPa (5kbar) untersuchte. Allerdings destabilisiert eine Si-untersättigte Schmelze den Orthopyroxen wesentlich effektiver als die Olivin-tholeiitische (Wulff-Pedersen, 1996), weshalb erstere als Reaktant in den Mantelperidotiten von La Palma eher wahrscheinlich ist.

Der hohe Alkali-Gehalt (Na₂O + K₂O) von rund 9,5 – 11,9 Gew.% ist ein Beleg für eine alkali-reiche infiltrierende Schmelze, da Orthopyroxen so gut wie kein K₂O oder Na₂O enthält. Experimente von Shaw (1999) offenbarten, dass K₂O und Na₂O unter bestimmten Bedingungen gegen ihren Konzentrationsgradienten diffundieren können. Shaw (1999) erklärt dies damit, dass Alkalien höher polymerisierte Schmelzen bevorzugen. Des Weiteren konnte Shaw (1999) auch die Diffusion von CaO in Richtung Orthopyroxen beobachten, mit dem Ergebnis, dass die sekundäre Schmelze an CaO gesättigt wurde und Klinopyroxen auskristallisierte.

Der Vergleich der Al₂O₃- und Cr₂O₃-Konzentrationen im partiell aufgeschmolzenen Orthopyroxen und im sekundären Klinopyroxen soll zeigen, ob sich beide Pyroxene im Gleichgewicht befinden. Diagramm 9.1

zeigt, dass dies nicht bei allen Pyroxen-Paaren der Fall ist. Jene Paare, zwischen denen ein Gleichgewicht vermutet werden kann, wurden für die Temperaturberechnung nach Brey und Koehler (1990) herangezogen. Diese liegt im Bereich von rund 900 – 1100 °C und weist damit auf eine Tiefe innerhalb der ozeanischen Mantellithosphäre für den inkongruenten Zerfall des Orthopyroxens hin.

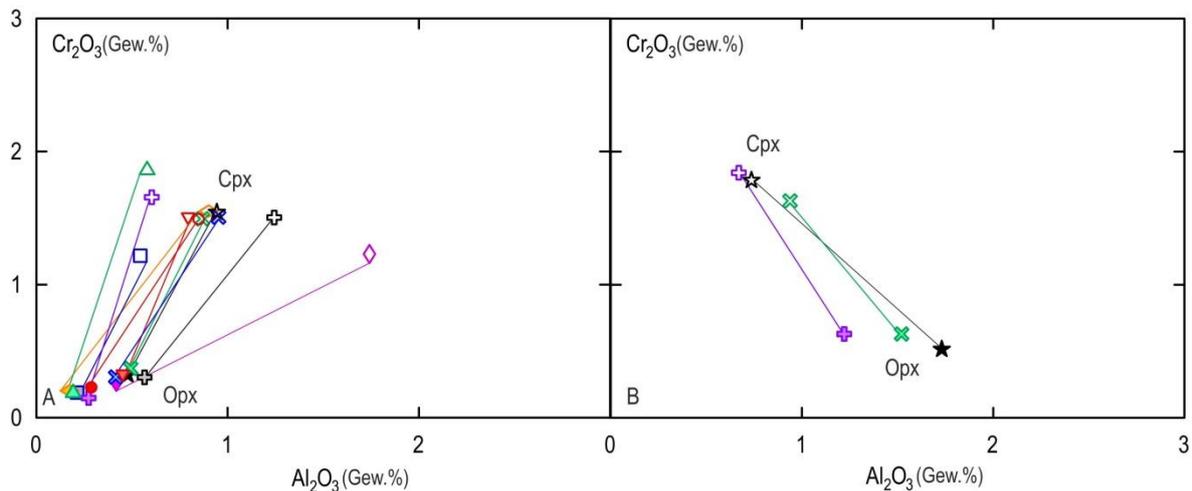


Diagramm 9.1: Die Beziehung zwischen den Konzentrationen von Al_2O_3 und Cr_2O_3 in Ortho- und Klinopyroxen deutet auf ein Gleichgewicht (A) bzw. Ungleichgewicht (B) hin. Die Symbole bezeichnen Durchschnittswerte innerhalb eines Harzburgits.

17.1.2 Bildung der schwammartigen Textur in Spinell-Porphyrklasten

Die schwammartige Textur, auch Gitter- oder Siebstruktur (*sponge oder sieve texture*), im Spinell ist in allen Harzburgiten und im Lherzolit zu sehen, fehlt jedoch im Spinell in den Duniten. Eine mögliche Erklärung ist, dass dieses Erscheinungsbild in den Spinellen durch Interaktion mit einer Si-reichen Schmelze zusammenhängt. Belege hierfür sind zum einen, dass die Gläser in den Duniten einen etwas geringeren SiO_2 -Gehalt als in den Harzburgiten aufweisen (59 – 65 Gew.% bzw. 63 – 69 Gew.%). Zum anderen weichen die Glaseinschlüsse im Spinell von den Gläsern rund um Orthopyroxene kaum ab und stimmen zudem in ihrer chemischen Zusammensetzung mit den interstitialen Gläsern zwischen Olivinkristallen überein. Dieselbe Beobachtung beschreibt auch Shaw et al. (2006) in Mantelxenolithen von Sal Island, Cape Verde. Die Arbeitsgruppe um Shaw interpretiert die Siebstruktur in Spinellen, sowie in Klinopyroxenen, als Reaktion zwischen Spinell und einer Si-reichen Schmelze, die zuvor durch den Orthopyroxenzerfall gebildet wurde. Im Gegensatz zu den Klinopyroxenen in den Mantelxenolithen von Sal Island zeigen jene in den Gesteinsproben von La Palma keinerlei Anzeichen einer Gitter- oder Siebstruktur. Das könnte dahin deuten, dass diese Klinopyroxene erst im Zuge der Schmelzinfiltration sekundär gebildet wurden. Eine weitere Gemeinsamkeit zu den Spinellen von Sal Island, Cape Verde, ist die Verarmung an Al_2O_3 und MgO in den Mineralrändern verglichen zum unbeeinflussten Kern. Dadurch wurde die Konzentration an Cr_2O_3 vermeintlich angereichert. Shaw et al. (2006) diskutiert den

Verlust an Al_2O_3 und MgO als Folge von Diffusionsprozessen. Dies erscheint wahrscheinlich, da die Gläser innerhalb der Spinell-Giterränder höhere Konzentrationen an Al_2O_3 und MgO zeigen als in den Schmelzadern.

Alternativen zur Schmelz-Spinell-Reaktion liefern unter anderem Carpenter et al. (2002), die die Ansicht vertreten, die Siebstruktur ist eine Folge einer partiellen Aufschmelzung im Mantel, welche durch Fluide induziert wurde. Bonadiman et al. (2005) meinen wiederum, ein metasomatischer Prozess zwischen Peridotit-Spinell und einer kimberlitischen Schmelze sei für die Randauflösung der Spinelle verantwortlich. Shaw et al. (2006) konnten indessen experimentell zeigen, dass vor allem der hohe Alkali-Gehalt sowie die Konzentration von TiO_2 und Al_2O_3 gegen eine kimberlitische Schmelze sprechen. Die Reaktion zwischen Spinell und Fluiden kann nicht ausgeschlossen werden, zumal in den angrenzenden Olivinen, sowie in den Spinellen selbst, Entgasungsspuren vorhanden sind. Ferner sprechen die Si-reichen Glaseinschlüsse innerhalb der Siebstruktur in den Harzburgiten und im Lherzolit von La Palma für eine Interaktion zwischen Spinell und einer Si-reichen Schmelze, die aufgrund der oben diskutierten Reaktion zwischen Orthopyroxen und einer Si-untersättigten Schmelze gebildet wurde.

17.1.3 Reaktion zwischen Olivin und Si-reicher Schmelze

Viele Schmelzadern befinden sich nicht in unmittelbarer Nähe zum Orthopyroxen, sondern perkolieren entlang von Olivin-Korngrenzen und durchschlagen lokal auch größere Olivin-Porphyrklasten. Diese Adern bestehen aus Si-reichem Glas + Klinopyroxen + Olivin \pm Spinell \pm Fe-Ni-Sulfid. Die Bildung dieses sekundären Klinopyroxens kann als Umkehrreaktion der unter 9.2.1 definierten Reaktionsgleichung für den Orthopyroxenzerfall betrachtet werden: Si-reiche Schmelze reagiert mit Olivin in der Regel zu Orthopyroxen. Da diese Schmelze jedoch auch reich an Alkalien ist und vor allem auch an CaO , kristallisiert stattdessen Klinopyroxen aus. Allerdings sind in manchen Schmelztaschen sekundäre Orthopyroxene mit Si-reichem Glas vorhanden. In den breiten Schmelzgängen in den Harzburgiten LP7-12 und LP8-12 befinden sich ebenfalls neben sekundären Olivinen und Klinopyroxenen sekundäre Orthopyroxene. Primäre und Sekundäre Orthopyroxene unterscheiden sich nicht in ihrer chemischen Zusammensetzung, nur vereinzelt Messungen an MnO und FeO zeigen etwas höhere Werte in den sekundären Orthopyroxenen. So enthalten primäre maximal 0,19 Gew.% MnO und 6,3 Gew.% FeO , während sekundäre bis 0,24 Gew.% MnO und 6,7 Gew.% FeO enthalten können. Die Unterscheidung zwischen primären und sekundären Orthopyroxen ist daher nur petrographisch möglich (siehe auch Kapitel 6.2).

Die Gläser in den Schmelzadern zwischen Olivinen enthalten mit rund 63 – 66 Gew.% etwas weniger SiO_2 als jene rund um Orthopyroxene (> 67 Gew.% SiO_2), wobei die Konzentration an K_2O , Na_2O und

CaO gleich ist (siehe Kapitel 7). Dies ist ein Hinweis darauf, dass die Si-reiche Schmelze durch den Orthopyroxenzerfall entstanden ist, sich anschließend in den Peridotit fortsetzte und dort weitere Aufschmelzreaktionen initiierte.

Die Gläser in den Schmelzadern in den Duniten weisen hingegen geringere SiO₂-Werte auf als jene in den Harzburgiten oder im Lherzolit, jedoch annähernd gleiche Alkali-Konzentrationen. Zusätzlich findet sich in den Duniten vereinzelt Phlogopit in den Schmelzadern oder im Gestein als Einschlüsse in Olivin verstreut. Wulff-Pedersen (1996) interpretiert dies weniger als Beweis für eine modale Metasomatose, sondern vielmehr damit, dass Phlogopit bereits in den Peridotiten vorhanden war, bevor diese vom Magma aufgenommen und zur Erdoberfläche transportiert wurden, und aufgrund der Schmelzinfiltration und anschließender Rekristallisation zumindest vom Modalgehalt her reduziert wurden.

17.1.4 Kryptische Metasomatose und die Natur des metasomatischen Agens

Wie bereits oben erwähnt, zeichnet sich die kryptische Metasomatose durch die Anreicherung von inkompatiblen Elementen, vor allem Spurenelementen und Selten-Erd-Elementen (REE), in den typischen Peridotitmineralphasen aus, besonders in den Pyroxenen. Diese Merkmale konnten in allen untersuchten Mantelxenolithen von La Palma beobachtet werden, zusätzlich zeigen Duniten mit der Anwesenheit von Phlogopit und/oder Amphibol Hinweise auf eine modale Metasomatose, die weiter unten diskutiert wird. In diesem Kapitel gehe ich der Frage nach, welche Zusammensetzung die Schmelze für die kryptische Metasomatose hatte.

Die Konzentration der REE in den Klinopyroxenen sind gegenüber dem primitiven Mantel (PM) nach McDonough & Sun (1995) stark angereichert (Diagramme 8.1, 8.2 und 8.3), wobei die LREE eine stärkere Anreicherung erfuhren als die HREE (LREE 20 – 60fache und HREE 2 – 5fache des PM). Gleichzeitig zeigen Nb, Ta, Zr, Hf und Ti in den „Spidergrams“ eine starke negative Anomalie im Vergleich zu den benachbarten Elementen und sind zudem gegenüber dem PM verarmt, wobei Klinopyroxen in Verbindung mit Amphibol (Gruppe 3, Diagramm 8.3) an Nb, Ta und Ti ungefähre Konzentrationen wie der PM und an Zr und Hf sogar das 10fache des PM zeigen. Die negative Anomalie der Spurenelemente gegenüber den Nachbar-elementen wird allgemein als typisches Merkmal einer karbonatischen Metasomatose interpretiert. Allerdings konnten Vannucci et al. (1998) zeigen, dass die Verteilungskoeffizienten K_d zwischen Klinopyroxen und einer Si-reichen Schmelze für La, Ce und Sr auf etwa 1, und für die restlichen REE sogar auf über 1 steigen können, womit die stark inkompatiblen Elemente in den Klinopyroxenen kompatibel werden und im Kristallgitter eingebaut werden können. Des Weiteren konnten Vannucci et al. (1998) feststellen, dass die K_d s für Zr und Ti unverändert blieben, und somit andere Faktoren als die chemische Zusammensetzung und Struktur der Schmelze das Verhalten dieser Elemente beeinflussen. Vannucci et al. (1998) äußern die Vermutung, dass hier eine Abhängigkeit von der Verfügbarkeit des Al im Tetraeder als Ladungsausgleich vorliegt,

sowie eine von der Stabilisierung von Zr und Ti in einer 8-Koordination in der Si-reichen, hoch polymerisierten Schmelze. Daraus folgt, dass die Spurenelement-Signatur, wie sie die Klinopyroxene in den untersuchten Harzburgiten und im Lherzolit zeigen, nicht ausschließlich einer karbonatischen Metasomatose zugeschrieben werden können, sondern auch eine Interaktion zwischen einer Si-reichen Schmelze mit einem Mantelperidotit aufzeigen.

Zur genauen Unterscheidung zwischen diesen beiden Arten der Metasomatose sind weitere Daten notwendig. Die Verhältnisse zwischen CaO-TiO₂-La/Nd im Gesamtgestein können zusätzliche Ansätze für die Bestimmung des metasomatischen Agens geben. Basaltische und karbonatische Schmelzen erhöhen sowohl die TiO₂- als auch die CaO-Konzentration im Gestein, haben jedoch nur einen vernachlässigbaren Einfluss auf das La/Nd-Verhältnis. Dagegen führt eine Si-reiche Schmelze zu einem Anstieg des La/Nd-Verhältnisses während der CaO- und TiO₂-Gehalt annähernd gleich bleiben (Wulff-Pedersen et al., 1999). In Ermangelung von Gesamtgesteinsanalysen kann für die untersuchten Mantelxenolithe von La Palma keine diesbezügliche Aussage getroffen werden, allerdings haben Wulff-Pederson et al. (1999) bei ihren Untersuchungen von Peridotiten von den Kanarischen Inseln bei jenen von La Palma konstante CaO- und TiO₂-Konzentrationen (verglichen mit normalen Tiefseeperidotiten), dafür jedoch hohe La/Nd-Verhältnisse vorgefunden. Diese Arbeitsgruppe interpretiert ihre Forschungsergebnisse als Metasomatose durch eine Si-reiche Schmelze.

Wie ich bereits weiter oben aufgezeigt habe, hat sich eine Si-reiche Schmelze durch die Reaktion zwischen Orthopyroxen und einer Si-untersättigten, alkalischen Schmelze gebildet. Es ist daher sehr wahrscheinlich, dass diese in die Peridotite perkoliert und dort sowohl mit Spinell (Bildung der Gitterstruktur) als auch mit Olivin reagierte. Letzteres führte zur Bildung sekundärer Klinopyroxene und deren Anreicherung an inkompatiblen Elementen. Voraussetzung dazu ist eine bereits an inkompatiblen Spurenelementen und REE angereicherte, Si-untersättigte Schmelze. Zusätzlich ist für die Bildung der sekundären Klinopyroxene eine CaO-Sättigung in der infiltrierenden Schmelze erforderlich. Es kann sich daher bei der Si-untersättigten Schmelze, die mit dem Orthopyroxen reagierte, durchaus um eine karbonatische handeln. Neumann et al. (2004) verweisen bereits auf den Umstand, dass karbonatische Schmelzen häufiger in ozeanischen Intraplattenmagmatismus vorkommen als Karbonatite an der Erdoberfläche.

Ein weiterer Diskussionspunkt stellt die Mobilität einer Si-reichen Schmelze dar. Aufgrund ihrer hohen Polymerisation besitzt diese auch eine zu hohe Viskosität um durch den oberen Mantel zu perkolieren. Die Viskosität kann jedoch durch die Anwesenheit von Fluiden, vor allem von Wasser und CO₂, herabgesetzt werden, wodurch die Mobilität steigt. Wulff-Pedersen et al. (1996) sowie Neumann & Wulff-Pedersen (1997) konnten zwar direkt kein Wasser in den Mantelxenolithen nachweisen, jedoch zahlreiche, rundliche Bläschen die auf entmischte volatile Bestandteile der Schmelze hinweisen. Leere

Bläschen-Reihen befinden sich auch in den von mir untersuchten Mantelxenolithen, die ich als Indikatoren für eine silikatische Metasomatose interpretiere. Unterstützt wird diese Annahme durch den hohen SiO_2 -Gehalt der Gläser in den Schmelzadern von durchschnittlich 65 Gew.%, sowie deren CaO-Konzentration von maximal 3 Gew.%. Besonders letzteres ist für eine karbonatische, metasomatische Schmelze zu gering.

Aus den diskutierten Daten schließe ich, dass die kryptische Metasomatose in den untersuchten Harzburgiten, im Lherzolit und geringfügig auch in den Duniten durch eine CaO-führende, alkalische Si-reichen Schmelze ausgelöst wurde, die durch die Reaktion zwischen Orthopyroxen und einer an stark inkompatiblen Elementen angereicherten, Si-untersättigten Schmelze gebildet wurde.

17.2 Modale Metasomatose

Im Gegensatz zur kryptischen Metasomatose werden bei der Modalen neue Minerale dem Mantelperidotit hinzugefügt. Von den untersuchten Mantelxenolithen von La Palma zeigen alle Dunite sowie geringfügig der Harzburgit LP7-12 in Form von Phlogopit in den Schmelzadern oder um Spinell-Porphyroklasten den Einfluss einer modalen Metasomatose. Während Phlogopit in allen Duniten hauptsächlich an Schmelzadern gebunden ist, liegt er im Dunit LP3-12 auch verstreut im gesamten Peridotit vor. Zusätzlich sind Amphibole in drei Gesteinsproben (Dunite LP86 und LP515, Wehrlit LP4-12) vorhanden, hingegen ist Apatit sehr selten und tritt nur akzessorisch in Begleitung von Phlogopit oder Amphibol auf. Allen untersuchten Mantelxenolithen gemein ist ferner die Präsenz von Ni-Fe-Sulfiden in den Schmelzadern, bei Orthopyroxenen und teilweise als Einschlüsse in den Spinell-Porphyroklasten, die keine Gitterstruktur zeigen. Die drei genannten Mantelxenolithe mit Amphibol werden weiter unten detaillierter diskutiert.

Es ist auffallend, dass wasserhaltige Mineralphasen fast ausschließlich in den Duniten zu finden sind. Die Vermutung von Wulff-Pederson et al. (1996), dass Phlogopit einst sehr viel häufiger im oberen Mantel unter den Kanarischen Inseln vorhanden war und später lokal durch partielle Aufschmelzung aufgelöst wurde, könnte eine Erklärung hierfür sein. Dafür sprechen auch die zahlreichen Entgasungsspuren im Glas und Mineralphasen, die von den freigewordenen volatilen Bestandteilen des Phlogopits resultieren können und sowohl in den Harzburgiten als auch in den Duniten oft in Reihen auftreten. Es bleibt jedoch noch zu klären, warum Phlogopit (und Amphibol) beinahe nur in den Duniten anzutreffen ist, in den Harzburgiten allerdings bloß in der Probe LP7-12.

Die chemische Zusammensetzung der Glaseinschlüssen im Olivin und Spinell in den Duniten entspricht jenen Gläsern in den Schmelzadern der Harzburgite, abgesehen von einem etwas geringeren SiO_2 -Gehalt von rund 60 Gew.% im Vergleich zu rund 65 Gew.%. Zudem enthält der Dunit LP501 knapp 2 Vol.% Orthopyroxen, die wie in den Harzburgiten und im Lherzolit petrographisch Zerfallserscheinungen zeigen. Die hier im Zuge des Orthopyroxen-Zusammenbruchs gebildeten Gläser unterscheiden sich

nicht von den entsprechenden Gläsern in den Harzburgiten oder im Lherzolit. Daraus schließe ich, dass die ursprüngliche Schmelze, welche die Duniten metasomatisch überprägte, eine ähnliche Zusammensetzung hatte wie die infiltrierende Schmelze in den Harzburgiten, zumal auch in den Duniten sekundäre Klinopyroxene in Schmelzadern auftreten.

17.2.1 Dunit LP86

Das Besondere Merkmal des Dunit LP86 ist die Präsenz eines blass-blauen Minerals der Sodalith-Gruppe, welches als Häüyn identifiziert wurde. Allerdings ist die chemische Zusammensetzung des Häüyns mit jener des Lazulith, ebenfalls ein Vertreter der Sodalith-Gruppe, sehr ähnlich. Im Gegensatz zum Häüyn enthält Lazulith neben Sulfate auch Sulfide, dennoch ist die Unterscheidung dieser Minerale durch chemische Analysen nicht sehr zuverlässig (Taylor, 1967; Hassan et al., 1985; Tauson et al., 1998). Wulff-Pederson et al. (2000) erachten die Analyse der Kristallstruktur als die einzige wirksame Methode, Häüyn und Lasurit eindeutig zu identifizieren. Die Arbeitsgruppe um Wulff-Pedersen hat mit Hilfe eines Transmissions-Elektronen-Mikroskop (TEM) und mit Raman-Spektroskopie blass-blaue Minerale in zwei Duniten von La Palma untersucht, mit dem Ergebnis, dass diese Charakteristika sowohl vom Häüyn als auch vom Lasurit in der Kristallstruktur zeigen. Wulff-Pedersen et al. (2000) interpretieren dies dahingehend, dass es sich hierbei um ein Mischkristall zwischen reinem Häüyn und reinem Lasurit handelt. Da Häüyn in der Regel in Si-untersättigten, alkalischen Magmatiten vorkommt, während Lasurit eher eine metamorphe Mineralphase in Marmoren darstellt (Deer et al., 2004), ist die Bezeichnung *Häüyn* für das blaue Mineral der Sodalith-Gruppe berechtigt.

Die Anwesenheit von Häüyn in den dünnen Schmelzadern im Peridotit weist auf eine Infiltration von Hostmagma hin, da Häüyn ein typisches Mineral von Si-untersättigten Basalten ist. Diese These wird mit Vorkommen des Minerals als Olivin-Einschlüsse im Basalt unterstützt. Wie bereits im Kapitel 5 erwähnt, kommt Häüyn immer zusammen mit Amphibol \pm Spinell \pm Klinopyroxen \pm Fe-Ni-Sulfide sowie gelegentlich Apatit vor. Zusätzlich befinden sich in seltenen Fällen noch Reste der Schmelze in der Nähe von Häüyn, wobei es sich dabei meistens um Glaseinschlüsse im Amphibol handelt. Diese Nephelin-normierten Gläser (Tabelle 9.1) haben heute eine phonolitische Zusammensetzung. Da jedoch die Gläser in allen anderen Duniten ebenfalls eine phonolitische Zusammensetzung aufweisen, kann die Kristallisation des Häüyn nicht allein am Chemismus der Schmelze liegen. Zusätzlich befinden sich kleine Fe-Ni-Sulfide in allen untersuchten Mantelxenolithen von La Palma, Häüyn dagegen nur in dem einen Dunit. Des Weiteren wird für die Bildung des Sulfat-reichen Minerals eine an Schwefel übersättigte Schmelze benötigt. Carroll & Rutherford (1985) konnten experimentell nachweisen, dass die Löslichkeit des Schwefels in silikatischer Schmelze bei konstanter Temperatur und sinkendem Druck abnimmt. Allerdings wird diese von weiteren Parametern, wie FeO-Gehalt der Schmelze, der Flüchtigkeit von O₂, S₂ und Wasser sowie der Temperatur, kontrolliert (Haughton et al, 1974; Carroll &

Rutherford, 1985). Wulff-Pedersen et al. (2000) folgern daraus, dass sich Häüyn als letzte Phase während eines rapiden Aufstiegs des Xenoliths unter oxidierenden Bedingungen gebildet haben muss. Im Gegensatz dazu haben Klügel (1998) und Hansteen et al. (1998) gezeigt, dass Magma der Kanarischen Inseln in mehreren Stufen von seiner Quelle zur Oberfläche aufsteigt und dabei Magmareservoirs in unterschiedlichen Tiefen bilden. In diesem Fall hat sich Häüyn während des letzten Aufstiegs zur Erdoberfläche gebildet.

Eine weitere Möglichkeit für die Bildung von Häüyn ist, dass Restschmelze während eines Heilungsprozesses und Rekristallisation in feinen Rissen eingeschlossen wurde, aus der während der letzten Aufstiegsetappe Häüyn kristallisierte (Wulff-Pedersen, 2000). Diese Alternative würde auch die petrographischen Beobachtungen erklären. Der Dunit LP86 zeigt eine beinahe holokristalline Struktur, in der vereinzelt Reste von Schmelzadern durch den blauen Häüyn erkennbar sind. Zudem sind Gläser sehr selten und wurden nur in unmittelbarer Nähe zum Häüyn gefunden, meistens als Einschlüsse in Amphibol oder Spinell, seltener zwischen Mineralphasen.

Wie zu Beginn der Diskussion bereits erwähnt, bezeichnet die Entstehung von Amphibol in der Mineralparagenese eine modale Metasomatose, wobei das entsprechende Agens als eine wässrige Lösung erwartet wird. Die Anwesenheit von Häüyn weist auf eine Hostbasaltinfiltration hin und es ist aus der petrographischen Beziehung zwischen Amphibol und Häüyn naheliegend, dass diese auch für die Bildung des Amphibols verantwortlich ist. Wulff-Pedersen et al. (1996) konnten zeigen, dass sich Amphibol aus der Reaktion einer wasserhaltigen, basaltischen Schmelze mit einem dunitischen Nebengestein (NG) kristallisieren kann. Die entsprechende Reaktionsgleichung lautet dabei:



Die daraus entstehende Restschmelze (Schmelze II) weist eine höhere SiO₂-Konzentration als die ursprüngliche Schmelze auf, und ist zudem Alkalireich. Die wenigen Gläser in dieser Gesteinsprobe haben eine phonolitische Zusammensetzung und erfüllen damit die Gleichung von Wulff-Pedersen et al. (1996). Zusätzlich deutet der Vergleich der Konzentrationen der Spurenelemente und Seltenerd-Elemente auf eine zeitgleiche Bildung von Amphibol und Klinopyroxen hin (siehe weiter unten). Andererseits stellten Tiepolo et al. (2000, 2001) experimentell fest, dass sich Ti-reicher Amphibol (namentlich Pargasit und Kaersutit) auch aus einer H₂O-untersättigten Schmelze bildet. Unter diesem Gesichtspunkt kann der Hostbasalt durchaus für die Kristallisation von Amphibol und Häüyn verantwortlich sein.

Tabelle 9.1: CIPW-genormte chemische Zusammensetzung von Glas im Dunit LP86 (Kation-Norm).

Gesteinsart Probe in Gew. %	Dunit			
	LP86		Amph-incl	interstitial
SiO ₂	49,33	54,86	52,82	52,75
TiO ₂	0,41	0,19	0,65	0,76
Al ₂ O ₃	25,74	23,34	25,79	27,04
FeO	2,16	1,88	1,86	1,78
MgO	1,44	0,40	1,00	1,13
CaO	1,93	1,16	1,76	2,19
Na ₂ O	8,68	6,71	7,17	8,16
K ₂ O	7,49	9,31	6,87	5,75
P ₂ O ₅	0,38	0,63	0,65	0,67
Cl	0,07	n.a.	n.a.	n.a.
SO ₂	0,08	0,26	0,06	0,03
BaO	0,24	0,12	0,29	0,26
Total	97,95	98,87	98,92	100,52
	CIPW-Norm			
Or	41,06	53,34	39,17	32,03
Ab	0,00	11,64	22,25	24,65
An	6,79	1,61	4,33	6,13
Lc	1,07	0,00	0,00	0,00
Ne	44,78	28,09	23,93	26,71
C	0,80	1,70	5,19	5,16
OI	2,86	0,81	2,00	2,21
Mt	0,16	0,41	0,00	0,00
Il	0,55	0,26	0,00	0,00
Hem	1,17	0,87	1,39	1,30
Ap	0,76	1,28	1,31	1,32
Ru	0,00	0,00	0,43	0,50

n.a.: nicht analysiert

incl: inclusion (Einschluss)

Olivine im Dunit LP86 scheinen von den metasomatischen Prozessen wenig bis kaum betroffen worden zu sein. Dafür spricht der Fo-Gehalt im primären Olivin von rund 89,6 %, der in etwa jenem des primären Mantels von 89,3 % (McDonough & Sun, 1995) entspricht. Sekundäre Olivine in den Schmelzadern bzw. in deren unmittelbaren Umgebung zeigen einen sehr ähnlichen Fo-Gehalt von 89,1

– 89,6 %. Während jedoch der primäre Olivin eine NiO-Konzentration von durchschnittlich 0,33 Gew.% aufweist, variiert diese in den sekundären Olivinen zwischen 0,25 – 0,31 Gew.%. Der Verlust an NiO lässt sich mit der Schwefelkonzentration der Schmelze erklären, da Ni trotz seiner hohen Kompatibilität im Olivin auch einen chalkophilen Charakter zeigt und in Anwesenheit von Schwefel eher Sulfide bildet. Aus diesem Grund sind auch winzige Fe-Ni-Sulfide in den Schmelzadern anzutreffen.

17.2.2 Wehrlit LP4-12

Der Wehrlit LP4-12 wird von einem markanten 1 – 2 mm breiten Amphibolgang dominiert, von dem beidseitig kleinere Adern abzweigen. Dabei scheint die linke Hälfte des Dünnschliffs (Abbildung 9.1 A) stärker von der infiltrierenden Schmelze betroffen zu sein als die Rechte. Petrographische Untersuchungen zeigten jedoch, dass der modalen Metasomatose die Dunitisierung eines Harzburgites voran ging. Wir haben es hier also mit einem zweiphasigen Prozess zu tun. Den besten Beleg dafür liefern die Orthopyroxen-Relikte (Abbildung 9.1 D), die zusammen mit Periklas (MgO) als Einschlüsse im Olivin in der rechten Hälfte des Dünnschliffs gefunden wurden. Während der Dunitisierung zerfällt Orthopyroxen inkongruent zu Olivin + Schmelze (Unterkapitel 9.1.1). Kelemen (1990) hat bei seinen Experimenten hinsichtlich der Reaktion zwischen Orthopyroxen und Schmelze festgestellt, dass Fe-reicher Olivin mit steigendem Peridotit/Schmelze-Verhältnis entstehen kann. Dies deckt sich auch mit den Analysen der Olivine im Wehrlit LP4-12: Olivine abseits des Amphibolanges besitzen einen Fo-Gehalt von 86 – 89 %, während primäre Olivine in den Harzburgiten und Duniten einen Fo-Gehalt von über 90 % aufweisen. Auffallend ist ferner der sinkende Fo-Gehalt mit abnehmender Distanz zum Amphibolgang (siehe Kapitel 5). Den höchsten Fo-Gehalt zeigen jene Olivine, die poikilitisch von Klinopyroxen eingeschlossen sind (Abbildung 9.1 C). Im Amphibolgang befinden sich zusätzlich grobkörnige Olivine, die einen Fo-Gehalt von 82,5 – 85,5 % aufweisen. Dieselbe Spannbreite zeigen auch die Matrix-Olivine links vom Gang (Abbildung 9.1 A). Es ist daher naheliegend, dass diese durch die Amphiboladern ebenfalls metasomatisch beeinflusst wurden. Die größeren Olivine im Amphibolgang dürften dagegen mit diesem kristallisiert sein.

Ein weiteres Indiz für die Dunitisierung bietet die feinkörnige Matrix aus Olivin (Abbildung 9.1 B). Hierbei handelt es sich um eine vollständige Auflösung von Orthopyroxen in Olivin und Klinopyroxen, dabei entsteht bei annähernd gleichbleibender Temperatur und einer Sättigung der Schmelze an Klinopyroxen und Olivin wesentlich mehr Olivin als Klinopyroxen (Kelemen, 1990; Kelemen et al., 1990). Diese Olivine sind xenomorph ausgebildet und weisen zahlreiche Einschlüsse an Klinopyroxen, Phlogopit und Amphibol auf.

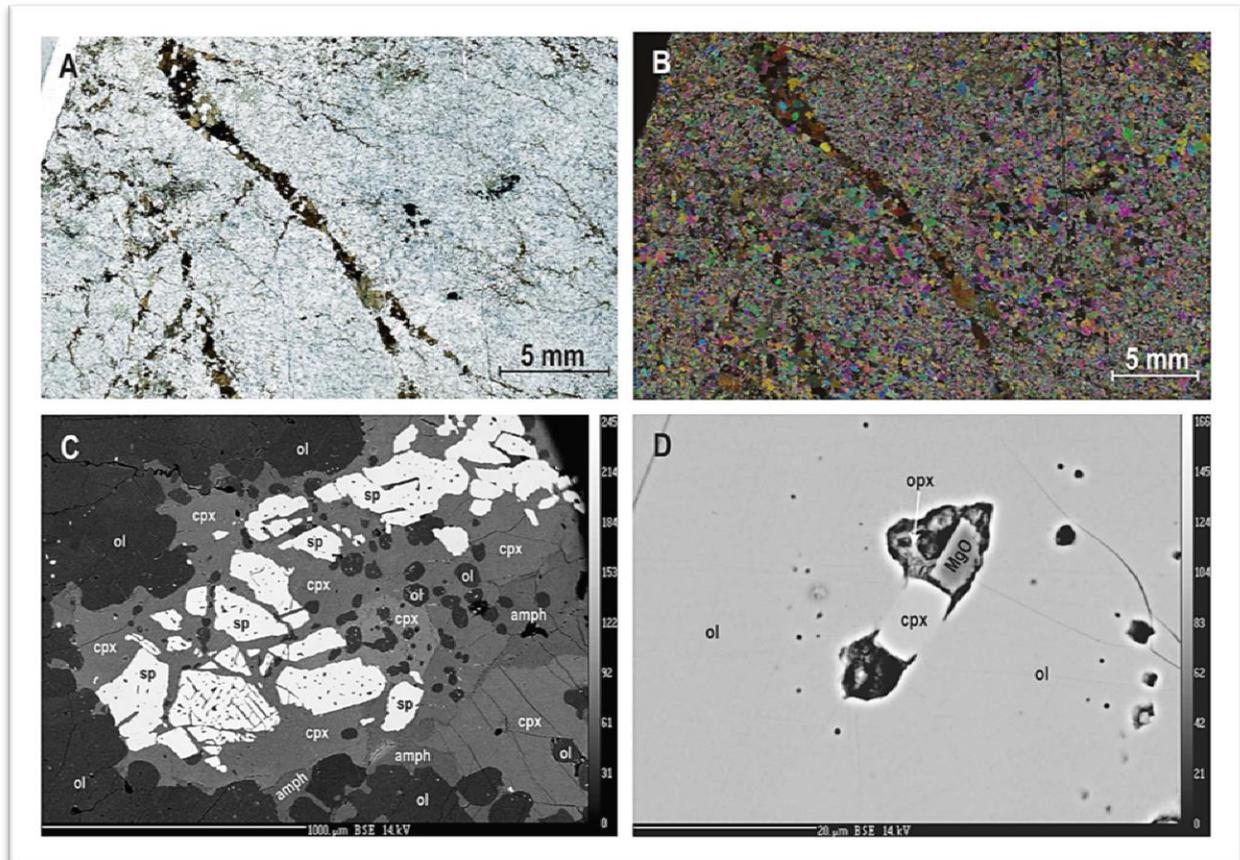


Abbildung 9.1: Dünnschliff-Bilder des Wehrlits LP4-12 unter normalen (A) und gekreuzten (B) Nichols. C) Ein zerbrochener Spinell-Porphyrklast, umgeben von Klinopyroxen und Amphibol. Die runden Olivinkristalle sind poikilitisch von Klinopyroxen umschlossen. D) Relikt eines Orthopyroxens mit Periklas (MgO) und Klinopyroxen, in Olivin eingeschlossen.

Die zweite Phase stellt die modale Metasomatose dar, die zur Bildung von Amphibol und Klinopyroxen führte. Wulff-Pedersen et al. (1996) gehen von einer alkalisch-basaltischen Schmelze als metasomatisches Agens aus, die mit dem Dunit zu einem amphibolführenden Wehrlit reagierte. Wie bereits im Unterkapitel 9.1 beschrieben, ist die Schmelze sehr wahrscheinlich durch Ausbreitung von Rissen und Brüchen (*crack propagation*) in das Gestein eingedrungen. Die Reaktion zwischen Schmelze und Peridotit könnte nach der oben genannten Gleichung $\text{Schmelze I} + \text{Olivin}_{\text{NG}} \rightarrow \text{Amphibol} + \text{Klinopyroxen} + \text{Schmelze II}$ abgelaufen sein (Wulff-Pedersen et al., 1996). Im Gegensatz zum heute vorliegenden Wehrlit LP4-12 haben Wulff-Pedersen et al. (1996) eine graduelle Entwicklung der Schmelz an Hand von SiO_2 -armen zu SiO_2 - Na_2O - K_2O -reichem interstitialem Glas beobachtet. Im Wehrlit LP4-12 konnte jedoch kein interstitiales Glas gefunden werden, bis auf zwei Stellen am Ende des Amphibolanges. Dieses zeigt eine tephritische/basanitische bis trachybasaltische Zusammensetzung und dürfte sich zumindest im SiO_2 -Gehalt nur unwesentlich von der Zusammensetzung der metasomatischen Schmelze unterscheiden. Glaseinschlüsse im Olivin sind ebenfalls nicht vorhanden.

Alternativ zu metasomatischen Prozessen bezeichnet Klügel (1998) die Bildung von Amphibol-, Phlogopit und/oder Pyroxen-Gängen als intrusive Prozesse. Vor allem, wenn keine Austauschtexturen erkennbar sind, sondern stattdessen die Gänge ein Gestein teilen wie dies beim Wehrlit LP4-12 der Fall zu sein scheint. Klügel (1998) räumt jedoch auch ein, dass die dem Gang angrenzenden Mineralphasen durch Diffusionsprozesse metasomatisch verändert werden können. Ionov et al. (1997), Witt-Eickschen et al. (1998) und Moine et al. (2001) argumentieren ebenfalls, dass Amphibolgänge aus alkalibasaltischen oder basanitischen Schmelzen kristallisieren können. Die von Wulff-Pedersen et al. (1996) beobachtete Entwicklung der Schmelze deckt sich mit der Ansicht von Ionov et al. (1997) und Moine et al. (2001), die die Ansicht vertreten, dass im Peridotit verstreute Amphibole sich nach der Entstehung des Amphibolanges aus einer differenzierten Schmelze bilden. Dagegen sprechen jedoch die übereinstimmende Konzentration der Spurenelemente und Seltenerd-Elemente, sowie eine vergleichende Zusammensetzung der Hauptelemente. Allerdings weisen die im Gestein verstreuten Amphibole einen höheren MgO-Gehalt auf. Dies kann entweder an einem Gleichgewicht zwischen den Amphibolen und umgebenden Peridotit-Mineralen liegen, oder an einem Unterschied zwischen dem Magma/Nebengestein-Verhältnis (Coltorti et al., 2004).

Die Ähnlichkeit der Mineralparagenese im Amphibolgang mit jener in der Reaktionszone zwischen Basalt und Dunit LP86 unterstützt die Argumente für eine Schmelzintrusion. Andererseits erwirkten die vom Gang abzweigenden Schmelzadern im Gestein eine modale Metasomatose durch die Bildung von Amphibol und Klinopyroxen, wofür auch die Austauschreaktionen zwischen Olivin und Amphibol sprechen (Abbildung 9.2 A). Die Amphibole im Hauptgang und in den schmalen Schmelzadern, die durch das Gestein perkolieren, zeigen bis auf die MgO-Konzentration eine vergleichbare chemische Zusammensetzung. Daraus schließe ich eine zeitgleiche Abfolge von Schmelzintrusion und metasomatische Reaktionen im Wehrlit.

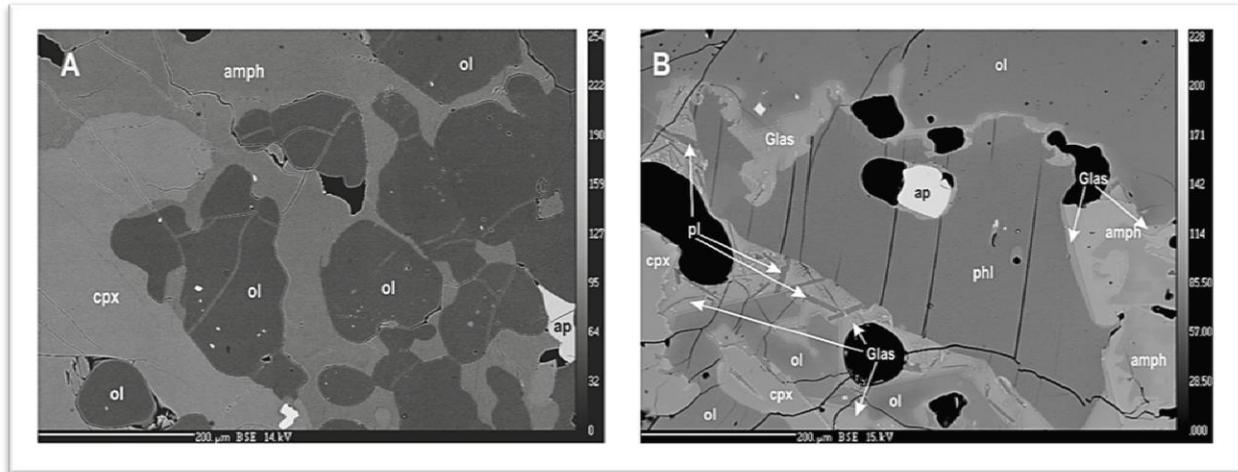


Abbildung 9.2: A) BSE-Bild (back-scattered electron) einer poikilitischen Struktur zwischen Olivin und Amphibol im Wehrlit LP4-12. In etwa der Mitte des Bildes ist gut zu erkennen, wie Amphibol auf Kosten von Olivin wächst. B) BSE-Bild eines Ausschnitts der Phlogopit-Amphibol-Gänge im Dunit LP515. Die unterschiedlichen Diffusionsränder von Phlogopit (phl) und Amphibol (am) sind gut erkennbar. Plagioklas-Nadeln (pl) befinden sich im Glas zwischen Phlogopit und Olivin. (Maßstab: 200 µm)

17.2.3 Dunit LP515

Die scharfe Abgrenzung der Phlogopit-Amphibol-Gänge zum Dunit LP515 weist eher auf eine Schmelzinfiltration hin, ähnlich wie im Wehrlit LP4-12, als auf eine modale Metasomatose. Anders als der Amphibolgang im Wehrlit LP4-12 sind die Phlogopit-Amphibol-Gänge mit maximal 0,2 mm breite sehr viel schmaler und zeigen daher keine petrographischen Ähnlichkeiten zu den Reaktionszonen zwischen Basalt und Mantelxenolith. Über die Entstehung der Gänge lässt sich heute nicht mehr viel sagen, da während des Transports Richtung Erdoberfläche Hostbasalt entlang von Schwachstellen zwischen den Gängen und Olivin des Dunits in das Gestein eingedrungen ist. Beleg hierfür bieten zahlreiche Plagioklas-Kristalle (Abbildung 9.2 B), die sich in unmittelbarer Nähe zum Basalt zwischen Phlogopit, Amphibol und Olivin befinden.

Die Ränder von Phlogopit und Amphibol zum Glas hin zeigen sehr schmale Diffusionsäume, in denen vor allem im Amphibol Al_2O_3 und TiO_2 angereichert wurden. Diese Bereiche können im Amphibol wenige µm erreichen, während sie beim Phlogopit ein kaum sichtbarer dünner Streifen im BSE-Bild (back-scattered electron) bleiben (Abbildung 9.2 B). Zwischen Phlogopit-Amphibol und Olivin befinden sich immer wieder xenomorphe Klinopyroxen-Kristalle, die teilweise eine ungleichmäßige Zonierung, allenfalls jedoch einen sehr schmalen Diffusionsstreifen aufweisen. Das legt die Vermutung nahe, dass auch die Klinopyroxene zusammen mit Phlogopit und Amphibol kristallisierten. Allerdings haben die Amphibole im Vergleich zu den Klinopyroxene eine angereicherte Konzentration an HREE, Th und U, was auf unterschiedliche Bildungsprozesse für Amphibol und Klinopyroxen schließen lässt (Diagramm 9.4 C). Des Weiteren befinden sich in den Phlogopit-Amphibol-Gängen akzessorisch Apatit und Fe-Ni-

Sulfide, wobei Apatit teilweise in Phlogopit eingeschlossen ist. Es ist daher möglich, dass Apatit ebenfalls zur ursprünglichen Mineralparagenese der Gänge gehört, während Fe-Ni-Sulfide später kristallisierten. Wulff-Pedersen et al. (1996) schlugen eine Reaktion mit einer alkalisch-basaltischen Schmelze und Olivin eines Nebengesteins unter Bildung von Phlogopit, Klinopyroxen, Amphibol, Fe-Ti-Oxide und einer Restschmelze vor. In den Gängen im Dunit LP515 sind keine Fe-Ti-Oxide vorhanden, stattdessen jedoch akzessorisch Apatit, der auch eine karbonatische Metasomatose anzeigen kann. Gläser sind nur in den Phlogopit-Amphibol-Gängen zugegen und weisen eine tephri-phonolitische – foiditische Zusammensetzung auf (siehe Kapitel 7). Die petrographische Beziehung zwischen den Gläsern und den Gangmineralen legt den Schluss nahe, dass sich diese erst später während der Infiltration des Hostbasalts gebildet haben. Der relativ hohe Anteil an Alkalien (K_2O und Na_2O sind in etwa gleich hoch konzentriert) kann von partiellem Aufschmelzen des Phlogopits resultieren.

17.3 Spurenelemente und Seltenerd-Elemente in Amphibol und Klinopyroxen

Amphibol und Klinopyroxen treten in drei der untersuchten Mantelxenolithen, im Wehrlit LP4-12 sowie in den Duniten LP86 und LP515, in enger petrographischer Beziehung auf. Es ist daher anzunehmen, dass beide Mineralphasen durch dieselben Prozesse entstanden oder aus derselben Schmelze kristallisiert sind. Ein Vergleich der Konzentrationen der Spurenelemente und der REE ist ein gutes Verfahren, diese Hypothese zu überprüfen. Hierfür wurden einerseits die einzelnen Messwerte im Amphibol gegen den Durchschnittswert der Spurenelemente im Klinopyroxen normiert, andererseits wurde mittels der Verteilungskoeffizienten (K_d) für Amphibol und Klinopyroxen aus der Literatur (Chazot et al., 1996; Adam & Green, 2003) die Zusammensetzung der potentiellen Ausgangsschmelze berechnet und mit dem Hostbasalt, dessen Chemismus ebenfalls aus vorhandener Literatur entnommen wurde (Neumann et al., 2000), verglichen.

Die Normierung der Amphibol-Daten gegen Klinopyroxen offenbart eine sehr gute Übereinstimmung der Konzentrationen der REE, Y, Zr und Hf im amphibolführenden Wehrlit LP4-12 (Diagramm 9.2 A). Das gleiche gilt für den häufigführenden Dunit LP86, wobei die Konzentrationen von Zr und Hf im Amphibol von jenen im Klinopyroxen abweichen (Diagramm 9.2 B). Die etwas höheren Gehalte der REE, Y, Zr und Hf im Amphibol lassen sich durch deren höhere Kompatibilität im Amphibol-Kristallgitter erklären ($K_{d_{amph/cpx}} = 3 - 5$ [Tiepolo et al. (2000)]). Anders verhält es sich mit Nb, Ta, Sr, Ti und Ba, die im Vergleich zum Klinopyroxen im Amphibol extrem stark angereichert sind (Diagramm 9.2). Gemäß Tiepolo et al. (2000) ist deren $K_{d_{amph/cpx}}$ um 1 – 2 Größenordnungen höher, sodass für diese Elemente andere Mechanismen für den Einbau in das Kristallgitter zum Tragen kommen müssen als bei den REE.

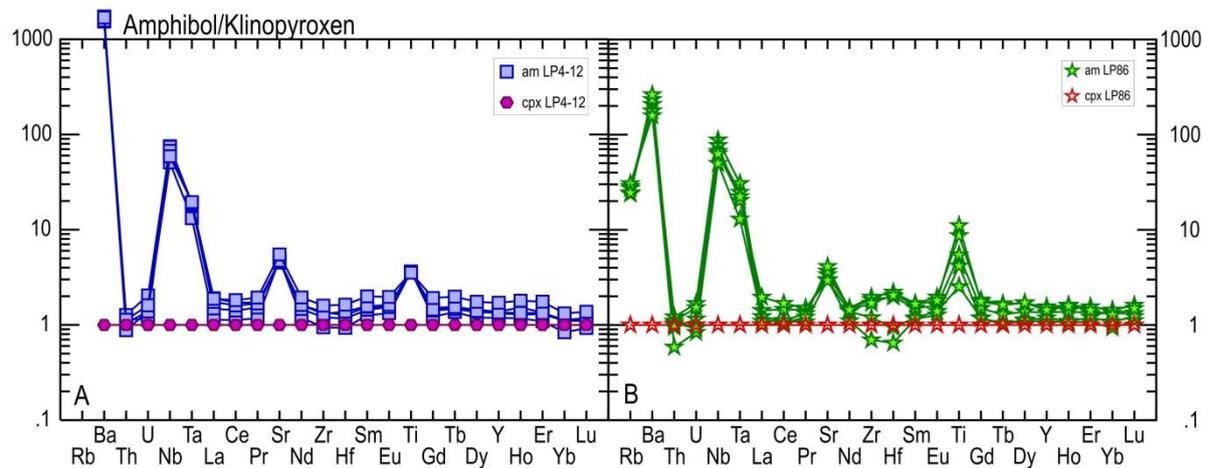


Diagramm 9.2: Amphibol/Klinopyroxen-Normierte Konzentrationen (in ppm) der REE und Spurenelemente im amphibolführenden Wehrlit LP4-12 (A) und im häufigführenden Dunit LP86 (B). [In ppm]

Stosch (2000) und Lesnov (2010) haben festgestellt, dass die REE und Spurenelemente sowohl im Klinopyroxen als auch im Amphibol in die Oktaeder-Positionen als Ca-Substitution eingebaut werden. Diese Annahmen berücksichtigen jedoch nur die äquivalenten Positionen $M1_{\text{cpx}}-M2_{\text{amph}}$ und $M2_{\text{cpx}}-M4_{\text{amph}}$. Allerdings deuten die hohen Konzentrationen von Nb, Ta, Sr, Ba, Rb und Ti auf Substitutionsmechanismen, und damit auf involvierte Gitterplätze hin, die nur im Amphibol aufgrund dessen Kristallstruktur realisiert werden können. Der größte Unterschied in der Kristallstruktur zwischen Amphibol und Klinopyroxen besteht in der Position O3 im Amphibol, die die Anionen OH^- , F^- und Cl^- sowie O^{2-} beinhaltet. Tiepolo et al. (2000, 2001) stellten experimentell an synthetischen pargasitischen und kaersutitischen Amphibolen fest, dass vor allem Nb und Ta bei Wassermangel in der Schmelze die M1-Position im Amphibol, welche keine Analogie im Pyroxen-Kristallgitter besitzt, bevorzugen. Im Fall von nicht ausreichenden OH-Ionen in der Schmelze werden diese durch Sauerstoff substituiert, wobei Ti^{4+} als Ladungsausgleich ebenfalls in den Oktaeder M1 eingebaut wird. Die vollständige Substitution, die vor allem in Ca-, Ca-Na- und Na-Amphibolen stattfindet, kann am besten mit dem Austauschvektor $M1\text{Ti}^{4+} \text{O}_3\text{O}^{2-}_2 \text{M}_1(\text{Mg,Fe})^{2+}_{-1} \text{O}_3\text{OH}_2$ beschrieben werden (Tiepolo et al., 1999; Oberti et al., 2000). In vernachlässigbarem Maß fungiert auch Fe^{3+} in den Positionen M1 oder M3 um Ladungsneutralität herzustellen. Somit stehen insgesamt drei Kationen, Ti^{4+} , Nb^{5+} und Ta^{5+} , zur Bilanzierung der Stöchiometrie zur Verfügung. Tiepolo et al. (2000, 2001) und Oberti (2000) bezeichnen die Substitution von OH^- durch O^{2-} als *Dehydrierung*, welche sich in den Experimenten auch als Hauptkontrollfaktor für den Verteilungskoeffizienten $K_{\text{d}_{\text{amph/Schmelze}}}$ von Nb und Ta herausstellte. Daraus folgt, dass die Eingliederung von Nb und Ta in das Amphibol-Kristallgitter einerseits vom relativ geringen TiO_2 -Gehalt der Schmelze, andererseits vom Grad der Dehydrierung abhängt. Letzteres wiederum hängt von der Temperatur und von der Fugazität des Sauerstoffs (f_{O_2}) und des Wassers ($f_{\text{H}_2\text{O}}$) ab (Tiepolo et al., 1999, 2000, 2007; Oberti et al., 2000). So haben Niida & Green (1999) festgestellt, dass Pargasite und

Kaersutite bei wasseruntersättigten Bedingungen bis 1.150 °C und 2,5 – 3 GPa stabil sind. Der geringe TiO₂-Gehalt der Schmelze erhöht den $K_{d_{\text{amph/Schmelze}}}$ von Nb und Ta, um den Austausch OH⁻ durch O²⁻ zu kompensieren (Tiepolo et al., 2000).

Die LIL-Elemente (*large ionic lithophile elements*) Sr, Ba und Rb besitzen zu große Ionenradii, um in den verhältnismäßig kleinen Oktaederpositionen Platz zu finden. Vielmehr werden diese Elemente in die 12-fach koordinierte A-Position im Amphibolgitter eingebaut, wobei für das einwertige Rb keine gekoppelte Substitution von entweder Na⁺ oder K⁺ erforderlich ist. Im Gegensatz dazu ist solch ein Mechanismus für Ba²⁺ notwendig, jedoch noch nicht identifiziert (Tiepolo et al., 2007). Obgleich weder die A-Position noch der M1-Oktaeder im Amphibol eine äquivalente Entsprechung im Pyroxen-Kristallgitter haben, wodurch der hohe $K_{d_{\text{amph/cpx}}}$ entsteht, können Ba und Rb in sehr geringen Mengen im Klinopyroxen nachgewiesen werden. Dies erklärt auch die über 1000-fache Konzentration an Ba im Amphibol verglichen zu Klinopyroxen im Wehrlit LP4-12, sowie das über 100-fache im Dunit LP86 (Diagramm 9.2). Die relative niedrigere Konzentration von Rb zu Ba im Dunit LP86 könnte an einem generell geringeren Vorkommen an Rb in der Schmelze liegen (Diagramm 9.2 B), zumal die Konzentration im Wehrlit LP4-12 unterhalb der Bestimmungsgrenze für Rb liegt (Diagramm 9.2 A).

Sr hat gegenüber Ba und Rb einen etwas geringeren Ionenradius und kann daher sowohl in die A-Position als auch in den M4-Oktaeder in das Kristallgitter des Amphibols eingearbeitet werden. (Oberti et al., 2007). Letzteres konnten Oberti et al. (2007) experimentell an Richterite, einen Na-Ca-Amphibol, zeigen. Der M4-Oktaeder entspricht dem M2-Gitterplatz im Klinopyroxen, dementsprechend hoch ist auch der $K_{d_{\text{cpx/Schmelze}}}$ für Sr. Allerdings belegt die etwas höhere Konzentration an Sr im Amphibol im Vergleich zum Klinopyroxen eine stärkere Kompatibilität im Amphibol und damit einen höheren $K_{d_{\text{amph/Schmelze}}}$, zumindest für Hochtemperatur Ca-Amphibole mit einem hohen Anteil an Al in den Tetraedern als Si-Substitution (Adam & Green, 2003).

Die Ti-Anreicherung im Amphibol gegenüber Klinopyroxen erklärt sich durch den Umstand, dass Ti in Ca-Amphibolen des Mantels ein Hauptelement ist, dessen Vorkommen hauptsächlich an die O²⁻-Komponente in der O3-Position (Oxy-Komponente) gekoppelt ist (Tiepolo et al., 2007). Allerdings wird Ti⁴⁺ nicht nur in die M1-Position im Amphibol eingebaut, sondern auch in die Oktaeder M2 und M3, sowie in die Tetraeder. In letzteren fungiert TiO₂ zusammen mit Al₂O₃ als Substitut für SiO₂. Während Ti⁴⁺ jedoch in der M2-Position in den Amphibolen verbreitet ist, wurde es in der M3-Position nur in einigen Ti-reichen Pargasiten und Kaersutiten gefunden (Oberti et al., 2000). In beiden Positionen dient vierwertiges Ti als Kompensator für die SiO₂-Substitution durch Al₂O₃, allerdings tritt Ti⁴⁺ nur unter

hohen Temperaturen und Fe-Mangel in der Schmelze in die M3-Position ein (Tiepolo et al., 1999; Oberti et al., 2000). Den von Temperatur und der chemischen Zusammensetzung abhängigen Austauschvektor beschreiben Tiepolo et al. (1999) und Oberti et al. (2000) mit $M_{2,M3}Ti^{4+} T_{1,T2}Al^{3+}_2 M_{2,M3}(Mg,Fe)^{2+}_{-1} T_{1,T2}Si^{4+}_{-2}$. Diese Austauschreaktion ist auch im Klinopyroxen aufgrund der Äquivalenz von $M_{2amph}-M_{1cpx}$ möglich, allerdings ist der $Kd_{Mineral/Schmelze}$ im Amphibol höher als im Klinopyroxen. Dies erklärt auch die relative Anreicherung von Ti im Amphibol im Vergleich zu Klinopyroxen (Diagramm 9.2) in den untersuchten Mantelxenolithen.

Interessant ist die Fraktionierung der HFS-Elemente (high field strength elements) Nb, Ta, Zr und Hf. Während die fünfwertigen Elemente Nb und Ta im Amphibol stark angereichert sind, entsprechen die Konzentrationen der vierwertigen Elemente Zr und Hf jenen im Klinopyroxen (Diagramm 9.2). Zr und Hf weisen etwas größere Ionenradii auf als Ti, Nb und Ta und können daher nicht in die M1-Position des Amphibolkristalls eingebunden werden, sondern sind wie Ti im M2-Oktaeder zu finden (Oberti et al., 2000). Hier übernehmen sie in Ti-armen Systemen dieselbe Funktion als Ladungsausgleich für die temperaturabhängige Substitution von Si^{4+} durch Al^{3+} . Dieselben kristall-chemischen Eigenschaften von $M_{2amph}-M_{1cpx}$ bedingen auch die ähnlichen Konzentrationen von Zr und Hf in beiden Mineralphasen im Wehrlit LP4-12 und im Dunit LP86.

Die ähnlichen Konzentrationen der REE und Spurenelemente im amphibolführenden Wehrlit LP4-12 und im häufigführenden Dunit LP86 belegen oben angeführte Diskussion über bevorzugte Gitterplätze in diesen Mineralphasen. Die REE, Y sowie Zr und Hf besetzen im Amphibol und Klinopyroxen analoge Gitterplätze, nämlich $M_{1cpx}-M_{2amph}$ und $M_{2cpx}-M_{4amph}$, während die LIL-Elemente (Rb, Ba und Sr), die HFS-Elemente (Nb, Ta) als auch zum Teil Ti Gitterplätze im Amphibol einnehmen, die keine Entsprechung im Klinopyroxen haben (A- und M_{1amph} -Position). Die ungleichmäßigen Werte an Zr und Hf in den Amphibolen im Dunit LP86 lassen sich ohne weitere Analysen nicht interpretieren, wobei Messfehler nicht ausgeschlossen werden können.

Aus dem Diagramm 9.2 kann eine gleichzeitige Kristallisation dieser Mineralphasen abgeleitet werden. In diesem Fall müssten jedoch Amphibol und Klinopyroxen aus derselben Schmelze auskristallisiert sein. Die hypothetische Spurenelement-Zusammensetzung dieser Schmelze wurde mit der Gleichung für den Verteilungskoeffizient $Kd_{Mineral/Schmelze}$ berechnet (siehe dazu Kapitel 8). Die Werte für die $Kd_{amph/Schmelze}$ sowie für $Kd_{cpx/Schmelze}$ wurden von Chazot et al. (1996) für basaltische Schmelzen entnommen, ausgenommen jene für Sr_{amph} , die von Adam & Green (2003) für basanitische Schmelzen stammt. Das Diagramm 9.2 zeigt eine gute Übereinstimmung dieser hypothetischen Schmelze für

Amphibol und Klinopyroxen. Zusätzlich wurden diese Schmelzen mit der Zusammensetzung der Lava von der Eruption 1677 – 1678 beim San Antonio Vulkan, La Palma, verglichen (Daten von Neumann et al., 2000). Die Konzentrationen der REE und Spurenelemente in den berechneten Schmelzen sind höher als in der Hostlava, stimmen jedoch zumindest für die HREE gut überein (Diagramm 9.3), wohingegen sind die LREE und die stärker inkompatiblen Spurenelemente sowohl für den Dunit LP86 als auch für den Wehrlit LP4-12 stark abweichend. Daraus folgt, dass die hypothetische Schmelze für Amphibol und Klinopyroxen in diesen zwei Mantelxenolithen zumindest hinsichtlich der HREE der Hostlava ähnlich, jedoch nicht mit dieser ident ist.

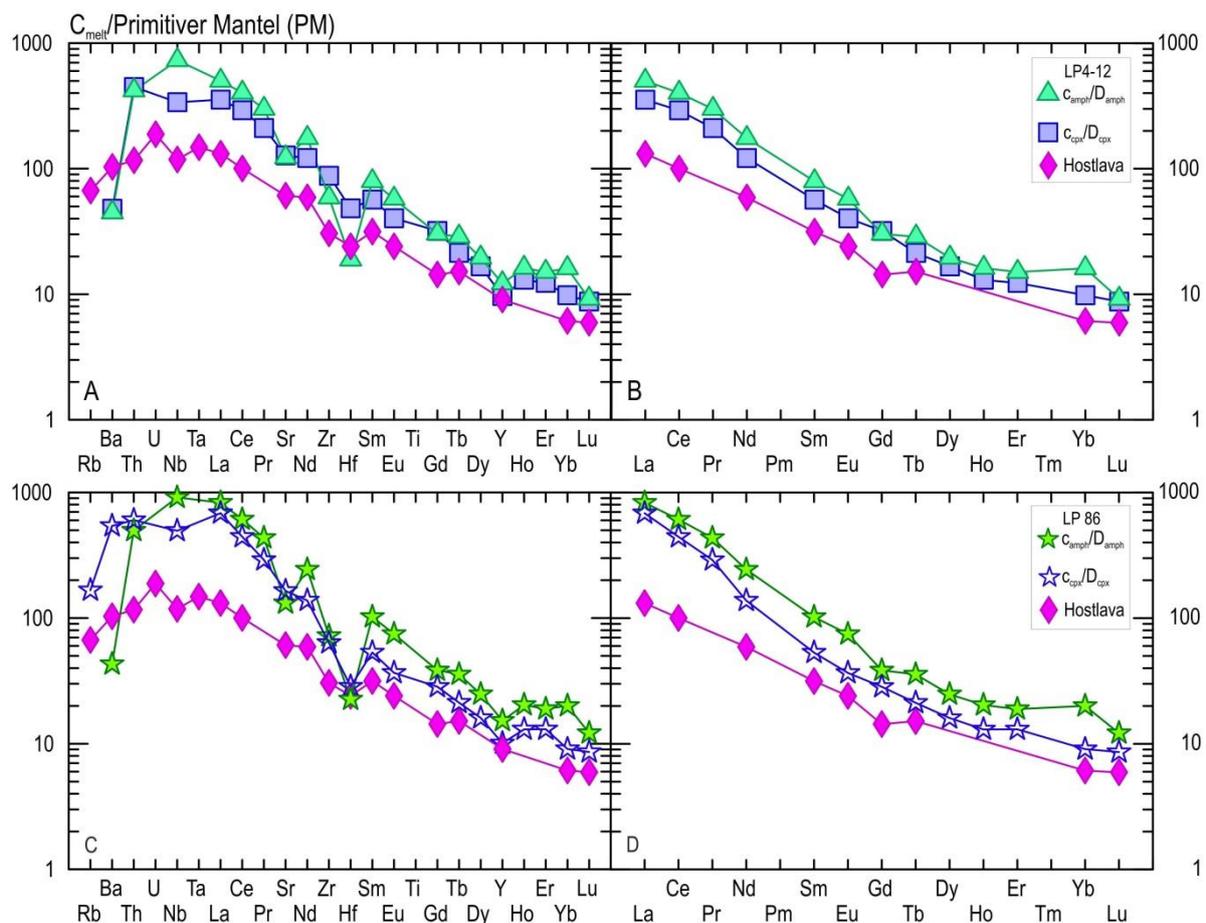


Diagramm 9.3: Zusammensetzung der hypothetischen Ausgangsschmelze für koexistierenden Amphibol und Klinopyroxen, normiert mit dem primitiven Mantel (PM) nach McDonough & Sun (1995): Spurenelemente (A) und REE (B) im Wehrlit LP4-12, Spurenelemente (C) und REE (D) im häufigführenden Dunit LP86. Werte des Verteilungskoeffizienten D von Chazot et al. (1996), D_{Sr} im Amphibol von Adam & Green (2003). Werte für Hostlava von Neumann et al. (2000). [In ppm]

Anders sieht es im phlogopitführenden Dunit LP515 aus. Die LIL- und HSF-Elemente (Rb, Ba, Sr, Nb, Ta, Ti) sind im Amphibol gegenüber Klinopyroxen angereichert, und es gelten hier diesbezüglich dieselben Überlegungen wie oben für den Wehrlit LP4-12 und Dunit LP86 diskutiert. Zusätzlich sind im

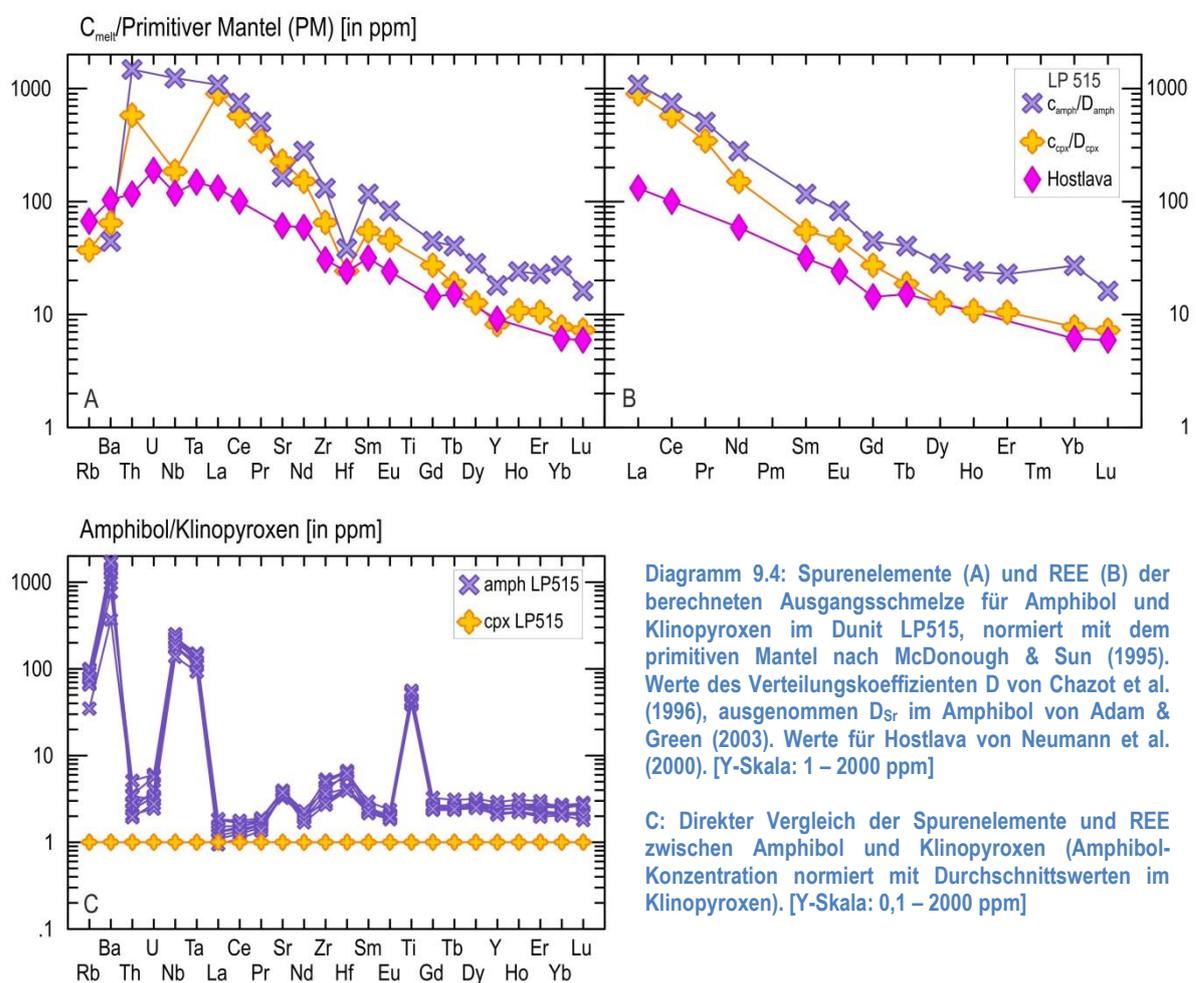
Dunit LP515 bis auf La, Ce und Pr alle REE und die übrigen Spurenelemente im Amphibol angereichert (Diagramm 9.4 C). Ein Grund dafür könnte die Anwesenheit von Phlogopit sein. Allerdings gibt es kaum experimentelle Daten oder Untersuchungen an natürlichen Phlogopit/Schmelz-Paaren hinsichtlich der Aufnahme an Spurenelementen und REE in das Kristallgitter von Glimmer. Die wenigen verfügbaren Daten stimmen mit extrem niedrigen Kds für die meisten Spurenelemente und REE überein, bzw. liegt deren Konzentration oft unterhalb der Nachweisgrenzen. Stosch (2000) diskutiert zwar, dass vor allem die Oktaederplätze im Glimmerkristallgitter die schweren REE einbauen könnten, jedoch bewegen sich die Kd der REE zwischen 10^{-4} – 10^{-6} (Schmidt et al., 1999). Es ist daher zu erwarten, dass die REE in Anwesenheit von Amphibol und/oder Klinopyroxen eher von diesen aufgenommen werden. Das gleiche gilt auch für Th und U. Schmidt et al. (1999) stellten in ihren Experimenten mit lamproitischer Schmelze Kd um 1 für die LIL-Elemente Rb, Cs und Ba fest, mit den höchsten Werten für Ba ($Kd_{Ba} = 0,3 - 1,6$). Dagegen ergaben die Untersuchungen für Sr nur Kd-Werte unter 0,1. Diese Beobachtungen decken sich mit den Ergebnissen von Krmíček et al. (2014), die die Verteilung der Spurenelemente zwischen Phlogopit und Klinopyroxen in lamprophyrischen Gängen in Křižanovice Eisenerz (Böhmischen Masse, Tschechien) untersuchten und dabei ähnliche Kd-Werte wie Schmid et al. (1999) erhielten. Während Ba, Rb und Ti in Phlogopit fraktioniert, hat die Arbeitsgruppe Th, Zr, Hf, Y und LREE im Klinopyroxen vorgefunden. Des Weiteren fügen Schmidt et al. (1999) an, dass radiogenes Sr durchaus im Phlogopit enthalten sein kann, wenn dieser entsprechend lang im lithosphärischen Mantel stabil bleibt, da der Kd_{Rb} im Phlogopit wesentlich höher ist als im Klinopyroxen und daher eher im Phlogopit angereichert wird.

Die Konzentration von Ba, Nb, Ta, Sr und Ti in den Amphibolen im Dunit LP515 weichen kaum von jenen im Wehrlit LP4-12 oder im Dunit LP86 ab, auffällig sind hingegen die höheren Werte an Th, U, Zr und Hf (Diagramm 8.5). Da gerade Ba und Ti in Phlogopit kompatibler sind als im Amphibol, wäre zu erwarten, dass letzterer im Dunit LP515 eine geringere Konzentration aufweist als jene im Wehrlit oder im Dunit LP86. Es ist somit unwahrscheinlich, dass die Anwesenheit von Phlogopit im Dunit LP515 für die Verschiebung der Spurenelemente und REE im Amphibol zum ko-existierenden Klinopyroxen verantwortlich ist. Ich halte es eher für Wahrscheinlich, dass Amphibol und Klinopyroxen im Dunit LP515 bei zwei unabhängigen Prozessen gebildet wurden.

Analog zum Wehrlit LP4-12 und Dunit LP86 habe ich auch beim Dunit LP515 die Zusammensetzung einer hypothetischen Schmelze, aus der Amphibol und Klinopyroxen kristallisiert haben können, mit den Daten der Hostlava (Neumann et al., 2000) verglichen. Für die Berechnung der Schmelze wurde ebenfalls die Kd-Werte nach Chazot et al. (1996) sowie den Kd_{Sr} im Amphibol nach Adam & Green (2003) verwendet. Die Diagramm 9.4 A und B zeigen, dass die hypothetische Schmelze für den

Klinopyroxen wie schon im Wehrlit LP4-12 und im Dunit LP86 annähernd der Hostlava ähnelt. Die Anreicherung besonders der HREE, aber auch von Th und U, ist hier gleichermaßen vorhanden.

Bei den Amphibolen weichen vor allem die Konzentrationen der HREE von den ko-existierenden Klinopyroxenen merklich ab, sie sind auch im Vergleich mit den Amphibolen im Wehrlit LP4-12 und im Dunit LP86 stärker angereichert. Daraus folgt, dass die Schmelze, aus der sich Amphibol gebildet hat, stark an HREE angereichert war, und sich dahingehend sowohl von der Lava der Eruption von 1677 - 1678 als auch von der hypothetischen Schmelze für den Klinopyroxen unterscheidet. Dies unterstützt darüber hinaus die Annahme, dass die Phlogopitgänge mit Amphibol bereits vor dem Transport des Dunit in geringere Tiefen vorhanden waren.



10 Fazit

Die Reihe an untersuchten Mantelxenolithen vom San Antonio Vulkan, La Palma, umfasst hauptsächlich Spinell-Harzburgite und Spinell-Dunite sowie je einen Spinell-Lherzolit und Wehrlit. Aufgrund der vorliegenden und diskutierten Daten komme ich zu folgenden Schlussfolgerungen:

- 1) Die chemischen Zusammensetzung von Olivin, Ortho- und Klinopyroxen und Spinell sowie der verschwindend geringe Anteil an Lherzolit innerhalb der untersuchten Peridotite deuten auf einen verarmten, ozeanischen lithosphärischen Mantel unter La Palma hin. Alle Gesteinsproben mit zwei Ausnahmen plotten innerhalb des *Olivine-Spinel-Mantle-Array-Feldes* (OSMA) und sind somit Peridotite, die zudem eine partielle Aufschmelzung von 15 – 25 % erfuhren. Die zwei Ausnahmen, Wehrlit LP4-12 und Dunit LP86 sind durch metasomatische Prozesse überprägt.
- 2) Eine siliziumuntersättigte Schmelze initiierte in den Harzburgiten und im Lherzolit inkongruentes Schmelzen des Orthopyroxens, wobei sich sekundärer Olivin, Si-reiche Schmelze und sekundärer Klinopyroxen gebildet haben. Orthopyroxen und sekundärer Klinopyroxen befanden sich bei Temperaturen zwischen 900 – 1100 °C im Gleichgewicht.
- 3) Die Si-reiche Schmelze reagierte mit Olivin unter Bildung von sekundärem Klinopyroxen in Schmelzadern und Schmelzgängen. Diese sind stark angereichert an LREE (*light rare earth elements*) gegenüber den HREE (*heavy rare earth elements*). Dies wird als Hinweis auf eine kryptische Metasomatose durch eine CaO-führende, alkalische Si-reiche Schmelze interpretiert.
- 4) Der Wehrlit LP4-12 hat vor der Metasomatose eine Dunitisierung eines Harzburgits erfahren. Der breite Amphibolgang ist das Ergebnis einer Schmelzinfiltration, von dem Schmelze in den Peridotit perkolierte und eine modale Metasomatose bedingte.
- 5) Die modale Metasomatose im Wehrlit LP4-12 und im Dunit LP86 führte zur Bildung von Amphibol und Klinopyroxen. Letztere sind wie in den Harzburgiten und im Lherzolit stark an LREE im Vergleich zu den HREE angereichert. Zusätzlich weisen diese höhere Konzentrationen an Nb, Ta, Zr, Hf und Ti auf als die Klinopyroxene in den Harzburgiten und im Lherzolit.
- 6) Häüyn ist im Dunit LP86 als letzte Phase während der letzten Aufstiegsetappe kristallisiert.
- 7) Die berechneten Zusammensetzungen der metasomatischen Schmelzen an Seltenerd-Elementen und Spurenelementen weisen Ähnlichkeiten zur Hostlava auf, sind jedoch nicht mit dieser ident.
- 8) Die Phlogopit-Amphibol-Gänge im Dunit LP515 existierten bereits vor der Aufnahme des Mantelxenoliths in die Hostlava und anschließendem Transport Richtung Erdoberfläche. Hostlava konnte entlang von Schwachstellen zwischen den Gängen und Peridotit in diesen eindringen. Im Zuge dessen wurde Phlogopit instabil und reagierte mit der infiltrierenden Hostlava. Durch die Reaktion zwischen Hostlava und Olivin kam es zur Bildung von feinkörnigem Klinopyroxen

zwischen Olivin und Phlogopit. Die Gläser zwischen Phlogopit, Amphibol und Klinopyroxen weisen eine tephri-phonolitische Zusammensetzung auf.

Referenzen

- Adam J.**, Green T., 2003: The influence of pressure, mineral composition and water on trace element partitioning between clinopyroxene, amphibole and basanitic melts. *Eur. J. Mineral.*, 15, S. 831 - 841.
- Anguete F.**, Hernán F., 1975: A propagating fracture model versus a hot spot origin for the Canary Islands. *Earth Planet Science Letter* 27, S. 11 - 19.
- Anguete F.**, Hernán F., 2000: The Canary Islands origin: a unifying model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 103, S. 1 - 26
- Arai S.**, 1994: Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationship: Review and Interpretation. *Elsevier Chemical Geology*, 113, S. 191 - 204.
- Best M.G.**, 2003: *Igneous and metamorphic petrology*, 2. Auflage. Blackwell Publishing
- Bodinier J.C.**, Menzies M.A., Shimizu N., Frey F.A., McPherson E., 2004: Silicate, Hydrous and Carbonate Metasomatism at Lherz, France: Contemporaneous Derivatives of Silicate Melt-Harzburgite Reaction. *Journal of Petrology* 45 (2), S. 299 – 320.
- Bonadiman C.**, Beccaluva L., Coltorti M., Siena F., 2005: Kimberlite-like Metasomatism and 'Garnet Signature' in Spinel-peridotite Xenoliths from Sal, Cape Verde Archipelago: Relics of a Subcontinental Mantle Domain within the Atlantic Oceanic Lithosphere. *Journal of Petrology* 46 (12), S. 2465 - 2493.
- Bosshard E.**, MacFarlane D. J., 1970: Crustal structure of the western Canary islands from seismic refraction and gravity data. *Journal of Geophysical Research* 75, S. 4901 - 4918.
- Bowles J.F.W.** [Hrsg], Howie R.A., Vaughan D.J., Zussmann J., 2011: *Rock-forming minerals*, 5A, Non-silicates: Oxides, Hydroxides and Sulphides. 2. Auflage, The Geological Society, London.
- Brey, G.P.**, Koehler, T., 1990: Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31, S. 1353–1378.
- Canales J. P.**, Danobeitia J., 1998: The Canary Islands swell: a coherence analysis of bathymetry and gravity. *Geophysical Journal International* 132, S. 479 - 488.
- Carpenter R.L.**, Edgar A.D., Thibault Y., 2002: Origin of spongy textures in clinopyroxene and spinel from mantle xenoliths, Hessian depression, Germany. *Mineral petrol* 74, S. 149 - 162
- Carracedo J.C.**, Pérez Torrado F.J.P., Ancachea E., Meco J., Hernán F., Cubas C.R., Casillas R., Rodríguez Badiola E., Ahijado A., 2002: Cenozoic volcanism II: the Canary Islands. In: Gibbons W., Moreno T. (Hrsg): *The Geology of Spain*. The Geological Society, London
- Carracedo J. C.**, Badiola E. R., Guillou H., de la Nuez J., Pérez Torrado F. J., 2001: Geology and Volcanology of La Palma and El Hierro, Western Canaries. *Estudios Geol.*, 57; S 175 - 273
- Carracedo J. C.**, Day S., 2002: *Canary Islands (Classic Geology in Europe 4)*. Terra Publishing
- Carracedo J. C.**, Day S., Guillou H., Rodríguez Badiola E., 1996: The 1677 eruption of La Palma, Canary Islands. *Estudios Geologicos* 52, S. 103 - 114
- Carracedo J. C.**, Day S., Guillou H., Rodríguez Badiola E., Canas J. A., Pérez Torrado F. J., 1998: Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands. *Geological Magazine* 135 (5), S. 591 - 604
- Carracedo J. C.**, Troll V. R., 2013: *Teide Volcano: geology and eruptions of a highly differentiated oceanic stratovolcano*. (Aus der Reihe: Active volcanoes of the world) Springer-Verlag.
- Carracedo J. C.**, Troll V. R., 2016: *The Geology of the Ganary Islands*. Elsevier.

- Carracedo J.C.**, Day S., Guillou H., Gravestock Ph., 1999: Later stages of volcanic evolution of La Palma, Canary Islands: Rift evolution, giant landslides, and the genesis of the Caldera de Taburiente. *Geological Society of America Bulletin*, 111 (5), S 755 - 768.
- Carroll M.R.**, Rutherford M.J., 1985: Sulfide and sulfate saturation in hydrous silicate melts. *Proceedings of the Fifteenth Lunar and Planetary Science Conference, Part 2. Journal of Geophysical Research* 90 Supplement, S. C601 - C612.
- Chang L.L.Y.**, Howie R.A., Zussmann J., 1998: Rock-forming minerals, 5B, Non-silicates: Sulphates, Carbonates, Phosphates, Halides. 2. Auflage, The Geological Society, London.
- Charzot G.**, Menzies M.A., Harte B., 1996: Determination of partition coefficients between apatite, clinopyroxene, amphibole, and melt in natural spinel lherzolites from Yemen: Implications for wet melting of the lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol. 60 (3), S. 423 - 437
- Clauser Ch.**, 2016: Einführung in die Geophysik. Globale und physikalische Felder und Prozesse in der Erde. 2. Auflage. Springer Spektrum
- Coltorti M.**, Beccaluva L., Bonadiman C., Faccini B., Ntaflos Th., Siena F., 2004: Amphibole genesis via metasomatic reaction with clinopyroxene in mantle xenoliths from Victoria Land, Antarctica. *Lithos* 75, S. 115 - 139.
- Coltorti M.**, Beccaluva L., Bonadiman C., Salvini L., Siena F., 2000: Glasses in mantle xenoliths as geochemical indicators of metasomatic agents. *Earth and Planetary Science Letters* 183, S. 303 - 320
- Condie K. C.**, 2005: Earth as an evolving planetary system. Elsevier Academic Press
- Condie K. C.**, 2011: Earth as an evolving planetary system. 2. Auflage. Elsevier Academic Press
- De La Nuez, J.** (1984). El complejo intrusivo subvolcánico de la Caldera de Taburiente, La Palma (Canarias). Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 401 págs.
- Deer W.A.**, Howie R.A., Wise W.S., Zussmann J., 2004: Rock-forming minerals, 4B, Framework silicates: Silica Minerals, Feldspaths and the Zeolites. 2. Auflage, The Geological Society, London.
- Deer W.A.**, Howie R.A., Zussmann J., 1997: Rock-forming minerals, 2B, Double-chain silicates. 2. Auflage., The Geological Society, London.
- Deer W.A.**, Howie R.A., Zussmann J., 2001: Rock-forming minerals, 1A, Orthosilicates. 2. Auflage, The Geological Society, London.
- Deer W.A.**, Howie R.A., Zussmann J., 2001: Rock-forming minerals, 2A, Single-chain silicates. 2. Auflage, The Geological Society, London.
- Dillon W. P.**, Sougy M. A., 1974: Geology of West Africa and Canary and Cape Verde Islands. In: Nairn A. E., Stehli F. G. (eds) *The Ocean Basins and Margins, Vol. 2: The North Atlantic*. Plenum Press, New York, S. 315 - 390.
- Filmer P.E.**, McNutt M. K., 1989: Geoid anomalies over the Canary Islands Group. *Marine Geophysical Research* 11 (2), S. 77 - 87.
- Fleet M.E.**, Deer W.A., Howie R.A., Zussmann J., 2003: Rock-forming minerals, 3A, Sheet silicates: Micas. 2. Auflage, The Geological Society, London.
- Gagel C.**, 1910: Die mittelatlantischen Vulkaninseln. *Handbuch regionale Geologie* 10, S. 1 - 32. Heidelberg
- Geldmacher J.**, Hoernle K., Bogaard P.v.d., Duggen S., Werner R., 2005: New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age and geochemical data from seamounts in the Canary and Madeira volcanic provinces: Support for the mantle plume hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters* 237, S. 85- 101

- Gill R.C.O.**, 1996: Chemical fundamentals of geology. 2. Auflage, Chapman & Hall
- Goldschmidt V.M.**, 1954: Geochemistry. Clarendon Press, Oxford.
- Griffiths, R. W., & Campbell, I. H.** (1990). Stirring and structure in mantle plumes. *Earth and Planetary Science Letters* 99, S. 66–78.
- Grunau, H.R.; Lehner, P.; Cleintuar, M.R.; Allenbach, P.; Bakker, G.**, 1975: New radiometric ages and seismic data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands), and Sao Tome (Gulf of Guinea). *Progress in Geodynamics*, S. 89 - 118.
- Guillon H., Carracedo J.C., Paris R., Pérez-Torrado F.J.**, 2004: Implications for the early shield-stage evolution of Tenerife from K/Ar ages and magnetic stratigraphy. *Earth Planet Science Letter* 222, S. 599 - 614.
- Gurenko A.A., Hoernle K.A., Sobolev A.V., Hauff F., Schmincke H.U.**, 2010:: Source components of the Gran Canaria (Canary Islands) shield stage magmas: evidence from olivine composition and Sr–Nd–Pb isotopes. *Contrib. Mineral. Petrol.* 159, S. 689 - 702
- Hansteen T.H., Klügel A., Schmincke H.-U.**, 1998: Multi-stage magma ascent beneath the Canary Islands: evidence from fluid inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132, S. 48 - 64.
- Harte B.** (1977): Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallisation textures in olivine-bearing xenoliths. *Journal of Geology* 85, S. 279 - 288.
- Harte B., Hunter R.H., Kinny P.D.** (1993): Melt geometry, movement and crystallization, in relation to mantle dykes, veins and metasomatism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Physical and Engineering Sciences* 342, S. 1 - 21.
- Hassan I., Peterson R.C., Grundy H.D.**, 1985: The structure of lazurite, ideally $\text{Na}_6\text{Ca}_2(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})\text{S}_2$. *Acta Crystallographica C* 41, S. 827 - 832.
- Haughton D.R., Roeder P.R., Skinner B.J.**, 1974: Solubility of sulfur in mafic magmas. *Economic Geology* 69, S. 451 - 467.
- Hieronimus C.F., Bercovici D.**, 1999: Discrete alternating hotspot islands formed by interaction of magma transport and lithospheric flexure. *Nature* 397, S. 604 - 607.
- Hinz K., Dostmann H., Fritsch J.**, 1982: The continental Margin of Morocco: Seismic Sequences, Structural Elements and Geological Development. In: von Rad U., Hinz K., Sarnthein M., Seibold E. (eds): *Geology of the Northwest African continental Margin*, S. 34 - 60. Springer
- Ionov D.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.**, 1997: Volatile-bearing minerals and lithophile trace-elements in the upper mantle. *Chem.Geol.* 141, S. 153 - 184
- Jaques A.L., Green D.H.**, 1980: Anhydrous melting of peridotites at 0 - 15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73, S. 287 - 310.
- Kelemen P.**, 1990: Reaction between ultramafic and fractionating basaltic magma I: Phase reactions, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunit. *Journal of Petrology* 31, S. 51 - 98
- Kelemen P.B., Joyce D.M., Webster J.D., Holloway J.R.**, 1990): Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma I: Experimental investigation of reaction between olivine tholeiite and harzburgite at 1150 - 1050 °C at 5 kbar. *J Petrol* 31, S. 99 - 134.
- King S. D.**, 2007: Hotspots and edge-driven convection. (*Geological Society of America*) *Geology* 35 (3), S. 223 - 226
- Klügel A.**, 1998: Reactions between mantle xenoliths and host magma beneath La Palma (Canary Islands): Constraints on magma ascent rates and crustal reservoirs. *Contrib. Mineral. Petrol.* 131, S. 237 - 257

- Klügel A.**, Hansteen Th. H., Galipp K., 2005: Magma storage and underplating beneath Cumbre Vieja volcano, La Palma (Canary Islands). *Elsevier Earth and Planetary Science Letters* 236, S. 211 - 226.
- Klügel A.**, Hoernle K.A., Schmincke H.U., White J.D.L., 2000: The chemically zoned 1949 eruption on La Palma (Canary Islands): petrologic evolution and magma supply dynamics of a riftzone eruption. *J. Geophys.Res.* 105, S. 5997 - 6016.
- Krmíček L.**, Halavínová M., Romer R.L., Vašinová Galiová M., Vaculovič T., 2014: Phlogopite/matrix, clinopyroxene/matrix and clinopyroxene/phlogopite trace-element partitioning in a calc-alkaline lamprophyre: new constrains from the Křižanovice minette dyke (Bohemian Massif). *Journal of Geoscience* 59, S. 87 - 96.
- Le Maitre**, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendation of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press.
- Leake B.E.**, Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Hawthorne F.C., Kato A., Kirsch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., et al., 1997: Nomenclature of Amphibole: Report of the subcommittee on amphibole of the International Mineralogy Association, commission on new mineral names. *The Canadian Mineralogist*, 35, S. 219 - 246.
- Leake B.E.**, Woolley A.R., Birch W.D., Burke E.A.J., Ferraris G., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kirsch H.J., Krivovichev V., Schumacher J.C., Stephenson N.C.N., Whittaker E.J.W., 2004: Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. *American Mineralogist*, 89, S. 889 - 887.
- LeBas M.J.**, LeMaitre R.W., Streckeisen A., Zanetti B., 1986: A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica-diagram. *Journal of Petrology* 27, S. 745 - 750.
- Lesnov F.P.**, 2010: Rare earth elements in ultramafic and mafic rocks and their minerals. Main types of rocks, *Rock-forming Minerals*. Taylor & Francis Group, London.
- Masson D. G.**, Watts A. B., Gee M. J. R., Urgelés R., Mitchell N. C., Le Bas T. P., et al., 2002: Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth Sci. Rev.* 57, S. 1 - 35.
- McDonough W.F.**, Sun S.S., 1995: The composition of the Earth. *Elsevier Chemical Geology*, 120, S. 223 - 254.
- Mercier J-C. C.**, Nicolas A. (1975): Textures and Fabrics of Upper-Mantle Peridotites as Illustrated by Xenoliths from Basalts. *Journal of Petrology* 16, S. 454 - 487.
- Moine B.N.**, Grégoire M., O'Reilly S.Y., Sheppard M.F., Coltín J.Y., 2001: High field strength element fractionation in the upper mantle: evidence from amphibole-rich composite mantle xenolith from Kerguelen Islands (Indian Ocean). *J. Petrol* 42, S. 2145 - 2168.
- Montelli R.**, Nolet G., Dahlen F.A., Masters G., 2006: A catalogue of deep mantle plumes: New results from finite-frequency tomography. *Geochemi. Geophys. Geosyst* 7, S. 1 - 69
- Montelli R.**, Nolet G., Dahlen F.A., Masters G., Engdahl E.R., Hung S.-H., 2004: Finite-Frequency Tomography Reveals a Variety of Plumes in the Mantle. *Science* 303, S. 338 - 343.
- Morimoto N.**, Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussmann J., et al., 1988: Nomenclature of pyroxenes. Subcommittee on Pyroxenes, Commission on New Minerals and Mineral Names, International Mineralogical Association. *American Mineralogist*, Vol. 73, S. 1123 - 1133
- Morimoto N.**, Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussmann J., et al., 1989: Nomenclature of pyroxenes. Subcommittee on Pyroxenes, Commission on New Minerals and Mineral Names (CNMMN), International Mineralogical Association (IMA). *Mineralogical Journal* Vol. 14 No. 5, S. 198 - 221.

- Neumann E.-R.**, Griffin W.L., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., 2004: The Evolution of the Upper Mantle beneath the Canary Islands: Information from Trace Elements and Sr isotope Ratios in Minerals in Mantle Xenoliths. *Journal of Petrology* 45, S. 2573 - 2612.
- Neumann E.R.**, Sorensen v.B., Somonsen S.L., Johnsen K., 2000: Gabbroic xenoliths from La Palma, Tenerife and Lanzarote, Canary Islands: evidence for reactions between mafic alkaline Canary Islands melts and old oceanic crust. *Journal of volcanology and Geotherman REsearch* 103, S 312 - 342
- Neumann E.-R.**, Wulff-Pedersen E., 1997: The Origin of Highly Silicic Glass in Mantle Xenoliths from the Canary Islands. *Journal of Petrology* 38(11), S. 1513 - 1539.
- Niida K.**, Green D., 1999: Stability and chemical composition of pargasitic amphibole in MORB pyrolyte under upper mantle conditions. *Contrib. Minerl. Petrol.* 135, S. 11 - 40.
- Norman M.D.**, 1998: Melting and metasomatism in the continental lithosphere: laser ablation ICPMS analysis of minerals in spinel lherzolites from Australia. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 130, S. 240 - 255.
- Ntaflos Th.**, Bizimis M., Abart R., 2017: Mantle xenoliths from Szentbékálla, Balaton: Geochemical and petrological constraints on the evolution of the lithospheric mantle underneath Pannonian Basin, Hungary. *Lithos* 276, S. 30 - 44.
- Oberti R.**, Della Ventura G., Cámara F., 2007: New amphibole compositions: natural and synthetic. *Rev. Mineral. Geochem* 67, S. 89 - 123.
- Oberti R.**, Vannucci R., Zanetti A., Tiepolo M., Brumm R., 2000: A crystal chemical re-evaluation of amphibole/melt and amphibole/clinopyroxene DTi values in petrogenetic studies. *American Mineralogist* 85, S. 407 - 419.
- Okrusch M.**, Matthes S., 2009: Mineralogie. Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. 8. Auflage. Springer Spektrum
- Okrusch M.**, Matthes S., 2014: Mineralogie. Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. 9. Auflage. Springer Spektrum
- O'Reilly S.Y.**, Griffin W.L., 2012: Mantle Metasomatism (Chapter 12) in: Harlov D.E. and Austrheim H. (eds): *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock*, Lecture Notes in Earth System Sciences, Springer-Verlag
- Philpotts A.R.**, Ague J.J., 2009: Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. 2. Auflage (4. Druckausgabe). Cambridge University Press.
- Rieder M.**, 2001: Mineral nomenclature in the mica group: the promise and the reality. *Eur. J. Mineral* 13, S. 1009 - 1012.
- Rollinson H.**, 1993: Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Pearson Education Limited, Longman Group, UK.
- Rothe P.**, 2008: Kanarische Inseln (Sammlung Geologischer Führer Bd. 81). Gebrüder Bornträger
- Schmidt K.H.**, Bottazzi P., Vannucci R., Mangel K., 1999: Trace element partitioning between phlogopite, clinopyroxene and leucite lamproite melt. *Earth and Planetary Science Letter* 168, S. 287 - 299.
- Schmincke H.U.**, 2010: Vulkanismus. 3. überarbeitete Auflage. Primus-Verlag
- Schmincke H.U.**, Sumita M., 2010: Geological evolution of the Canary Islands : a young volcanic archipelago adjacent to the old African continent. Görres Druckerei und Verlag GmbH, Koblenz

- Shaw** C.S.J., 1999: Dissolution of orthopyroxene in basanitic magma between 0,4 and 2 GPa: further implications for the origin of Si-rich alkaline glass inclusions in mantle xenoliths. *Contrib Mineral Petrol* 135, S. 114 - 132.
- Shaw** C.S.J., Heidelberg F., Dingwell D.B., 2006: The origin of reaction textures in mantle peridotite xenoliths from Sal Island, Cape Verde: the case for "metasomatism" by host lava. *Contrib. Mineral Petrol* 151, S. 681 - 697.
- Shaw** C.S.J., Thibault Y., Edgar A.D., Lloyd F.E., 1998: Mechanisms of orthopyroxene dissolution in silica-undersaturated melts at 1 atmosphere and implications for the origin of silica-rich glass in mantle xenoliths. *Contrib Mineral Petrol* 132, S. 354 - 370.
- Staudigel** H., Feraud G., Giannerini G., 1986: The history of intrusive activity on the island of La Palma (Canary Islands). *J. Volcanol. Geoth. Res.* 27, S.299- 322.
- Staudigel** H., Schmincke H.-U., 1981 Structural evolution of a seamount: evidence from the uplifted intraplate seamount on the island of La Palma, Canary Islands. *EOS* 62, 1075
- Staudigel** H., Schmincke H.-U., 1984: The Pliocene Seamount Series of La Palma, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research* 89, S. 11195 - 215.
- Stets** J., Wurster P., 1982: Atlas and Atlantic - Structural Relations. In: von Rad U., Hinz K., Sarnthein M., Seibold E. (eds): *Geology of the Northwest African continental Margin*, S. 69 - 85. Springer
- Stosch** H.G., 2000: *Geochemie der Seltenen Erden. Vorlesungs-Skript 1988 - 1993 mit Ergänzungen von 1998 und Sommer 2000.*
- Streckeisen**, A. (1974). Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau* 63, S. 773-786.
- Tauson** V.L., Akimov V.V., Sapozhnikov A.N., Koznetsov K.E., 1998: Investigation of the stability conditions and structural-chemical transformations of Baikal Lazulite. *Geochemistry International* 36, S. 717 - 733.
- Taylor** D., 1967: The sodalite group minerals. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 16, S. 172 - 188.
- Tiepolo** M., Bottazzi P., Foley S.F., Oberti R., Vannucci R., Zanetti A., 2001: Fractionation of Nb and Ta from Zr and Hf at Mantle Depths: the Role of Titanian Pargasite and Kaersutite. *Journal of Petrology* 42 (1), S. 221 - 232.
- Tiepolo** M., Oberti R., Zanetti A., Vannucci R., Foley S.F., 2007: Trace-Element Partitioning Between Amphibole and Silicate-Melt. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* 67, S. 417 - 452.
- Tiepolo** M., Vannucci R., Oberti R., Foley S., Bottazzi P., Zanetti A., 2000: Nb and Ta incorporation and fractionation in titanian pargasite and kaersutite: crystal-chemical constraints and implications for natural systems. *Earth and Planetary Science Letters* 176, S. 185 - 201.
- Tiepolo** M., Zanetti A., Oberti R., 1999: Detection, crystal-chemical mechanisms and petrological implications of [6]Ti⁴⁺ partitioning in pargasite and kaersutite. *European Journal of Mineralogy* 11, S. 345 - 354.
- Urgelés** R., Canales M., Baraza J., Alonso B., 1998: Seismostratigraphy of the western flanks of El Hierro and La Palma (Canary Islands): a record of Canary Island volcanism. *Mar. Geol.* 146, S. 225 - 241

- Vannucci R.**, Bottazzi P., Wulff-Pedersen E., Neumann E.-R., 1998: Partitioning of REE, Y, Sr, Zr and Ti between clinopyroxene and silicate melts in the mantle under La Palma (Canary Islands): implications for the nature of the metasomatic agents. *Earth and Planetary Science Letters* 158, S. 39 - 51.
- Walker G.P.I.**, 1990: Geology and volcanology of the Hawaiian Islands. *Pacific Science* 44 (4), S. 315 - 347
- Watson E.B.**, Brenan J.M., Baker D.R., 1990: Distribution of fluids in the mantle. In: Menzies M.A. (ed) *Continental Mantle*. Clarendon, Oxford, UK.
- White W. M.**, 2013: *Geochemistry*. Wiley-Blackwell, John Wiley & Sons
- Wilson J.T.**, 1963: A possible origin of the Hawaiian Islands. *Can. J. Phys.* 41, S. 863 - 870
- Wilson M.**, 2007: *Igneous Petrogenesis. A global tectonic approach*. Springer Spektrum
- Winter J. D.**, 2014: *Principles of Igneous Metamorphic Petrology*. 2. Auflage, Pearson Education
- Witt-Eickschen G.**, Kaminsky W., Kramm U., Harte B., 1998: The nature of young vein metasomatism in the lithosphere of the West Eifel (Germany): geochemical and isotope constraints from composite mantle xenoliths from the Meerfelder Maar. *J Petrol* 39, p. 155 - 186.
- Wulff-Pedersen E.**, Neumann E.-R., Burke E.A.J., Vannucci R., Bottazzi P., Ottolini L., Gjønnnes J., Hansen V., 2000: Origin and structural character of hauyneSS in spinel dunite xenolith from La Palma, Canary Islands. *American Mineralogist* 85, S. 1397 - 1405.
- Wulff-Pedersen E.**, Neumann E.-R., Vannucci R., Bottazzi P., Ottolini L., 1999: Silicic melts produced by reaction between peridotite and infiltrating basaltic melts: ion probe data on glasses and minerals in veined xenoliths from La Palma, Canary Islands. *Contrib Mineral Petrol* 137, S. 59 - 82.
- Wulff-Pedersen E.**, Neumann E.R., Jensen B.B., 1996: The upper mantle under La Palma, Canary Islands: formation of Si-K-Na-rich melt and its importance as a metasomatic agent. *Contrib Mineral Petrol* 125, S. 113 - 139
- Zaczek K.**, Troll V.R., Cachao M., Ferreira F., Deegan F.M., Carracedo J.C. et al., 2015: Nannofossils in 2011 El Hierro eruptive products reinstate plume model for Canary Islands, *Science Report* 5 (7945), S. 1 - 5.