

Mineralogische und geochemische Charakterisierung von
orbikularen, dunitischen Xenolithen aus dem Basal Complex
von La Gomera



Diplomarbeit zur Erlangung des akademischen Grades eines
Diplomingenieurs (Master of Science)

Bernhard PRIBIL, BSc

Dezember 2014

Betreuer:

Ao. Univ.-Prof. Dr. Ronald J. BAKKER

Department Angewandte Geowissenschaften und Geophysik

Lehrstuhl für Rohstoffmineralogie, Montanuniversität Leoben, Österreich

Eidesstaatliche Erklärung

Ich erkläre an Eides statt, dass ich diese Arbeit selbständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt und mich auch sonst keiner unerlaubten Hilfsmittel bedient habe.

Affidavit

I declare in lieu of oath, that I wrote this thesis and performed the associated research myself, using only literature cited in this volume.

Leoben, am 23. November 2014

Bernhard PRIBIL



Ach was, alles Unsinn: Lava und Magma und Fumarolen
und Eruptionen – im Berg sitzt ein scheußlich schwarzer
Teufelskerl, der mit glühenden Steinen schmeißt.

M. Kruse, Urmel im Vulkan, München, 1982

DANKSAGUNG

Vielen Dank meinem Betreuer Ao. Univ.- Prof. Dr. Ronald J. Bakker, für seine kompetenten und geduldigen Hilfestellungen. Danke, dass du dir stets Zeit für die Beantwortung meiner vielen Fragen genommen hast.

Frau Dr. Federica Zaccarini sei für Ihre Hilfe an der Mikrosonde und Ihre motivierende und herzliche Art der Unterstützung gedankt.

Ein großes Dankeschön für die Unterstützung und fachlichen Anregungen an Herrn Ao. Univ. Prof. Dr. Oskar Thalhammer.

Frau Judith Bergthaler möchte ich für ihre große Hilfsbereitschaft bei administrativen und bürokratischen Problemen aller Art sehr herzlich danken.

Herrn Univ. Prof Dr. Thomas Meisel und Herrn Syed Nadeem Hussain Bokhari möchte ich für das Ermöglichen der Analysen mittels ICP-MS am Lehrstuhl für Allgemeine und Analytische Chemie ein großes Dankeschön aussprechen.

Herrn Mühlhans Helmut sei für die Präparation der Dünnschliffe und viele unverzichtbare Handgriffe an der Mikrosonde gedankt.

Der wohl größte Dank gebührt meinen Eltern und meiner Familie im Allgemeinen, die mir das Studium ermöglichten und mich in allen Vorhaben bedingungslos unterstützten.

Ein tief empfundenes Dankeschön ergeht an meine geliebte Freundin Anna-Magdalena Graf, auf die ich mich in den letzten Jahre stets verlassen konnte und die mir auch in stressigen Zeiten dazu verhalf, das Wesentliche im Auge zu behalten.

Zusammenfassung

In der ältesten geologischen Einheit von La Gomera (Kanarische Inseln), dem miozänen Basal Complex, wurden am Playa de Vallehermoso exotische, orbikulare Gesteinsgerölle (bis ca. 0,5m in Längserstreckung) gefunden. Die ursprüngliche Herkunft dieser Gerölle wird vulkanischen Dykes zugewiesen, von denen Erosionsreste in unmittelbarer Nähe der Gerölle anstehen.

Um die näheren geologischen Bedingungen der orbikularen Gesteine zu verstehen, wurden petrologisch- mineralogische Beschreibungen der verschiedenen Gesteine des Basal Complex und der angrenzenden Einheiten angefertigt und in einer geologischen Karte dargestellt.

Bei den orbikularen Geröllen handelt es sich um kugelige, dunitische Xenolithe, welche in einer feinkörnigen Matrix, vorwiegend bestehend aus Kaersutit, Chlorit, Zoisit, Titanit, Diopsid, Kalzit, Magnetit und Ilmenit, eingebettet sind. Den Kontakt beider Bereiche bildet ein schmaler Reaktionsrand, welcher aus einer modal-metasomatischen Reaktion (Olivin + Kaersutit → Tremolit + Chlorite + Titanit + Magnetit) hervorging. Der vollständige Mineralbestand des Reaktionsrandes ist wie folgt: Tremolit, Chlorit, Titanit, anhedraler Magnetit, Pyrit und Chalkopyrit sowie Reste von nicht vollständig umgewandeltem Kaersutit.

Die relativ Eisen- reichen und grobkörnigen (bis über 5mm) Olivine der Dunite sind charakterisiert durch eine Fo# ($Mg/(Fe+Mg)$) von ca. 82 %, Ca Gehalte von 500 – 5700 $\mu\text{g/g}$, NiO von 0,13 – 0,28 mass%, und MnO von 0,15 – 0,35 mass%. Des Weiteren sind die Olivine durch ein metasomatisches Ereignis von einer Anreicherung an inkompatiblen (LREE, Th, U, Ta, Nb) und mobilen (K, Rb, Ba) Elementen (bezogen auf Chondrit-, PM- und MORB Gehalte) gekennzeichnet. Sichtbare Belege dieser Metasomatose stellen Karbonat- und Magnetit- Präzipitate in Flüssigkeitseinschlüssen der Olivine dar. Ausgehend davon kann der Ursprung der Dunite als Restite einer Aufschmelzung von Mantelperidotit ausgeschlossen werden und stattdessen eine Bildung durch Akkumulation von Kristallisaten einer fraktionierenden OIB Schmelze bestimmt werden. Natürlich dekorierte Dislokationen, welche zahlreich in den Olivinen vorkommen, zeugen von einer starken plastischen Deformation der Olivine vor ihrer Beförderung an die Oberfläche. Bei den Dislokationen handelt es sich meist um Mischformen von Stufen- und Schraubenversetzungen. In den Olivinen eingeschlossene, überwiegend idiomorphe Spinell- Phasen werden von Chrom- reichen Ferromagnetiten gebildet. Eine Besonderheit stellen Spinell- Phasen mit „Donut Textur“ dar. Dies sind Sonderformen von ringförmigen Spinellen mit eingeschlossenen Pargasit- und Glasphasenverwachsungen.

Kalzitadern, welche eine Vielzahl der plutonischen Gesteine durchkreuzen, enthalten sowohl regelmäßige wie unregelmäßige Flüssigkeitseinschlüsse eines H_2O - NaCl Systems. Die durchschnittliche Salinität der Fluide beträgt 0,66 mass% NaCl bei einem Molvolumen von ca. 21 cm^3/mol und einer Dichte von 0,87 g/cm^3 . Die minimale Homogenisierungstemperatur des Fluids wurde mit 210 °C bestimmt. Die Adern bildeten sich durch hydrothermale Alteration von eindringendem Meerwasser und entgasendem CO_2 in den basischen Gesteinen und können als Folge, durch die Metasomatose an Ca und CO_2 , übersättigter Fluide diskutiert werden.

Abstract

Exotic orbicular grains (up to 0,5m in longitudinal direction) have been found at the Playa de Vallehermoso, in the miocene Basal Complex, which is the oldest geological unit of La Gomera (Canary Islands). These grains are present in rock fragments that are erosion residuals of nearby outcropping volcanic dykes.

The petrological and mineralogical descriptions of the varying rocks of the Basal Complex and the adjacent units have been used to design a geological map, which is necessary to understand the geological context of these orbicular grains

The orbicular grains are nodules of dunitic xenoliths, which are embedded in a fine-grained matrix of kaersutite, with minor amounts of chlorite, zoisite, sphe, diopside, calcite, magnetite and ilmenite. The contact between these zones is formed by narrow reaction rims, which have been generated by modal metasomatic reactions (olivine + kaersutite \rightarrow tremolite + chlorite + titanite + magnetite). The complete mineralogy of the reaction rim is: tremolite, chlorite, sphe, magnetite, pyrite, chalkopyrite as well as relics of not completely reacted kaersutite.

The relatively Fe rich and coarse grained olivines of the dunites are characterised by a Fo# (Mg/(Fe+Mg)) of 82 %, Ca contents of 500-5700 $\mu\text{g}/\text{gram}$, NiO of 0,13-0,28 mass% and MnO of 0,15-0,35 mass%. Furthermore, the olivines are marked by an enrichment in incompatible (LREE, Th, U, Ta, Nb) and mobile (K, Rb, Ba) elements due to metasomatic processes, compared to chondrite, PM and MORB contents. Visible evidences of the metasomatism are magnetite and carbonatic precipitates in fluid inclusions within the olivines. Based on this data, a formation of the dunites as restites through a melting process of mantle peridotite can be excluded. Instead the genesis of the originally dunite is determined by olivine accumulation in a fractionating OIB melt. Naturally decorated dislocations, occurring in dense networks within the olivines, act as documents of a strong plastic deformation affecting the olivines before they were carried to the surface. Most of the dislocations have been identified as mixtures of edge and screw dislocations. The idiomorphic spinel phases, which are included in the olivines are mainly chromium-rich ferro- magnetites. Particularities are spinel phases revealing a "donut texture". These are specific spinels of circular shape which contain inclusions of intergrowth of pargasite and glass phases.

Calcite veins, which cross most of the plutonic rocks, are hosting a large number of unregularly and regularly shaped fluid inclusions with an aqueous fluid. The average salinity of the fluids is 0,66 mass% NaCl, the molar volume is app. 21 cm^3/mol and the density is 0,87 g/cm^3 . The fluid's minimum homogenisation temperature has been determined as 210 °C. The veins formed due to hydrothermal alteration cells of infiltrating sea water and degasing CO_2 in the basic rocks. The veins can be interpreted as the result of metasomatism, which liberated Caions that combined with CO_2 from a magmatic source to carbonic veins.

INHALTSVERZEICHNIS

1	GEOLOGISCHER ÜBERBLICK.....	8
1.1	REGIONALE GEOLOGIE DER KANARISCHEN INSELN.....	8
1.2	GEOLOGIE VON LA GOMERA.....	15
1.3	GEOLOGIE VON TENERIFFA.....	19
1.4	GEOLOGIE VON LANZAROTE	21
2	METHODIK	22
2.1	MIKROSKOPIE	22
2.2	RÖNTGENFLUORESZENZANALYSE (RFA)	22
2.3	RAMAN- MIKROSPEKTROMETRIE	23
2.4	MIKROTHERMOMETRIE	24
2.5	ELEKTRONENSTRAHLMIKROSONDE (EMS)	25
2.6	INDUCTIVELY COUPLED PLASMA-MASS SPECTROMETRY (ICP-MS)	26
3	KARTIERUNG	27
3.1	AUFGABENSTELLUNG	27
3.2	ERSTELLUNG DER GEOREFERENZIERTEN KARTE	27
3.3	DIE GEOLOGISCHE KARTE: FORMATIONEN, PROFILE	27
3.3.1	<i>Basal Complex</i>	27
3.4	OLD EDIFICE	30
3.4.1	<i>Lower Old Edifice</i>	30
3.4.2	<i>Upper Old Edifice</i>	34
3.5	YOUNG EDIFICE	38
4	PETROGRAPHIE DER PROBEN.....	41
4.1	LA GOMERA	41
4.1.1	<i>Meta- Amphibolgabbro, Gom 02</i>	42
4.1.2	<i>Magnetit-Mikrogabbro, Gom 04</i>	43
4.1.3	<i>Olivingabbro, CAN 4</i>	45
4.1.4	<i>Alkali- Olivinbasalt, CAN 8</i>	45
4.1.5	<i>Meta- Amphibolgabbro, BC 22</i>	46
4.1.6	<i>Olivinklinopyroxenit, BC 25</i>	48
4.1.7	<i>Wehrlit, BC 37</i>	49
4.1.8	<i>Vulkanoklastische Brekzie, FR 2</i>	50
4.1.9	<i>Leukogratler Plagioklas- Andesit, FR 5</i>	51
4.1.10	<i>Monzonit, FR 10</i>	52
4.1.11	<i>Basaltische vulkanoklastische Brekzie, FR 13</i>	54
4.2	TENERIFFA	54
4.2.1	<i>Basalt, CAN 38</i>	54
4.2.2	<i>Klinopyroxenit- Xenolith, CAN 39</i>	55
4.3	LANZAROTE	57
4.3.1	<i>Peridotitischer Xenolith, LZ 1</i>	57
5	DIE DUNITISCHEN ORBIKULAREN XENOLITHE	59
5.1	FUNDSTELLE	59
5.2	ALLGEMEINES ÜBER ORBIKULAR- GESTEINE.....	62
5.3	PETROGRAPHIE.....	64
5.3.1	<i>Gom 1, Gom 2, Gom 03</i>	64
5.3.2	<i>X3</i>	83
5.3.3	<i>X6a</i>	83
5.3.4	<i>X 6b</i>	84
6	UNTERSUCHUNGEN AN FLÜSSIGKEITSEINSCHLÜSSEN	85
6.1	EINSCHLÜSSE IN DEN OLIVIN-XENOLITHEN	85
6.2	EINSCHLÜSSE IN HYDROTHERMALEN, SEKUNDÄREN KALZITADERN	88

7	UNTERSUCHUNGEN AN OLIVIN- UND SPINELLPHÄNOKRISTALLEN VERSCHIEDENER KANARISCHER INSELN	92
7.1	EMS	92
7.1.1	<i>Olivin</i>	92
7.1.2	<i>Spinell- Phasen</i>	99
7.2	ICP-MS	105
7.2.1	<i>Chondrit Normierung: REE- Verteilung</i>	106
7.2.2	<i>Primitiv Mantle Normierung: Spurenelement- Verteilung</i>	108
7.2.3	<i>MORB Normierung: Spurenelement- Verteilung</i>	109
7.3	METASOMATOSE ? – VERGLEICHE MIT DER LITERATUR.....	110
8	ABSCHLIEßENDE SCHLUSSFOLGERUNGEN UND INTERPRETATION	111
8.1	DUNIT GENESE.....	111
8.2	ZUR GENESE DER ORBIKULAREN XENOLITHE	112
9	DISKUSSION UND OFFENE FRAGEN	114
10	LITERATURVERZEICHNIS	115
11	ANHANG	121
11.1	PROBENLISTE	121
11.2	MESSDATEN UND BERECHNUNGEN.....	124
11.2.1	<i>Flüssigkeitseinschlüsse im Kalzit</i>	124
11.2.2	<i>Olivin</i>	126
11.2.3	<i>Spinell – Phasen</i>	131
11.2.4	<i>OH- hältige Phasen</i>	135
11.2.5	<i>ICP-MS und RFA</i>	143
11.3	GEOLOGISCHE KARTE	147

1 Geologischer Überblick

1.1 Regionale Geologie der Kanarischen Inseln

Die Kanarischen Inseln stellen einen „locus classicus“ des Vulkanismus dar. Der Archipel beinhaltet 7 vulkanische Hauptinseln sowie einige Seamounts und kleinere Inseln (Abb. 1). Die Inselkette erstreckt sich auf einer Länge von rund 500km im östlichen Atlantik, wobei das östliche Ende nur ca. 100km von der Nordwest-afrikanischen Küste entfernt ist. Plattentektonisch befinden sich die Inseln auf der sich relativ langsam bewegenden afrikanischen Platte und liegen in der unmittelbaren Nähe des passiven Kontinentalrandes von Afrika. Paläomagnetische- und refraktionsseismische Untersuchungen klärten die vielumstrittene Frage, ob die Inseln auf jurassischer Ozeankruste liegen. Die Krustenteile wurden demnach in der ersten Phase der Öffnung des Atlantiks zwischen 180 - 150 Ma gebildet und zählen somit zu den Ältesten des Atlantiks. Unterstützt wird dies von geochemischen Studien an Xenolithen von Gran Canaria, La Palma und Lanzarote von SCHMINCKE ET AL. (1998) und von Gran Canaria von HOERNLE (1998). Des Weiteren wurde nach Untersuchungen von ROEST ET AL. (1992) die Lage und das Alter der magnetischen Anomalien M25 (156 Ma) und S1 (175 Ma) bestimmt, zwischen denen sich die Kanarischen Inseln befinden. Bei der knapp östlich von Fuerteventura verlaufenden Anomalie S1 wird davon ausgegangen, dass es sich um die Grenze zwischen ozeanischer und kontinentaler Kruste handelt.

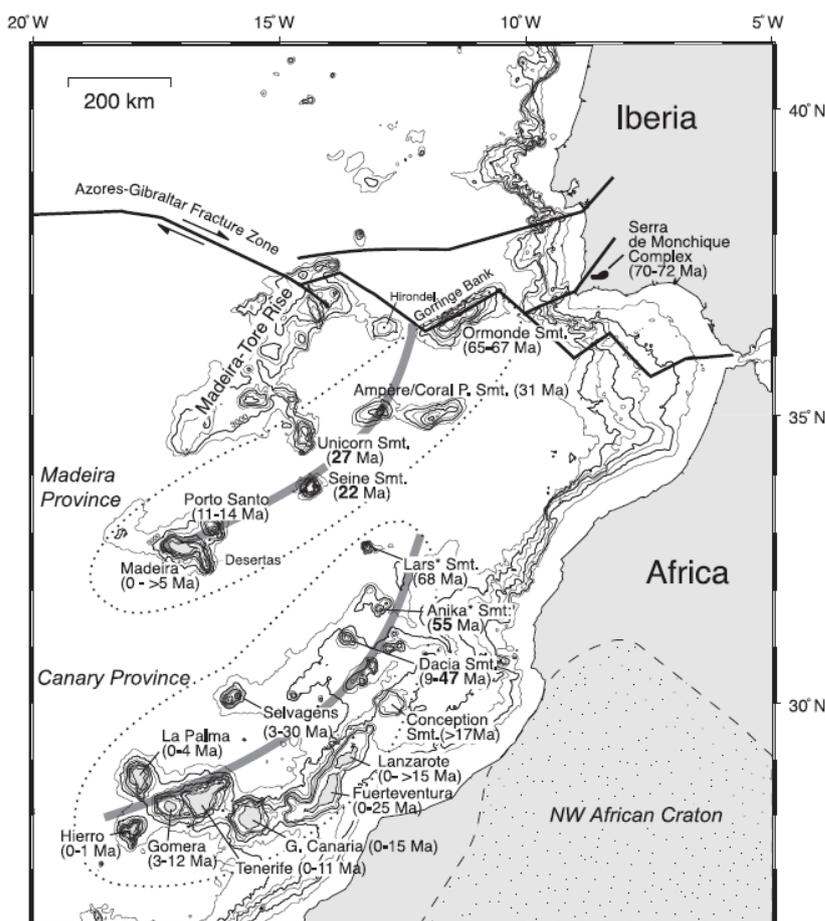


Abb. 1: Karte der Seamounts und Inseln des zentralen, nord-östlichen Atlantiks. Punktierte Felder markieren Zonen der Madeira- und Kanarischen vulkanischen Provinz. Dunkelgraue Linien kennzeichnen wahrscheinliche Hot Spot Spuren (aus Geldmacher et al., 2005)

Die vulkanische Aktivität der Kanaren begann mit dem Seamount „Lars“ vor ca. 68 Ma in der Kreide. Die erste subaerische Phase setzte mit Fuerteventura im Miozän ein und zog sich mit abnehmenden Alter (einige Ausnahmen vorbehalten) Richtung Westen fort (siehe Abb. 1). Generell zeigt der Archipel, wie andere Inselketten auch, mehrere Phasen der Entstehung, welche nach WALKER (1990) in eine Submarine-, Schild-, Erosions- und Wiederkehrende Phase eingeteilt werden können. Die einzelnen Inseln befinden sich momentan in drei verschiedenen Phasen: Fuerteventura, Lanzarote und Gran Canaria in der Post- Erosions Phase, La Gomera im Post- Schild Gap und Teneriffa, La Palma und El Hierro in der Schildphase (Abb. 2). Die jüngsten Ereignisse vulkanischer Aktivität wurden 2011 vor El Hierro verzeichnet.

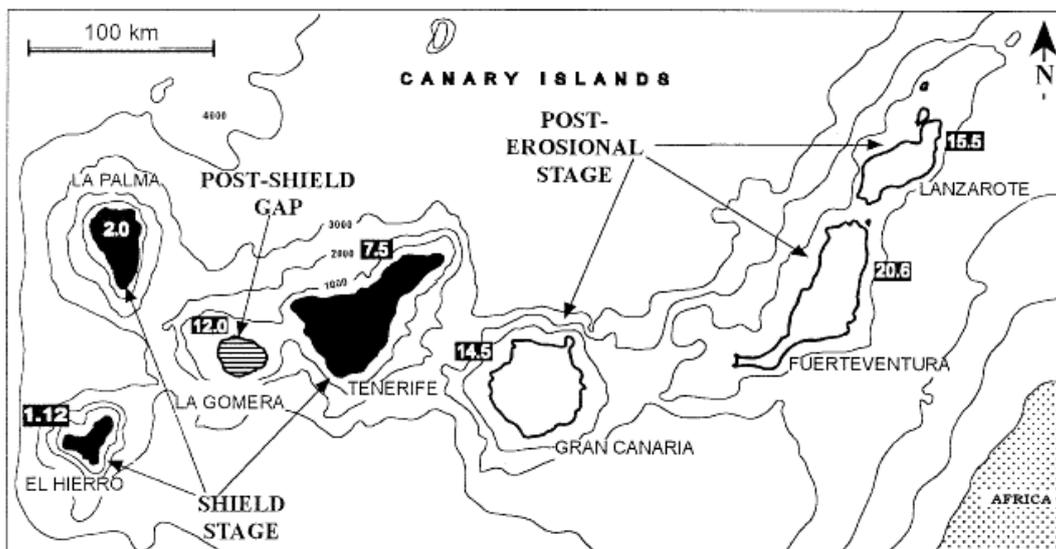
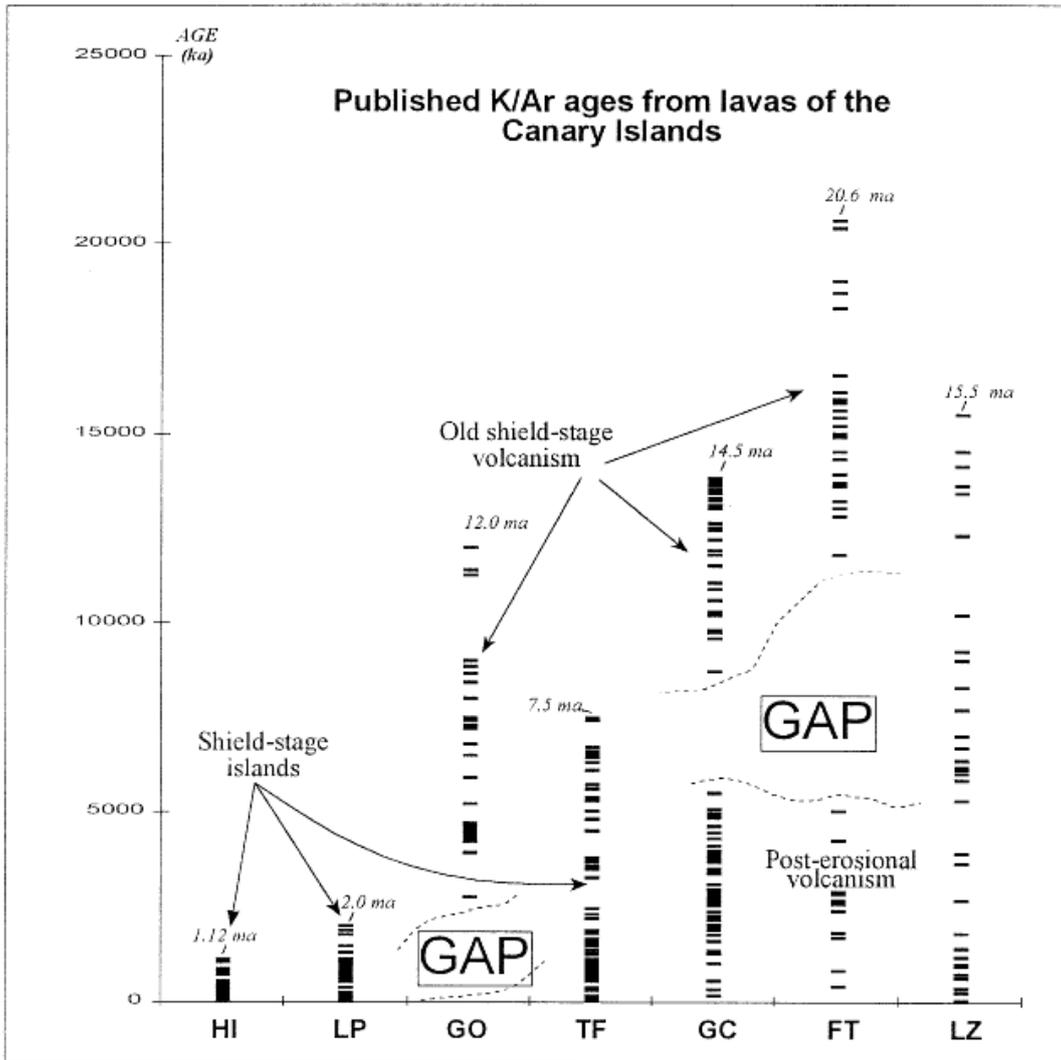


Abb. 2: Alter (aus K-Ar Daten) und Aktivitätsphasen der einzelnen Kanarischen Inseln (aus Carracedo, 1998).
 HI...El Hierro; LP...La Palma; GO...La Gomera; TF...Teneriffa; GC...Gran Canaria;
 FT...Fuerteventura; LZ...Lanzarote

Vorkommende Gesteinstypen variieren sehr stark und beinhalten nahezu alle Mitglieder der ozeanischen alkalischen Sippe: Tholeiitische und alkalische Olivin- Basalte, Tephrite, Rhyodaci-

te, Rhyolithe, Trachyte, Phonolithe, Nephelinite, Melilitite, Basanite, Pantellerite, Comendithe und Karbonatite. Der Hauptcharakter der Basalte ist alkalisch, wobei untergeordnet auch Tholeiithe vorkommen. Zahlreiche Sr-Nd-Pb Isotopenuntersuchungen deuten die Kanarische Magmen-Quelle als komplexe Mischung unterschiedlicher Komponenten, wie HIMU (Quelle aus dem unteren Erdmantel mit hohen U/Pb- (= μ)-Werten), EM (enriched mantle), DM (depleted mantle) (ANGUITA UND HERNÁN, 2000).

So klar und einfach die Inselentstehung auf den ersten Blick durch das „Hotspot- Model“ erscheinen mag, offenbaren sich jedoch bei genauerer Betrachtung eine Reihe von Ungereimtheiten, welche die Kanaren als klassische vulkanische Inselkette wie etwa Hawaii in Frage stellen. Die Schwierigkeiten bei der Erklärung durch einen Hotspot sind folgende:

- 1) Das räumliche Abseits einiger Inseln zur Hotspot- Spur und abweichende Alter,
- 2) die lange Aktivität einzelner Inseln (z.B. Fuerteventura mit > 20Ma) mit zyklisch wiederkehrendem Vulkanismus,
- 3) die große zeitliche und räumliche Variation der Geochemie der Vulkanite,
- 4) die sehr geringe Subsidenz der Inseln,
- 5) die geringe Schmelzproduktion,
- 6) die Abwesenheit eines bathymetrischen Hochs

Im Vergleich mit der Inselkette von Hawaii liegen die Hauptunterschiede in den geochemischen Charakteristika. Auf Hawaii bilden Tholeiite den Hauptmagmentyp der Schildphase. Alkali Basalte und SiO₂- arme Magmen treten in der Post- Erosionsphase auf. Auf den Kanaren variiert der Magmentyp in beiden Phasen viel stärker. Weiters ist die Magmenproduktion auf Hawaii um ein Vielfaches größer. Auch die tektonischen Gegebenheiten mit Scherzonen, Flower- Structures und rotierten Blöcken auf der kanarischen Inselkette stimmen nicht mit Hawaii überein (CARRACEDO, 1998).

Die unterschiedlichen geochemischen Magmentypen der verschiedenen Phasen der Inselentstehung kommen prinzipiell durch verschiedene Aufschmelzgrade des Mantelperidotites durch den Mantle Plume zustande. Abb. 3 zeigt zur Veranschaulichung ein Model mit einem Schnitt durch die ozeanische Kruste des südöstlichen Teils der Hawaiianischen Inselkette (BEST, 2003).

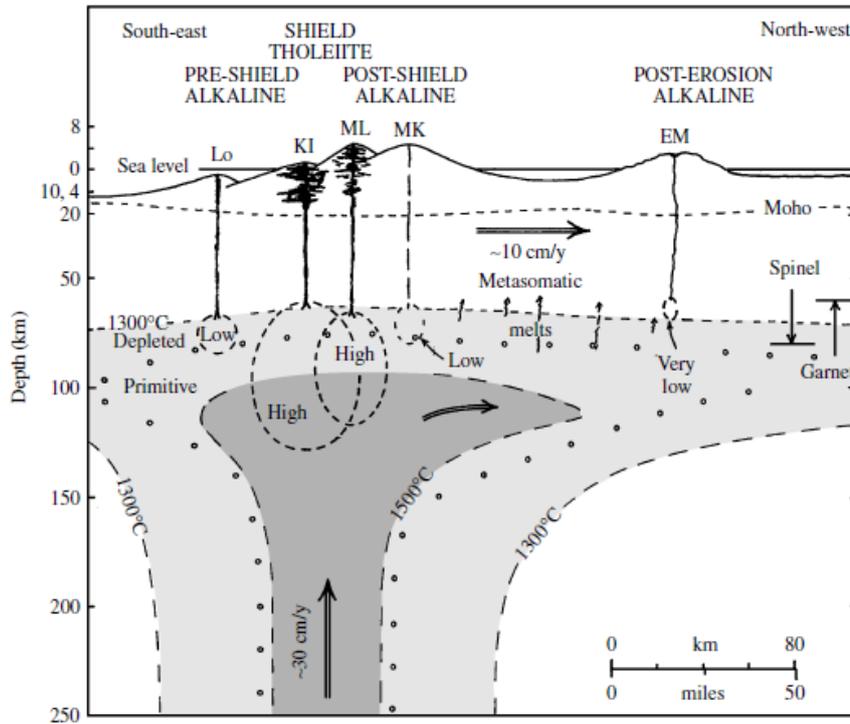


Abb. 3: Schematischer Schnitt durch das südöstliche Ende der Inselkette Hawaii mit ihrem unterliegendem Mantle Plume. Die alkalinen Magmen der Prä-Schildphase sind durch einen niedrigeren Aufschmelzgrad (low, strichlierter Kreis) gegenüber der Schildphase (high) gekennzeichnet. Lo...Loihi; KI...Kilauea; ML...Mauna Loa; MK...Mauna Kea; EM...E.Molokai

Neben der Hotspot- Theorie gab es in der Vergangenheit eine Vielzahl weiterer Versuche die Entstehung der Kanarischen Inseln zu erklären.

ANGUITA UND HERNÁN (2000) brachten einen neueren Beitrag mit ihrer Theorie des „Unifying Models“. Eine flache thermische Anomalie unter den Kanaren, Nordafrika und Westeuropa (die allerdings nicht bis in den unteren Erdmantel reicht), hervorgebracht nach geophysikalischen Studien von HOERNLE ET AL. (1995), deuten sie als das Relikt eines fossilen Mantle Plumes. Der ursprüngliche Plume wird von ihnen mit der Öffnung des zentralen Atlantiks gegen Ende der Trias in Zusammenhang gebracht. Magmen von Resten dieses Plumes steigen entlang von Bruchzonen auf und führen so zum Vulkanismus auf den Kanaren und im Atlas Gebirge mit dessen komplizierten Geometrien. Unterstützt wird die These von der Tatsache, dass sowohl im Atlas und auf den Kanaren tektonische Strukturen derselben Art und Orientierung vorhanden sind. Das mesozoische Failed Arm Rift und die alpidische Orogenese im Miozän werden als Grund für den Zusammenhang der Tektonik des Atlas und der Kanaren gesehen. Als Förderbahnen der Magmen zählen Zeiten mit extensionalem Spannungsregime und durch Kompression entstandene „Flower- Structures“ (Abb. 4).

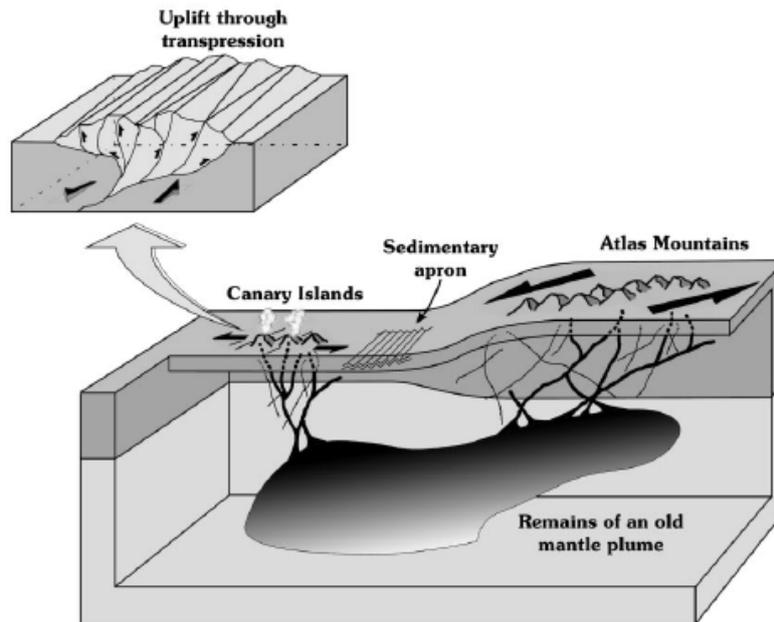


Abb. 4: Schematische Darstellung des „Unifying Models“ von Anguita und Hernán, 2000.

Kritikpunkt dieses Modells stellt die ungeklärte Frage dar, warum sich bei der Kanarischen- und der benachbarten Madeira- Inselkette zwei parallel verlaufende Bruchzonen mit in etwa derselben zeitlichen und räumlichen Entwicklung ausbilden sollten.

Darum sehen GELDMACHER ET AL. (2005) immer noch das Hotspot- Modell für die beste Lösung. Sie modifizieren allerdings in ihrem veröffentlichten Konzept den klassischen Hotspot um kleinräumige Mantel- Konvektionszellen, einer sogenannten „Edge Driven Convection“ (EDC). Hier befördern thermische Gradienten zwischen dem alten und kalten Westafrikanischen Kraton und der heißeren Asthenosphäre unter der dünneren ozeanischen Lithosphäre unterschiedliche Magmensippen in einer Konvektionszelle im Kreis (Abb. 5). Durch eine Wechselwirkung mit heterogenen Mantle Plume Blobs (nach einem Modell von HOERNLE UND SCHMINCKE, 1993) kommt es so zu einer Vermischung von einerseits heißem und kaltem Material und andererseits auch Magmen verschiedener Herkunft. Es würden sich so sowohl Unregelmäßigkeiten in der zeitlichen und räumlichen Anordnung des Vulkanismus erklären lassen, als auch dessen Variationen bezüglich des Chemismus und der Isotopenzusammensetzungen.

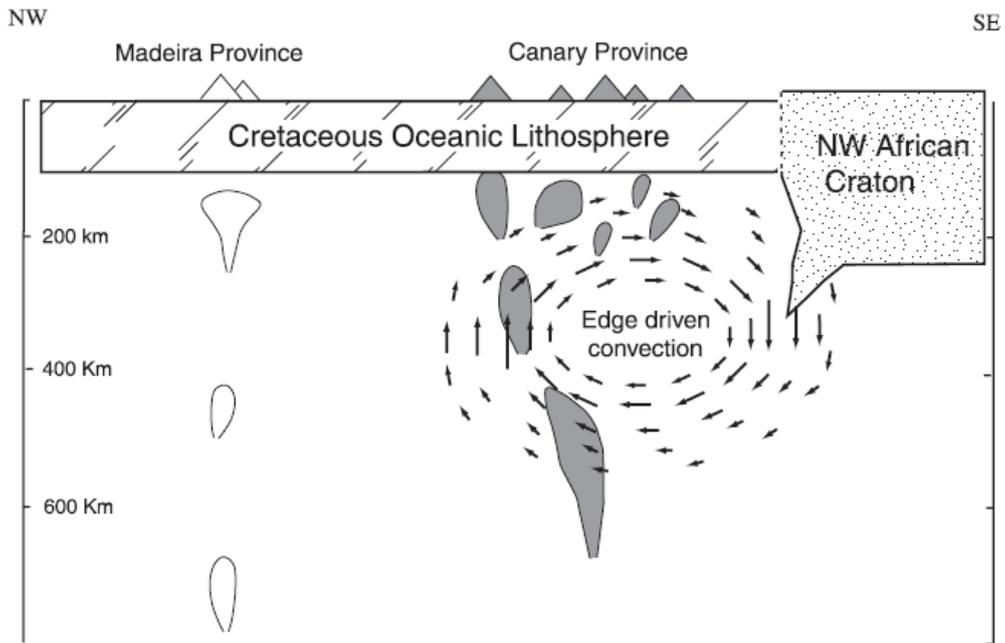


Abb. 5: Modell der Wechselwirkung eines Mantle Plumes mit dem Westafrikanischen Kraton (aus Geldmacher et al., 2005).

Ein in gewisser Weise ähnliches Modell wird von DUGGEN ET AL. (2010) vorgeschlagen. Ein sublithosphärischer Korridor (Abb. 6) zwischen dem Atlas Gebirge und dem Kanarischen Mantle Plume ist hier für den Vulkanismus in der darüber liegenden Kruste verantwortlich.

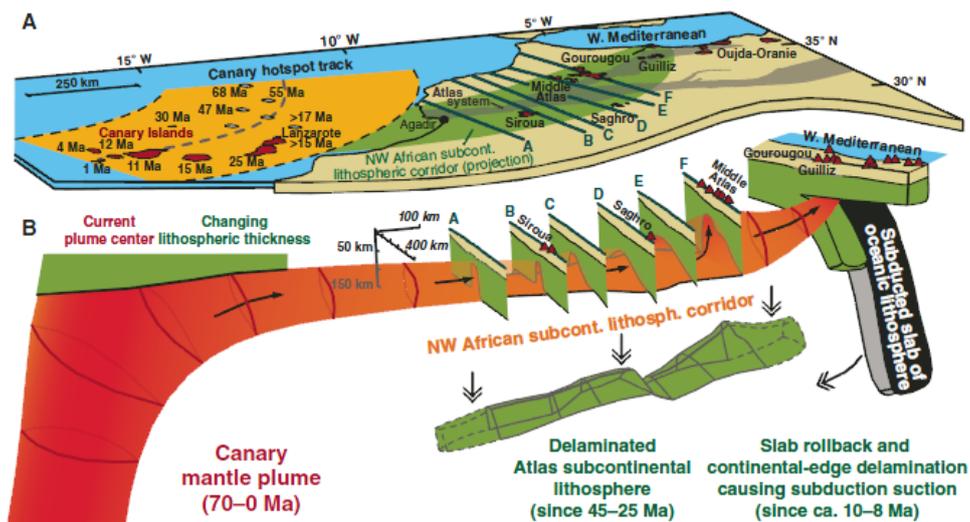


Abb. 6: Karte der NW Afrikanischen Platte mit darunterliegendem Magmenfluss des kanarischen Mantle Plumes durch einen subkontinentalen Korridor (aus Duggen et al., 2010).

1.2 Geologie von La Gomera

La Gomera kann als langlebiges Vulkangebilde angesehen werden das eine komplexe Entstehungsgeschichte durchlaufen hat. Das Wachstum der Insel ging grob in 3 Phasen vonstatten: 1) das „Submarine Edifice (SE)“, 2) das Old Edifice (OE) und 3) das Young Edifice (YE). Innerhalb dieser Einheiten können weitere Unterteilungen getroffen werden.

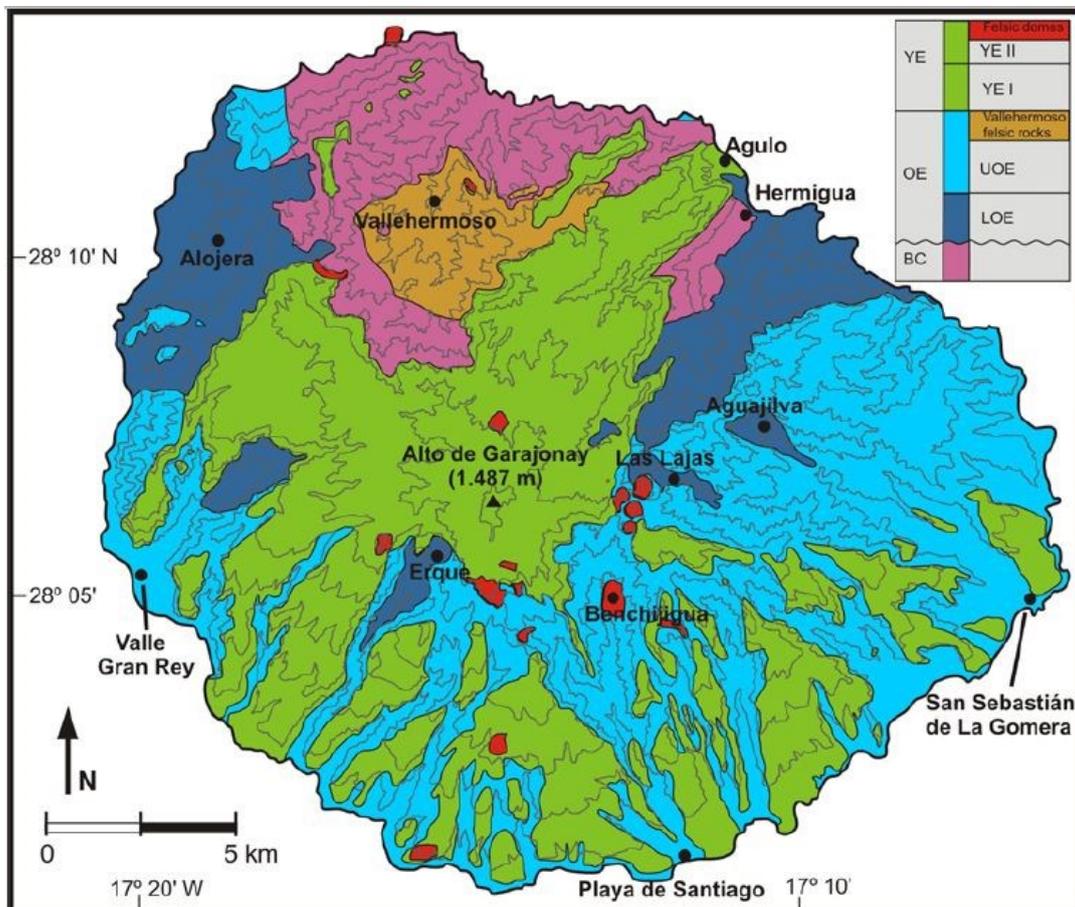


Abb. 7: Geologische Karte von La Gomera (aus Izquierdo, 2011)

VOLCANOSTRATIGRAPHIC MODEL					AGES (Ma)
Young Edifice (YE)	Young Edifice II		Trachytic Unit and Felsic Domes	Young Basalts II	2.8 - 4.6
	Young Edifice I		Young Basalts I		4.7 - 5.7
Old Edifice (OE)	Upper Old Edifice (UOE)	Upper Old Edifice II	Vallehermoso Felsic Rocks	Upper Old Basalts II	6.4 - 7.5
		Upper Old Edifice I	Eastern Felsic Rocks	Upper Old Basalts I	7.8 - 8.6
	Lower Old Edifice (LOE)		Volcanic Breccias and Lower Old Basalts		8.7 - 10.5
Basal Complex and Submarine Edifice (BC)					>15

Abb. 8: Vulkano-Stratigraphisches Modell (aus Izquierdo, 2011)

a) Der Basal Complex (aus DEMÉNY ET AL., 2010)

Der Basal Complex (BC) wird aus den ältesten Gesteinen der Insel gebildet und stellt die Unterwasser-Wachstumsphase (Submarine Edifice) dar. Er ist ausschließlich im Norden der Insel aufgeschlossen. Er besteht aus marinen Sedimenten, submarinen Vulkaniten, Plutoniten und Dykes. Die submarinen Vulkaniten beinhalten Peperite, Pillow-Laven, submarine Brekzien, vulkanoklastischen Sandsteinen und Siltsteinen. Aufgrund von Lagebeziehungen im Aufschluss sowie Kontaktmetamorphose-Erscheinungen können 3 Phasen der Magmen Intrusion differenziert werden:

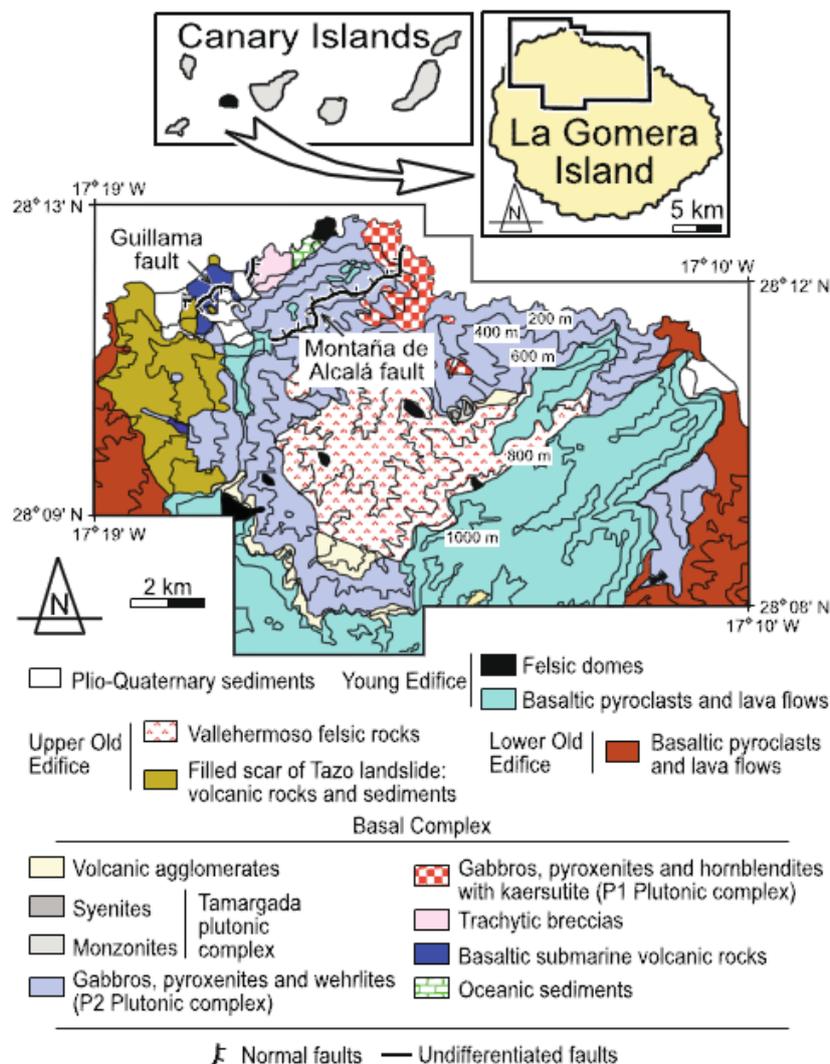


Abb. 9: Geologische Karte Submarine Edifice (aus Casillas et al., 2010)

- 1.) Amphibol-Pyroxenite, Kaersutite und Amphibol-Gabbros
- 1.1) Klinopyroxene, Amphibol-Klinopyroxene und Kaersutite: Sie enthalten entweder pinken oder farblosen Klinopyroxen, Überwachsungen von großen Kaersutitkristallen an Pyroxenen oder Magnetiten. In einigen Gesteinen treten Magnetit, Pyroxen und Apatit als idiomorphe prismatische Kristalle auf. Biotit kann Überwachsungen an Pyroxen, Kaersutit oder Magnetit bilden. Plagioklas sitzt in Zwischenräumen.

1.2) Amphibol-Gabbros und pegmatitische Amphibol-Gabbros: Sie bestehen aus prismatischen und idiomorphen farblosen oder pinken Klinopyroxen, Kaersutit, Biotit, Magnetit und kalzischen Plagioklas. Einschlüsse von Pyroxen und/oder Magnetit im Amphibol sind häufig.

2.) Wherlite, Klinopyroxene, Olivin-Gabbros und Gabbros

2.1) Olivinführende Gabbros und Gabbros: Sie bestehen aus idiomorphen oder gerundeten Olivinen, Plagioklas in Zwischenräumen, subidiomorphen pinken oder farblosen Klinopyroxen, Magnetit in Zwischenräumen, Kaersutit und Biotit der Pyroxen, Magnetit oder Olivin überwächst.

2.2) Amphibolführende alkalische Gabbros: Diese Gabbros bestehen aus idiomorphen prismatischen pinken Klinopyroxen, Plagioklas in Zwischenräumen, Magnetit, Kaersutit und Biotit der Pyroxen oder Magnetit überwächst. Apatit Einschlüsse im Kaersutit können vorhanden sein.

3.) Alkali-Gabbros, Monzodiorite und Syenite im Tamargada Complex

3.1) Alkali-Gabbros (Amphibol-Monzodiorit): Enthalten idiomorphen prismatischen Klinopyroxen, Kaersutit und Plagioklas. Subidiomorphe bis idiomorphe Biotit-, Magnetit und Apatitkristalle sind häufig. Kalifeldspat tritt in Zwischenräumen auf.

3.2) Syenite: Besteht aus subidiomorphen bis idiomorphen Pyroxen oder Kaersutit, Biotit, Na-Plagioklas und anorthitischen Feldspat und Kalzit in Zwischenräumen. Idiomorpher Magnetit und Apatit treten als Einschlüsse in Plagioklas, Feldspat und Biotit auf.

Chlorit, Epidot, Kalzit, Albit, Aktinolith, Serpentin und Oxide treten in allen oben aufgeführten Gesteinen aufgrund von hydrothermalen grünschieferfazieller Überprägung auf.

Die Dykes des BC streichen dominant in Richtung N 70 – 80° und stellen Förderschloten (Feeders) der submarinen Einheiten dar (ANCOCHEA ET AL., 2008).

b) Das Old Edifice (aus ANCOCHEA ET AL. (2006) und ANCOCHEA ET AL. (2008))

Die Gesteine des Old Edifice (OE) liegen diskordant über dem BC. Sie bilden das Grundgerüst La Gomera's und erreichen eine Höhe von ca. 1100m.

Unterschiedliche Lava Typen (Pahoehoe und Aa), die Anzahl von Dykes sowie das Auftreten von Brekzien führte zu einer weiteren Unterteilung in ein Lower Old Edifice (LOE) und ein Upper Old Edifice (UOE).

Das LOE stellt die erste subaerische Phase des Inselwachstums dar und war einst ein basaltischer Schildvulkan mit dem Zentrum in der Nähe von Vallehermoso und einem Durchmesser von rund 22km (Abb. 10, (A)).

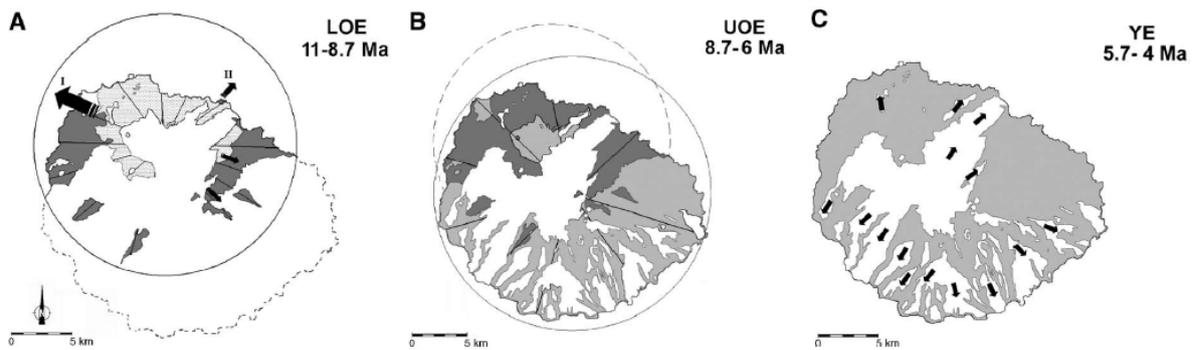


Abb. 10: Evolution der subaerischen vulkanischen Aktivität und Rekonstruktion der verschiedenen Edifices von La Gomera. (A) Lower Old Edifice und größte Massenbewegungsrichtung (schwarze Pfeile). (B) Upper Old Edifice. (C) Young Edifice und Hauptströmungsrichtungen der Lavaströme. Aus Ancochea et al. (2006).

Es umgibt den BC entlang eines Bandes und besteht aus mehrere hundert Meter mächtigen Pahoehoe Laven und geringmächtigen vulkanischen Brekzien die von mehreren Schwärmen aus mafischen und felsischen Dykes durchschlagen werden.

In der nächsten Phase (UOE) formte sich ein zweiter Schildvulkan mit 25km Durchmesser der den Ersten teilweise durchschlug (Abb. 10, (B)). Die Gesteine liegen meist konkordant auf dem LOE und liegen hauptsächlich im südlichen Teil La Gomera's. Sie umfassen eine ca. 500m mächtige Abfolge von basaltischen und trachybasaltischen Laven und Pyroklastika. Zu dieser Phase gehören auch die Gesteine des Vallehermoso-Felsic-Rocks. Diese Gesteine mit trachytischer und phonolithischer Zusammensetzung bilden radiale Dyke- Schwärme, Dome und dazugehörige intrusive Brekzien.

c) Das Young Edifice (aus ANCOCHEA ET AL. (2006))

Die dritte große Phase, das Young Edifice (YE), formte die Morphologie der Insel durch Ausströmen von mehr als 1000m mächtigen basaltischen, trachybasaltischen und trachyandesitischen Laven in die sporadisch basaltische Pyroklastika und felsische Lava-Dome (die „Roques Serie“) eingeschaltet sind (Abb. 10, (C)). Anhand von Altersdatierungen erfolgt eine Unterteilung in YE-1 und YE-2.

Der erste Abschnitt (YE-1) ist geprägt durch Ausstoß von basaltischer und trachybasaltischer Lava im Süden der Insel. Auch im Zentrum der Insel, im Garajonay National Park, sind diese Schichten aufgeschlossen, wobei sie hier einer intensiven Verwitterung mit Bodenbildung unterliegen.

Der zweite Abschnitt (YE-2) bedeckt vornehmlich den Nordosten, Südwesten und das Zentrum der Insel. Es beinhaltet die „Horizontalen Basalte“ die auch durch die Abwesenheit von Dykes und die nahezu horizontale Schichtung auffallen. Weiters kam es am Ende dieser Phase zur Bildung der sogenannten „Roques“ (span. Felsen), bei der es sich um Erosionsreste subvulkanischer Intrusiva (UOE) trachytischer bis phonolithischer Zusammensetzung handelt.

La Gomera besitzt als einzige der kanarischen Inseln keinen quartären Vulkanismus.

1.3 Geologie von Teneriffa

Teneriffa ist die größte und zugleich höchste der Kanarischen Inseln und hat eine komplexe Entstehungsgeschichte. Die Grundfeste bilden drei basaltische Massive jeweils an den Eckpunkten der Insel: Anaga im Nordosten, Teno im Nordwesten und Roque del Conde im Süden. Die Massive stellen ehemalige Schildvulkane mit Altern zwischen 3,5 und 8,5 Ma dar (ANCOCHEA ET AL., 1990). Einhergehend mit dem Aufstieg der Schildvulkane bildeten sich die Dorsal Ridge- und Santiago de Teide- Rifts aus. Nach einer Ruhephase von ca. 4 - 5 Ma bildete sich im Zentrum der jüngere Vulkan Las Cañadas, ebenfalls einhergehend mit der Entstehung 3 weiterer Rifts (Abb. 11). Die Vulkane Pico Viejo und der phonolitische Teide befinden sich inmitten der Caldera des Las Cañadas (HOERNLE UND CARRACEDO (2009), GEYER UND MARTÍ (2010)). Von uns wurden Gesteinsproben (siehe Kapitel 4) vom südöstlich liegenden Montaña Roja entnommen. Der Montaña Roja gehört dem südlichen Rift- Vulkanismus an, welcher mit der Hebung des Las Cañados entstanden ist und durch rezente vulkanische Aktivitäten gekennzeichnet ist.

Abb. 12 zeigt eine geologische Karte von Teneriffa sowie eine Detailkarte von der Gegend um El Médano mit Angabe der Lage der Probenpunkte Can38 und Can39 (aus HOERNLE UND CARRACEDO, 2009).

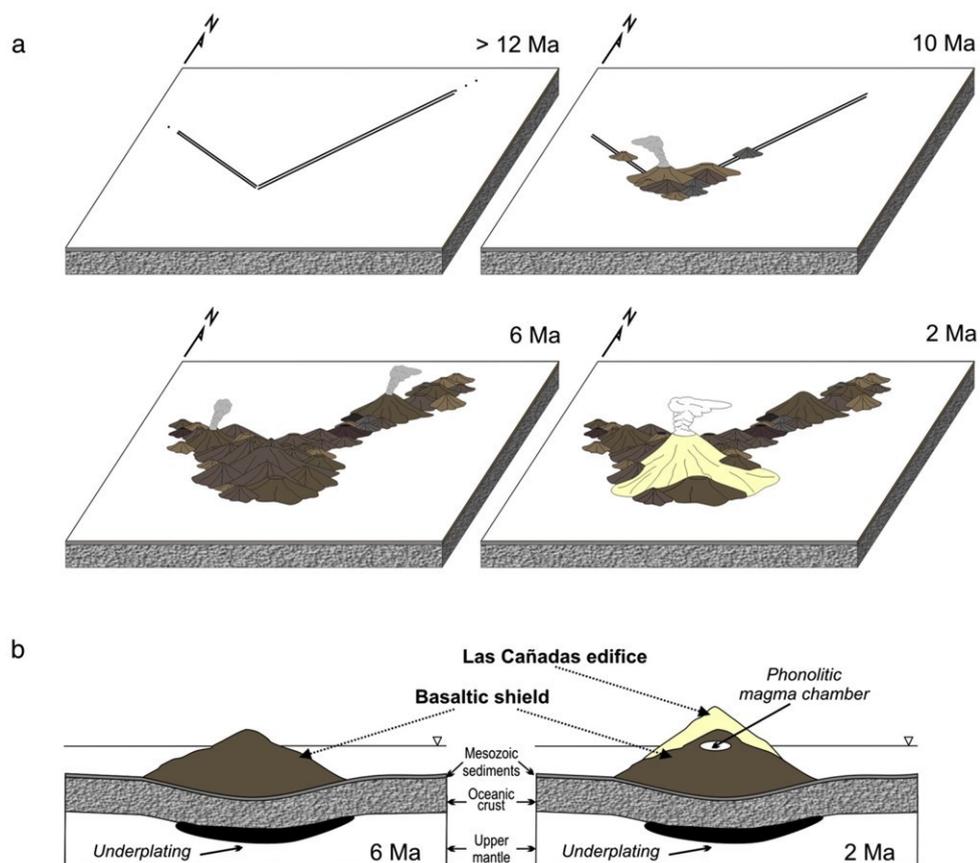


Abb. 11: a: Räumliche und zeitliche Entwicklung des 3-Arm-Rifts von Teneriffa durch Aufdomung einer Magmenkammer. b: Profil durch die Old Basaltic Series und das Cañadas Edifice (aus Geyer und Martí, 2010)

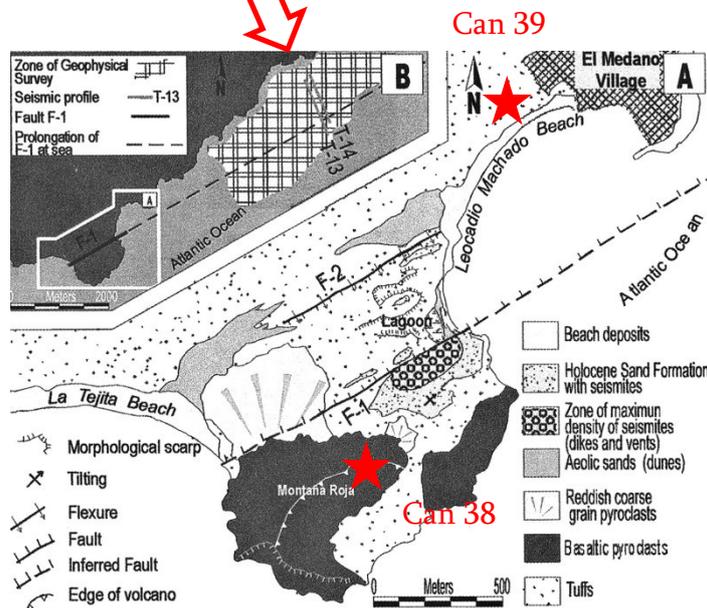
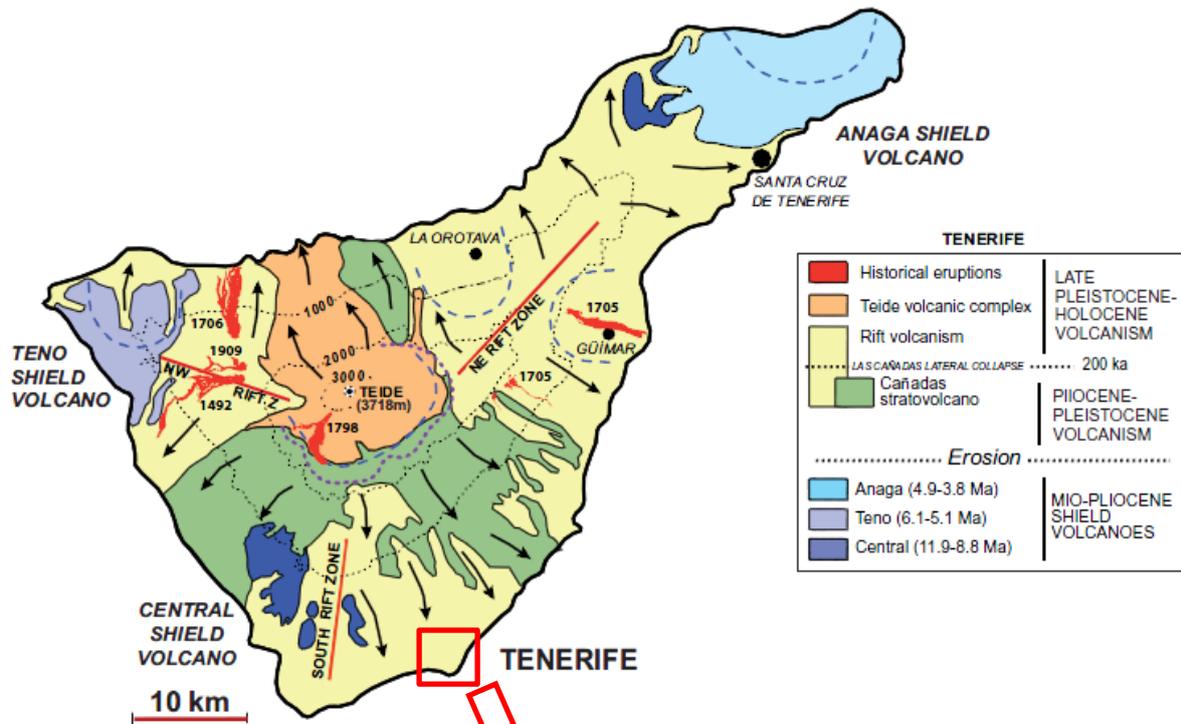


Abb. 12: Geologische Karte von Teneriffa (oben) und eine Detailkarte von El Médano mit Lage der Proben Can 38 und Can 39 (aus Hoernle und Carracedo, 2009 und Gonzalez de Vallejo et al., 2003).

1.4 Geologie von Lanzarote

Lanzarote ist die Östlichste der Kanarischen Inseln. Geologisch gesehen ist Lanzarote mit Fuerteventura verbunden, da nur ein schmaler, weniger als 40m tiefer Meeresabschnitt die beiden Inseln trennt.

Der Vulkanismus auf Lanzarote kann in 5 Serien oder Zyklen unterteilt werden: (1) 15,5 bis 12,3 Ma, (2) 10,2 bis 8,3 Ma, (3) 6,7 bis 5,3 Ma, (4) 3,9 bis 3,7 und (5) < 1,8 Ma. Es wird vermutet, dass alle subaerisch aufgeschlossenen Einheiten der Posterosionsphase angehören. Demnach muss der submarine Anteil der Insel älter als 16 Ma sein.

In dieser Arbeit wurde ein peridotitischer Xenolith aus der Caldera Montaña de los Lapas, aus der jungen Einheit des holozänen Vulkanismus näher untersucht (Kapitel 4). Der holozäne Vulkanismus wird hauptsächlich von der von 1730 bis 1736 dauernden, mächtigen Timanfaya Eruption dominiert, welche die zweitgrößte, jemals aufgezeichnete Eruption der Geschichte ist (SOLANA ET AL., 2004). Abb. 13 zeigt eine geologische Karte von Lanzarote (aus HOERNLE UND CARRACEDO, 2009).

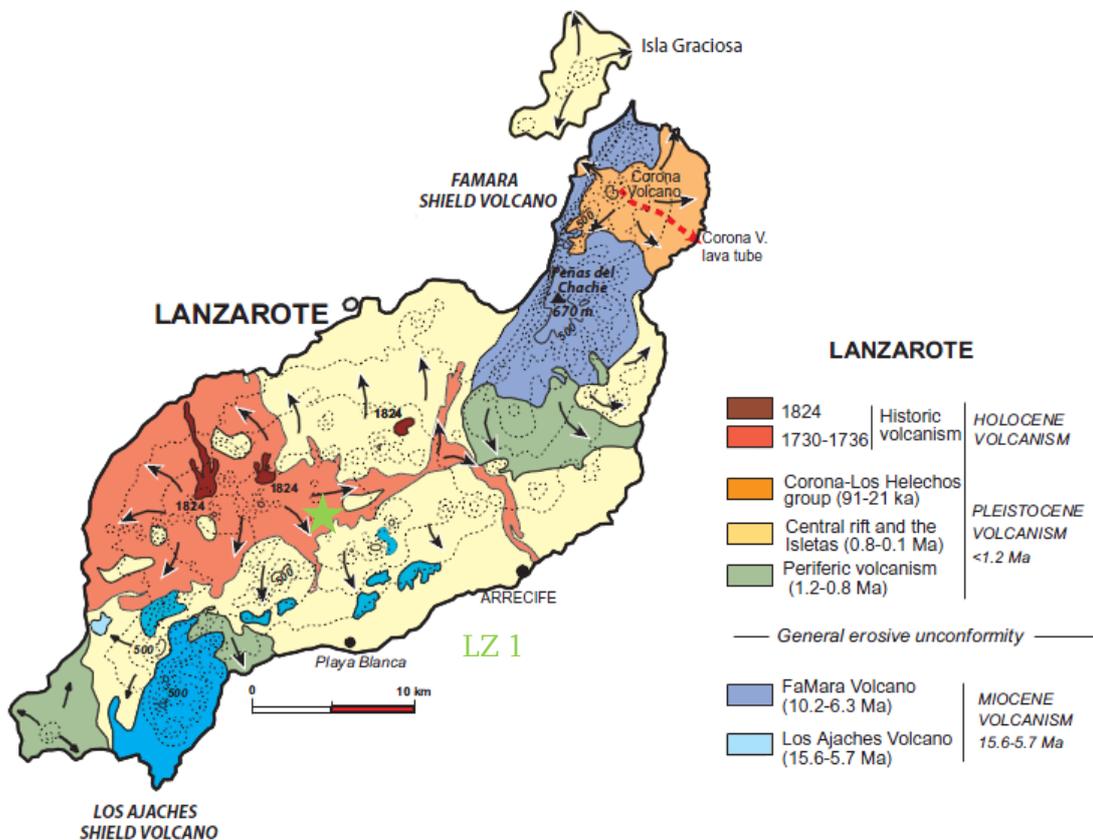


Abb. 13: Geologische Karte von Lanzarote mit Lage der Probe LZ 1 (aus Hoernle und Carracedo, 2009)

2 Methodik

2.1 Mikroskopie

Die Techniken der Auflicht- und Durchlichtmikroskopie haben große Bedeutung für die gesamten Bereiche der Geowissenschaften.

Bei der Durchlichtmikroskopie wird von unten ein monochromatischer Lichtstrahl durch einen, von der Probe angefertigten, Dünnschliff geschickt. Bei der Auflichtmikroskopie bedient man sich eines von oben kommenden Lichtstrahls, der auf der polierten Probenoberfläche reflektiert wird. Je nach physikalischen Eigenschaften der Minerale unterscheidet sich das Verhalten des Lichtstrahls und es kann unter anderem zu Interferenzerscheinungen kommen. Dadurch können wichtige Eigenschaften der Minerale wie Eigenfarbe, Reflektanz, Spaltbarkeit, Pleochroismus, optischer Charakter, Brechungsindex, Achsenwinkel, etc. erhoben und zur Identifikation benutzt werden. Weiters können wichtige Aussagen bezüglich Phasenbeziehungen, Kornform und -größe, Textur und Gefüge abgeleitet werden (z.B. MÜLLER UND RAITH, 1993).

Die in dieser Arbeit präsentierten Dünnschliffe wurden mit einem Zeiss Axio Scope A1 Mikroskop in Kombination mit EC EPIPLAN Objektiven mit 2,5-, 5-, 10-, 20-, und 50 facher Vergrößerung untersucht. Fotos wurden mit darauf montierter Zeiss Axio Cam ERc5s Kamera aufgenommen und gegebenenfalls einer digitalen Nachbearbeitung unterzogen.

2.2 Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)

Diese Analysemethode kann sowohl für Haupt- als auch viele Spurenelemente eingesetzt werden. Dazu muss zuerst eine planare Oberfläche (Schmelz- oder Pulvertabletten) der Probe hergestellt werden. Diese wird dann mit Röntgenstrahlung beschossen und angeregt. Es kommt zur Emission von Fluoreszenzstrahlung, welche von einem Strahlungsdetektor erfasst und durch Vergleich mit Standards zur qualitativen und quantitativen Bestimmung der Probenzusammensetzung herangezogen wird.

Mittels der RFA- Apparatur, genauer einem wavelength dispersive X-ray fluorescence spectrophotometer (WD-XRF AXIOS), am Lehrstuhl für Allgemeine und Analytische Chemie der Montanuniversität Leoben, wurde die Hauptelementzusammensetzung der orbikularen Gesteine analysiert. Die RFA und ICP-MS Analyse wurde mit freundlicher Unterstützung von Herrn Prof. Dr. Thomas Meisel und Syed Nadeem Hussain Bokhari (Lehrstuhl für Allgemeine und Analytische Chemie) bewerkstelligt.

2.3 Raman- Mikrospektrometrie

Die Raman- Spektroskopie kann zur qualitativen, zerstörungsfreien Identifikation von Materie aller drei Aggregatzustände (fest, flüssig, gasförmig) herangezogen werden. Dies geschieht mit Hilfe eines monochromatischen Lasers, der das zu untersuchende Objekt bestrahlt.

Das Licht wird dabei an der Probe gestreut und von einem Detektor wieder erfasst. Wenn der Laserstrahl auf die Moleküle des Objektes trifft, nehmen diese aufgrund von Schwingungs-, Rotations- und anderen Bewegungen durch die unelastische Kollision Energie des Lichtes auf. Dieser Energieverlust wird als Stokes- Streuung bezeichnet und ist für die jeweilige Verbindung spezifisch. Wenn die Moleküle bereits vibrieren, kann auch eine Anti- Stokes Streuung (= Energiegewinn) hervorgerufen werden (Abb. 14). Aufgrund des Wahrscheinlichkeitsprinzips ist diese Art der Streuung allerdings weniger intensiv, weshalb zur Identifikation zumeist die Stokes- Streuung herangezogen wird. Als dritte Form ist die Rayleigh- Streuung zu nennen, bei der eine elastische Wechselwirkung zwischen dem einfallenden Licht und der Materie auftritt.

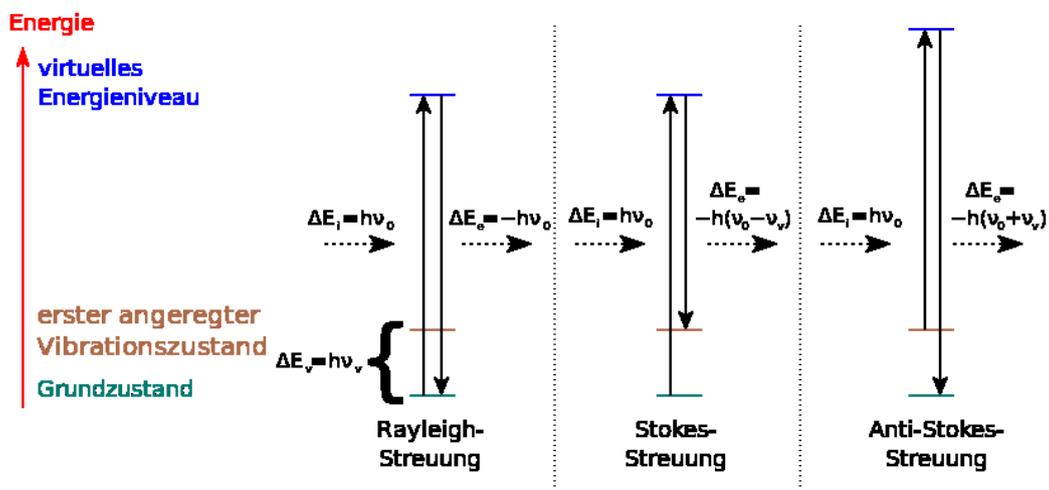


Abb. 14: Schematische Darstellung der Möglichkeiten der energetischen Änderungen von monochromatischem Licht beim Auftreffen auf Materie (aus <http://de.wikipedia.org/wiki/Raman-Streuung>).

Abb. 15 zeigt die Raman- Sonde der Montanuniversität Leoben am Lehrstuhl für Rohstoffmineralogie. Es handelt sich dabei um ein LABRAM (ISA Jobin Yvon), der einen 100 mW starken Nd-YAG Grünlaser mit 532 nm Wellenlänge besitzt. Die Messung erfolgte mit einer LMPlanFI 100x/0.8 Objektiv- Linse, welche eine Genauigkeit von $1,62 \text{ cm}^{-1}$ bei niedrigen $\Delta \nu$ (um 0 cm^{-1}) und von $1,1 \text{ cm}^{-1}$ bei hohem $\Delta \nu$ (um 3000 cm^{-1}) besitzt. Die Kalibrierung erfolgte mit Silizium (520 cm^{-1}) und Polyethylen (1062 cm^{-1} , 1128 cm^{-1} , 1169 cm^{-1} , 1295 cm^{-1} , 1487 cm^{-1} , 1439 cm^{-1} , 2848 cm^{-1} , 2881 cm^{-1}).



Abb. 15: Die Raman- Sonde am Lehrstuhl für Rohstoffmineralogie.

Die erhaltenen Raman Spektren, mit der Streuungsintensität auf der Ordinate und dem resultierenden Energieverlust als Wellenlänge in Relation zum einfallenden Laserstrahl auf der Abszisse, können mit Referenzspektren aus diversen Datenbanken (z.B. www.ruff.com) verglichen und zur Identifikation herangezogen werden.

2.4 Mikrothermometrie

Mit den Möglichkeiten der Mikrothermometrie können Informationen zur Berechnung von Druck, Temperatur und Salinität von Flüssigkeitseinschlüssen erhoben werden.

Ein beidseitig poliertes, ca. 150µm dickes Bruchstück der zu untersuchenden Probe wird dazu in die dafür vorgesehene Kammer der Vorrichtung gelegt und abgeschlossen. Mittels elektrischer Heizspule bzw. Zufuhr eines Kühlmediums (z.B. flüssiger Stickstoff) kann die Probenkammer erwärmt bzw. abgekühlt werden. Durch ein angeschlossenes Polarisationsmikroskop kann die Probe samt den Einschlüssen beobachtet werden.

Dies ermöglicht die Bestimmung der Schmelz- (T_m) und Homogenisierungstemperatur (T_h) der eingeschlossenen Phasen durch vollständiges Einfrieren und wieder Erwärmen bzw. Aufheizung bis zum Homogenisieren des Einschlusses.

Durch Vergleich der gemessenen Temperaturen mit jenen von synthetisch hergestellten Proben bekannter Zusammensetzung sowie physikalischen Berechnungen kann im Anschluss auf diverse Größen wie T_h , T_m , Salinität, etc. geschlossen werden.

Der verwendete Heiz- Kühltisch des Lehrstuhls für Rohstoffmineralogie ist ein LINKAM MDS 600 an dem mit Verwendung von flüssigem Stickstoff Temperaturen zwischen -196°C und $+600^\circ\text{C}$ eingestellt werden können.

Zur Kalibrierung wurden synthetische CO_2 und H_2O Flüssigkeitseinschlüsse mit bekannten Schmelz- bzw. Homogenisierungstemperaturen von $T_m(\text{CO}_2) = -56,6^\circ\text{C}$, $T_m(\text{H}_2\text{O}) = 0^\circ\text{C}$ und $T_h(\text{H}_2\text{O}) = 374^\circ\text{C}$ (=kritische Dichte) verwendet.

2.5 Elektronenstrahlmikrosonde (EMS)

Die Methodik der Elektronenstrahlmikrosonde ermöglicht zerstörungsfreie, qualitative / quantitative Untersuchungen zur chemischen Zusammensetzung von Feststoffoberflächen. Die polierte Oberfläche des Probenkörpers muss zuvor mit einer elektrisch leitenden Schicht (meist Kohlenstoff) bedampft werden.

Die aus einem Wolfram Filament thermisch gelösten Elektronen werden durch eine Anodenplatte auf bis zu 30kV beschleunigt und können mit magnetischen Linsensystemen bis auf ca. 1 μm Durchmesser fokussiert werden. Beim Auftreffen des fokussierten Elektronenstrahls auf den Probenkörper kommt es zur Emission von Kathodolumineszenz, kontinuierlicher Röntgenstrahlung (Bremsstrahlung) und charakteristischer Röntgenstrahlung. Letztere wird hier zur Auswertung bezüglich chemischer Zusammensetzung herangezogen.

Das wellenlängendispersive System (WDS, quantitativ) benutzt Kristallspektrometer zur Trennung der Röntgenstrahlung nach ihren Wellenlängen, das energiedispersive System (EDS, qualitativ) verwendet hingegen einen Halbleiterdetektor zur Trennung der Röntgenstrahlung nach ihren Energien. Durch den Vergleich mit bekannten Standards kann dann auf die Zusammensetzung der Probe geschlossen werden. Des Weiteren liefern freigesetzte Sekundärelektronen und rückgestreute Primärelektronen Bildinformationen zur Oberflächenbeschaffenheit.

Die in dieser Arbeit benutzte Mikrosonde befindet sich am Eugen F. Stumpfl Mikrosondenlabor des Lehrstuhls für Rohstoffmineralogie der Montanuniversität Leoben. Beim Gerät handelt es sich um eine JEOL-JXA 8200- WD/ED . Die quantitativen Analysen wurden mit 15 kV Beschleunigungsspannung bei 10 nA Stromstärke durchgeführt. Der Durchmesser des fokussierten Laserstrahls betrug ca. 1 μm . Mit Ausnahme des Kalziums, wo 60 Sekunden gemessen wurde, waren die Messzeiten der Peaks mit 20 Sekunden angesetzt. Die des Hintergrundes betragen 10 Sekunden, beim Kalzium 20 Sekunden.

Der Tabelle 1 können Informationen zu den verwendeten Standards entnommen werden.

<i>Element</i>	<i>X-ray line</i>	<i>Analyzing crystal</i>	<i>Standard</i>	<i>Detection limit (ppm)</i>
F	K α	LDE1	Fluorite	500
Na	K α	PETH	Albite	110
Mg	K α	TAP	Olivine	100
Al	K α	TAP	Adular	100
Si	K α	PETJ	Albite	120
Cl	K α	PETJ	Atacamite	90
K	K α	PETH	Adular	110
Ca	K α	PETJ	Wollastonite	50
Ti	K α	LIFH	Ilmenite	130
Cr	K α	LIFH	Chromite	120
Mn	K α	LIFH	Rhodonite	90
Fe	K α	LIFH	Chromite	100
Ni	K α	LIFH	Millerite	110
Zn	K α	LIFH	Sphalerite	120

Tabelle 1: Informationen der bei den EMS- Messungen verwendeten Standards.

2.6 Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (ICP-MS)

Die ICP- Spektroskopie zählt mitunter zu den modernsten Methoden der Analytik. Hierbei wird eine wässrige Lösung der Probe mittels Argon zerstäubt und in ein Plasma eingebracht. Das Plasma wird durch einen induzierten, hochfrequenten Strom erzeugt und durch die hohen Temperaturen (5.000-10.000°C) werden die eingebrachten Atome angeregt und ionisiert. Aus diesem Plasma werden die Ionen anschließend in das Vakuum- System des Massenspektrometers eingeführt. Dort werden die Ionen bezüglich ihrer Masse separiert. Dies ermöglicht eine sowohl qualitative als auch quantitative Analysierung der Probe. Des Weiteren ist auch die Bestimmung von Isotopenverhältnissen möglich.

Die Analysen der Spurenelemente wurden am Lehrstuhl für Allgemeine und Analytische Chemie der Montanuniversität Leoben durchgeführt. Bei dem dort zur Verfügung stehenden Gerät handelt es sich um ein ICP-MS Agilent Technologies 7500 cx. Der Aufschluss der Proben erfolgte mit Hilfe der Natriumperoxid (Na₂O₂)- Sinterungstechnik nach MEISEL ET AL. (2002). Die RFA und ICP-MS Analyse wurde mit freundlicher Unterstützung von Herrn Prof. Dr. Thomas Meisel und Syed Nadeem Hussain Bokhari (Lehrstuhl für Allgemeine und Analytische Chemie) bewerkstelligt.

3 Kartierung

Die Kartierung des Basal Complex von La Gomera fand von 13. bis 28. April 2013 statt. Als Kartengrundlage dienten topografische Karten von La Gomera im Maßstab 1:30.000, die von der Kanarischen Regierung (www.gobiernodecanarias.org) unter dem Link: <http://visor.grafcan.es/visorweb/default.php?svc=svcEspNat&lat=28.3&lng=-15.8&zoom=8&lang=es> kostenlos zur Verfügung gestellt werden.

3.1 Aufgabenstellung

Ziel der Kartierung war es, ein möglichst vollständiges Bild des Basal Complex und seiner Grenzen aufzunehmen. Dabei lag das Hauptaugenmerk auf einer möglichst umfassenden Protokollierung und Einteilung bezüglich der auftretenden Petrologie sowie der Lagebeziehungen der Gesteine und Dykes untereinander.

Eine weitere Zielsetzung war, das Vorkommen und den Fundort der, bei einer vorangegangenen Exkursion zufällig entdeckten, Orbikularen Gesteine am Playa de Vallehermoso (Basal Complex) exakt aufzunehmen sowie, wenn vorhanden, eine weitere Verbreitung auf der Insel zu klären.

3.2 Erstellung der georeferenzierten Karte

Die während der Feldarbeit generierte geologische Karte wurde eingescannt und in das Computerprogramm ArcGIS 10.1 importiert und für das WGS 1984 UTM Zone 28N mit der transversalen Mercator-Projektion georeferenziert. Gefügedaten wie die Orientierung von Dykes und GPS Daten mit Beprobungspunkten wurden in Excel aufbereitet und anschließend ebenfalls in der digitalen Karte eingefügt. Weiters wurde auch die Position von aufgenommenen Detailkartierungen angegeben. Um eine bessere Übersicht zu ermöglichen, wurde die ursprüngliche digitale Karte im Ausdruck auf eine westliche und eine östliche Karte aufgeteilt.

3.3 Die geologische Karte: Formationen, Profile

3.3.1 Basal Complex

Der Basal Complex (BC) tritt ausschließlich im Nordteil der Insel an die Oberfläche. Bei den auftretenden Gesteinen handelt es sich hauptsächlich um Gabbros, Pyroxenite, Wehrlite, Plagioklas- reiche Plutonite (Tamargada Complex), basische Pegmatite sowie eine Vielzahl unterschiedlicher mafischer und felsischer Dykes.

Die Gabbros variieren im Erscheinungsbild von sehr dunklen Typen zu Hellere mit mehr Plagioklas- Anteil, sowie in der Korngröße (siehe Schliff- und Handstückfotos im Kapitel 4). Großteils führen die Gabbros Amphibol oder Olivin neben Pyroxenen und Plagioklas. Die Gabbros

wechseln unregelmäßig mit grobkörnigen Pyroxeniten, Wehrliten und basischen Pegmatiten, wobei meist Gabbros und Pyroxenite die Hauptmasse bilden.

Unterscheidungskriterien für eine Unterteilung der (ultra-) mafischen Plutonite in eine P1 und P2 Gruppe, nach Angaben in der Literatur (z.B. DEMÉNY ET AL., 2010), konnten im Feld nicht erhoben werden. Abb. 16 (links) zeigt einen anstehenden Gabbro mit verschiedenen durchkreuzenden Gängen.



Abb. 16: Links: Gabbro mit durchbohenden Dykes; Rechts: Andesitischer Dyke mit größeren Horn-blende- Einsprenglingen.

Der plutonische Komplex wird von einem dichten Netzwerk an Dykes durchschlagen, welche als Feeder Dykes meist die Förderschloten für die Laven des jüngeren Old- und Young Edifice darstellen. An einigen Bereichen, wie unter anderem am Playa de Vallehermoso, sind die Dyke- Schwärme derart dicht, dass die ursprünglichen Host- Gesteine nicht mehr vorhanden sind. Die Mächtigkeiten ragen generell von ca. 0,01m bis max. 1,5m. Makroskopische Farbeindrücke variieren von dunkelgrau über grünlich-braun bis zu grau-weißen Tönen (Abb. 17). Dem Gefüge nach beurteilt sind aphanitische Gänge die Hauptvertreter, jedoch kommen auch porphyrisch- aphanitische Gänge mit Biotit-, Hornblende- oder Olivin- Einsprenglingen vor (Abb. 16, rechts). Auch die Orientierung der Dykes wechselt stark, eine Unterteilung in die 3 häufigsten Einfallsrichtungen lautet wie folgt: steil nach Nordnordwest, steil nach West und flach nach Nordost.

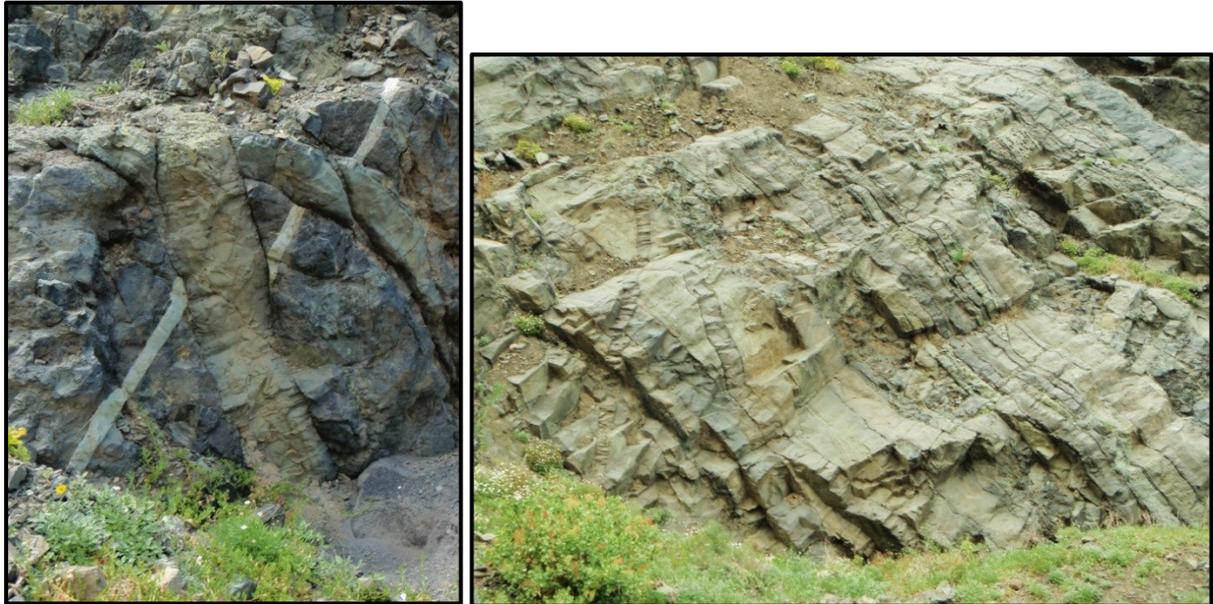


Abb. 17: Dyke- Netzwerk am Playa de Vallehermoso

Vielfach durchziehen bis zu mehrere Meter mächtige, felsische Dykes der Vallehermoso Felsic Rocks (VFR) Einheit in unregelmäßigen Verläufen den plutonischen Komplex. Diese können meist schon aus sehr großen Entfernungen ausgemacht werden und wurden in der Karte eigenständig (Felsic Dykes) angeführt (Abb. 18).



Abb. 18: Ausgedehnte felsische Gänge in den basischen Plutoniten.

In der Region um Tamargada treten Dome und Schläuche aus felsischen Plutoniten, welche in der Literatur als Syenit/Monzonit Vorkommen (Tamargada Complex) angeführt werden, auf. Die eigens entnommenen und bearbeiteten Proben stellten sich Monzonite und Plagioklasreiche Andesite heraus (siehe Kapitel 4).

Die gesamte Hügelkette des Chijeré (Nordwesten von Vallehermoso) ist von einer hydrothermalen Alteration betroffen, deren Intensität mit steigender Höhe zunimmt. Am Gipfelplateau ist das Ausmaß am Größten, der Boden und die Gesteine samt der felsischen Dykes sind fast vollständig zu einem rötlich-braunem lockerem Gries zersetzt. Mit abnehmender Höhe nimmt auch die Stärke der Alteration ab. Hier sind die basischen Gesteine meist von einem feinen Aderwerk aus kryptokristallinem Magnesit durchsetzt (Abb. 19). Durch den lockeren und bröseligen Boden ist der Chijeré topografisch durch ein untypisch flaches Relief gekennzeichnet.



Abb. 19: Hydrothermale Alteration am Gipfelplateau des Chijeré

Die westlichen Grenzen des BC konnten leider aus zeitlichen Gründen nicht vollständig erhoben werden. Sie wurden in der Karte als interpretierte Grenzen markiert. Dafür wurden auch Angaben aus der Literatur (ANCOCHEA ET AL., 2006, und DEMÉNY ET AL., 2010) unterstützend herangezogen.

3.4 Old Edifice

3.4.1 Lower Old Edifice

Das Lower Old Edifice (LOE) repräsentiert die erste subaerische Wachstumsphase, welche das Grundgerüst der Insel bildete. Die zugehörigen Vulkanite sind im bearbeiteten Gebiet nur im äußersten Osten, rund um Agulo und Hermigua, sowie auf der gegenüberliegenden Inselfeite, bei den Richtung Westen abfallenden Berghängen von Alojera und Tazo, aufgeschlossen. Die Grenze zwischen Basal Complex und stratigraphisch folgendem LOE ist scharf ausgebildet. Lithologisch handelt es sich um Basalte, die von mafischen und felsischen Dykes (Feeder Dykes für das Upper Old- und Young Edifice) durchbohrt werden (Abb. 20). Die, durch das

warme und feuchte Klima intensiven, annähernd tropischen Erosionsbedingungen auf La Gomera verhindern in den meisten Fällen in eine genauere Ansprache der Gesteine des LOE. Das für Vulkanite obligatorische feinkörnige Gefüge kann als Unterscheidungskriterium zu den Gesteinen des Basal Complex herangezogen werden.



Abb. 20: Aufschlüsse des Lower Old Edifice entlang der Straße von Hermigua nach Agulo

Auch die Anhöhe zwischen Epina und Vallehermoso (Montaña Blanca) ist von einer starken hydrothermalen Alteration beeinflusst worden. Abb. 21 zeigt einen ca. 6m mächtigen felsischen Dyke auf der Anhöhe mit stark alteriertem Nebengestein. Es wird gut sichtbar, dass durch die starke Alteration eine Zuordnung der Gesteine zu einer geologischen Formation nicht mehr eindeutig durchgeführt werden kann. Nach der gängigen Ansicht in der Literatur (z.B. ANCOCHEA ET AL., 2006) werden sie jedoch zum Basal Complex gezählt. Unklar ist auch die Zugehörigkeit einiger vulkanoklastischer Brekzien, die entlang der Straße Richtung Vallehermoso (GPS Punkt 22 in der Karte) aufgeschlossen sind. Auch sie werden in vorangegangenen Arbeiten dem BC zugewiesen.



Abb. 21: 6m mächtiger Dyke mit alteriertem Nebengestein am Sattel des Montaña Blanca

In Abb. 22 wird eine Abfolge mit schematischem Profil (H-E in der Karte) an der Grenze BC, LOE und Young Edifice (YE) rund um den Verkehrstunnel im Nordwesten von Agulo repräsentiert. In der Agulo zugewandten Seite kam es zur Ablagerung einer rund 3m mächtigen Tuff Lage zwischen YE und den Basalten des LOE. Die Tufflage und Basalte keilen zwischen bis zum Nordende des Tunnels aus. Hier liegt das YE als Basaltsäulen direkt auf den Plutoniten des BC. Vor Einsetzen des YE bildete sich ferner über die gesamte Profillänge eine ca. 50cm mächtige Erosionsschicht aus (Bild oben links).

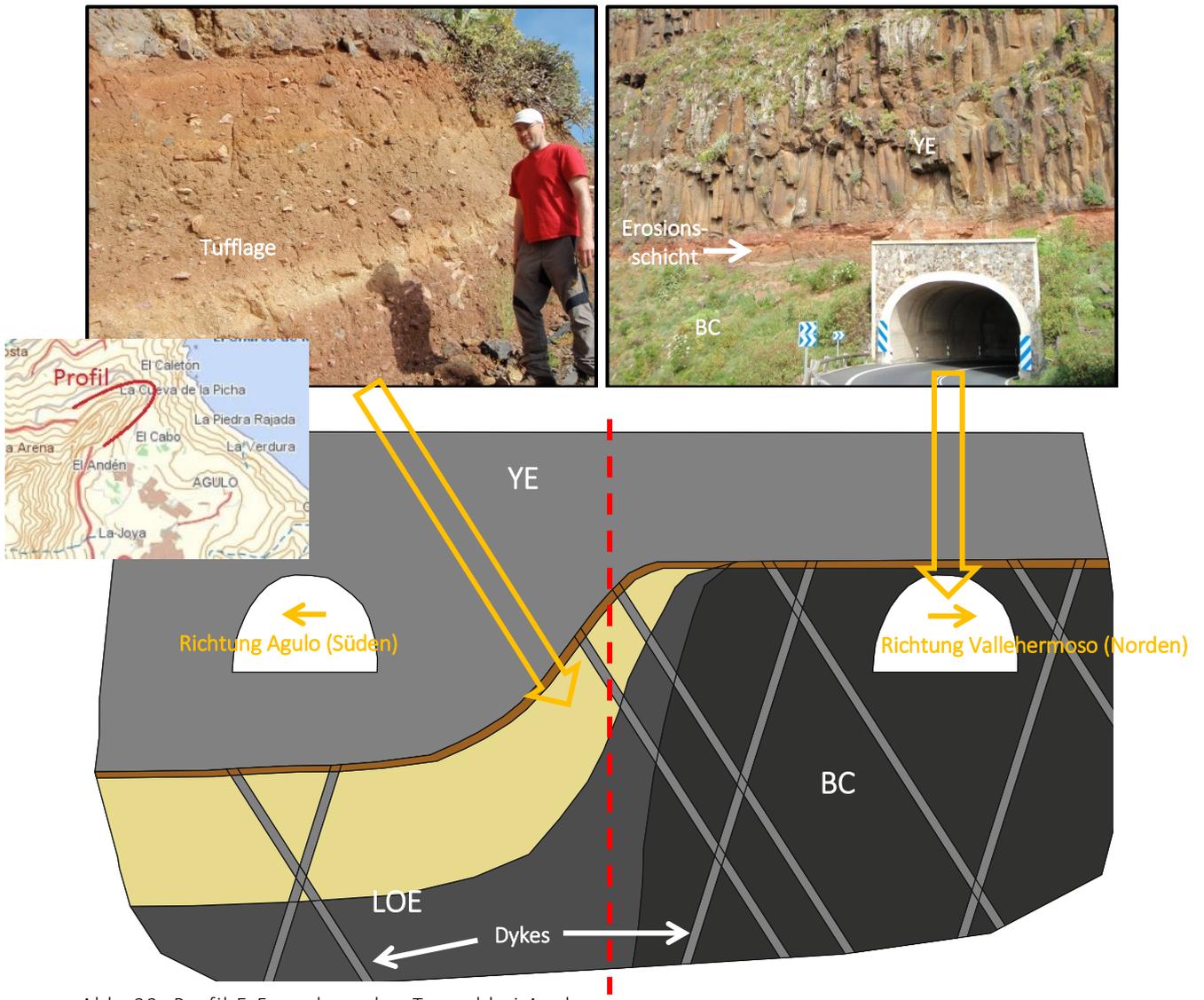


Abb. 22: Profil E-F rund um den Tunnel bei Agulo

Die Landschaftsformen des LOE sind durch steile Wände und großen Reliefunterschieden charakterisiert. Abb. 23 zeigt eine Steilwand aus Basalten des LOE östlich von Santa Catalina.



Abb. 23: Eine Steilwand des LOE im Osten von Santa Catalina

3.4.2 Upper Old Edifice

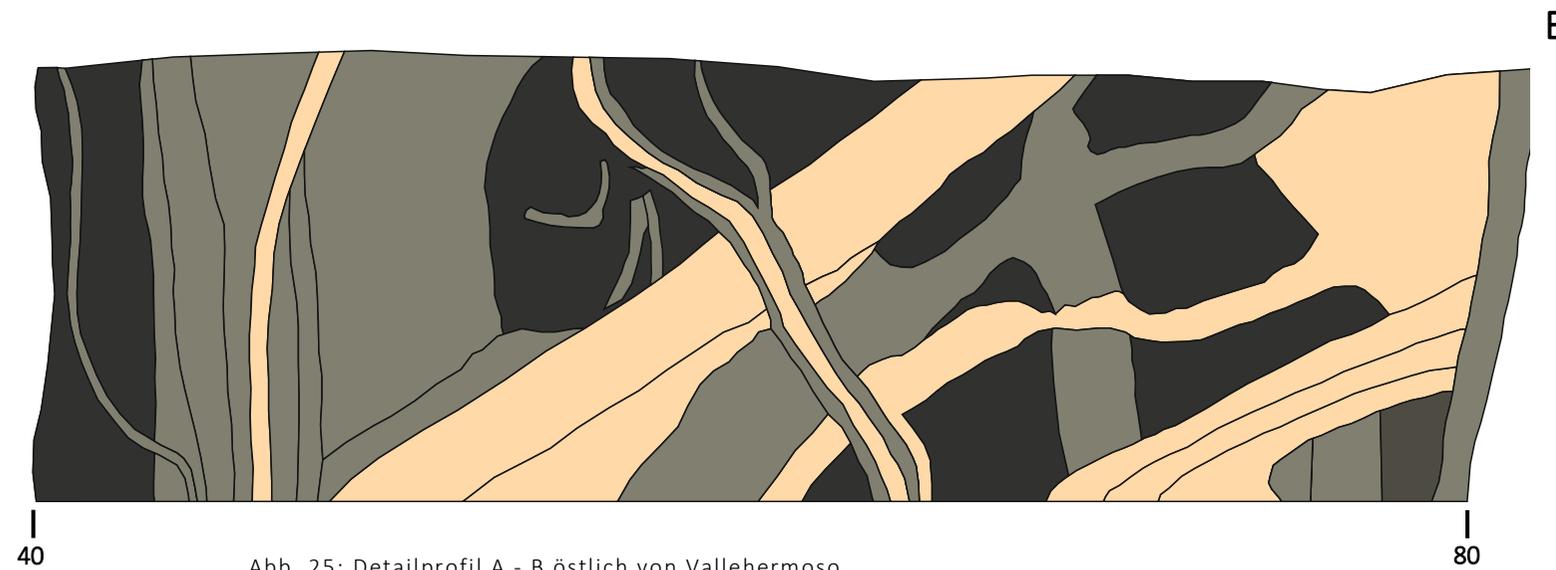
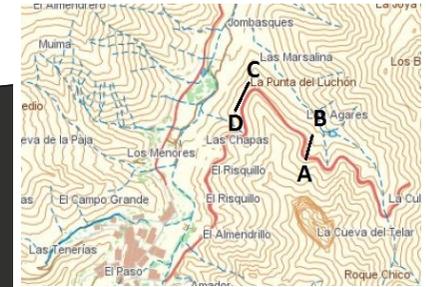
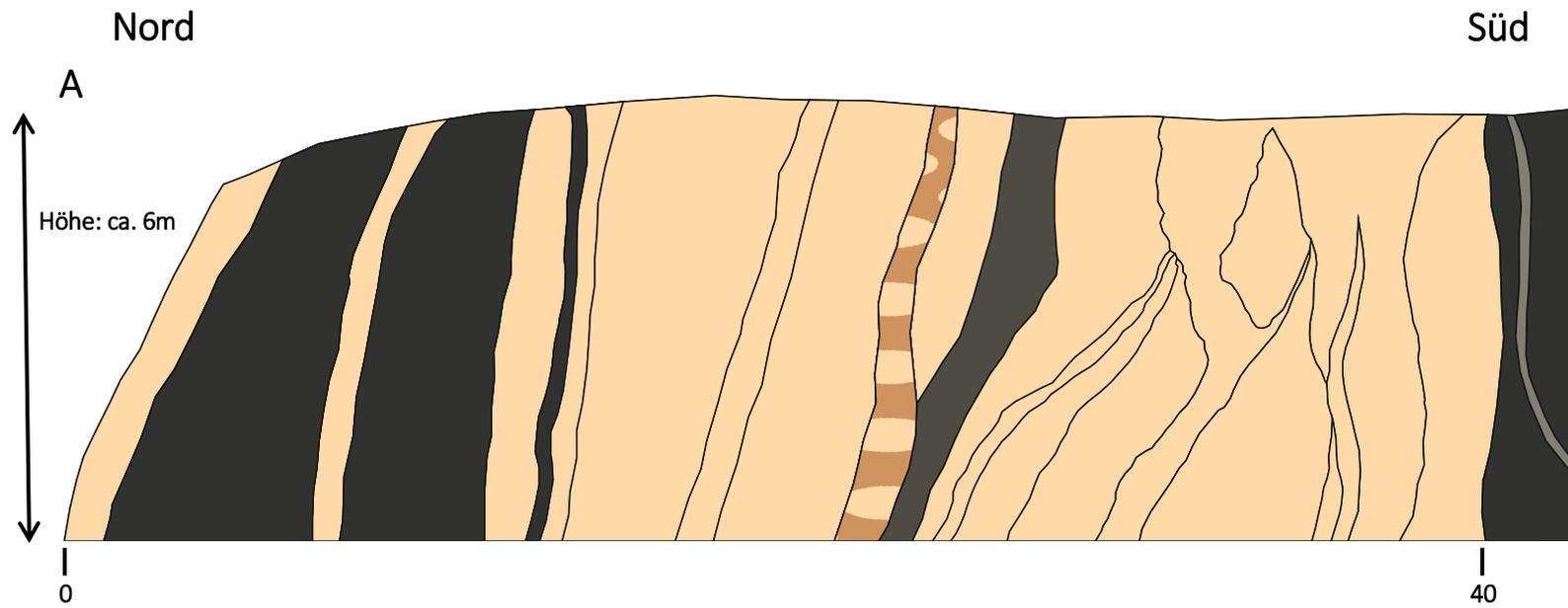
Das Upper Old Edifice wird im kartierten Gebiet von wenigen Zentimeter bis mehrere Meter mächtigen felsischen Gängen und vulkanoklastischen Brekzien der Vallehermoso Felsic Rocks (VFR) repräsentiert. Die Einheit ist rund um das Tal von Vallehermoso aufgeschlossen und stellt eine Caldera des miozänen felsischen Vulkanismus dar.

Wie in Abb. 24 zu sehen, sind die Dykes von weiß-gelblichen bis bräunlichen Farben und durchkreuzen einander in allen Raumrichtungen. Bei den vulkanoklastischen Brekzien handelt es sich um felsische Dykes, die Bruchstücke der umgebenden Vulkanite und Plutonite bis mehrere Dezimeter Größe enthalten können.



Abb. 24: Aufschluss der Vallehermoso Felsic Rocks Formation entlang der Straße von Agulo Richtung Vallehermoso.

Der Übergang aus dem Basal Complex erfolgt kontinuierlich und ist definiert anhand der Zunahme der felsischen Gesteine. Den Anfang bilden meist einzelne felsische Dykes innerhalb des BC. In Richtung Zentrum der VFR nimmt die Dichte der felsischen Dykes stetig zu, bis schlussendlich nur mehr einzelne mafische Reste aus den felsischen Bereichen ragen. Zur Veranschaulichung dienen die Detail-Profile die entlang der Straße östlich von Vallehermoso (Profile A-B und C-D in der Karte) aufgenommen wurden. Zugleich tritt in diesem Bereich ein Interfingering des BC und der VFR auf.



Legende:

- Pyroxenit
- Gabbro
- basischer Dyke
- felsischer Dyke
- felsische Brekzie

Abb. 25: Detailprofil A - B östlich von Vallehermoso

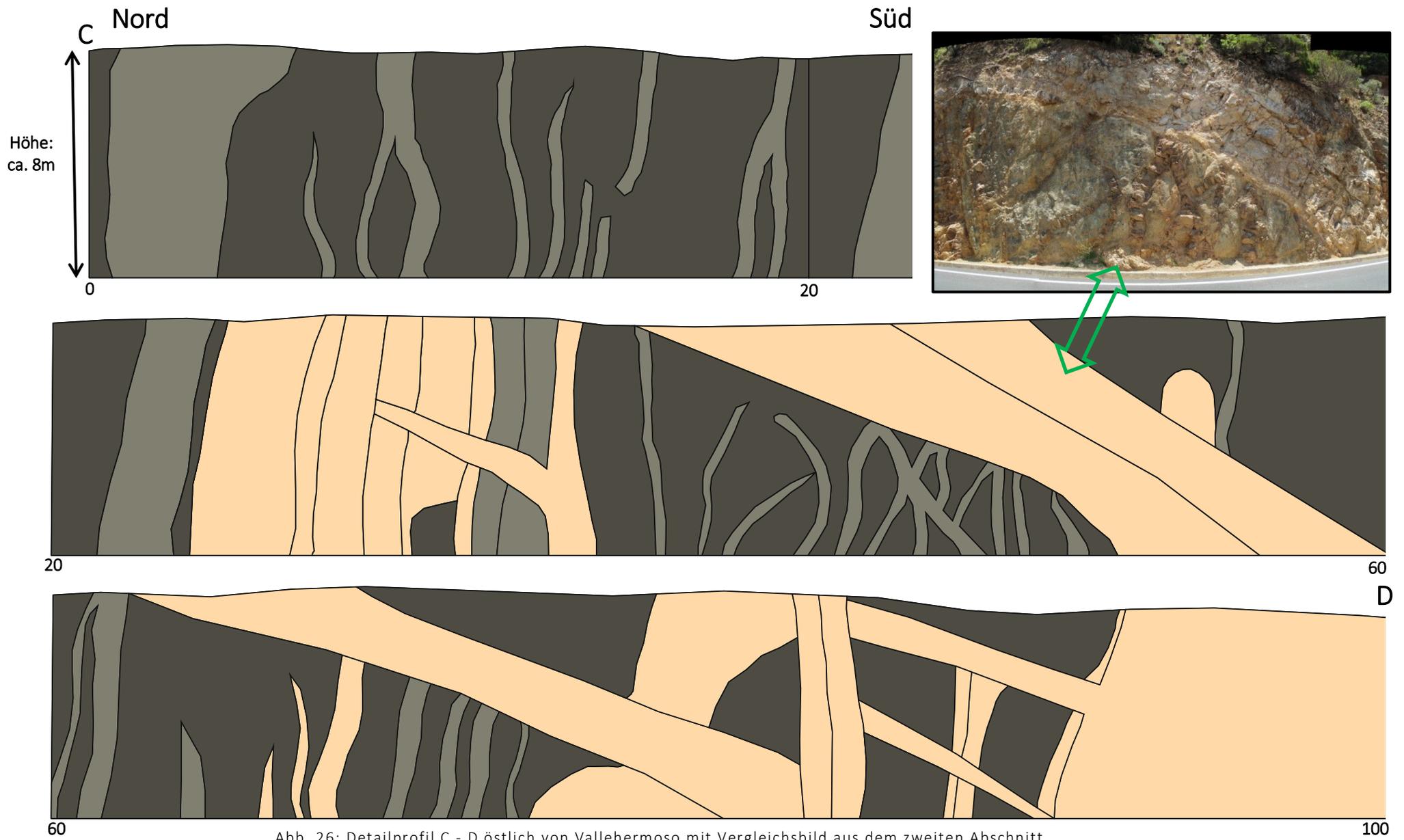


Abb. 26: Detailprofil C - D östlich von Vallehermoso mit Vergleichsbild aus dem zweiten Abschnitt

Der Boden über den felsigen Dykes ist überwiegend heller, das Relief generell flacher als über den basischen Einheiten (Abb. 27).



Abb. 27: Der Boden zeigt sich in Folge der Verwitterung der felsischen Dykes über dem VFR in auffallend hellen, gelb bis bräunlichen Farben.

3.5 Young Edifice

Das Young Edifice (YE) stellt die jüngsten Gesteinen der Insel dar. Die zum Teil mehrere hundert Meter mächtigen Basalte liegen meist mit annähernd horizontalen Lagen auf den älteren Formationen (Abb. 28). Charakteristisch ist die Abwesenheit von Dykes innerhalb der Schichten. Das YE ist besonders auffällig durch ihr hohes Relief, das auch auf topografischen Karten sofort ins Auge sticht.

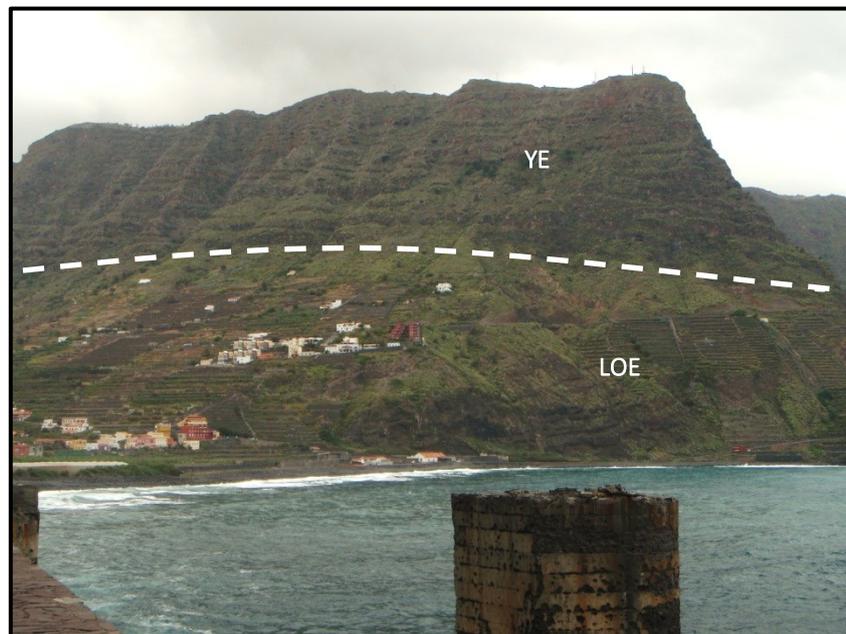


Abb. 28: Das YE bildet, wie hier zusehen in Santa Catalina, meist mehrere hundert Meter mächtige, steile Wände.

Die einzelnen Sequenzen der horizontalen Basalte sind überwiegend als Basaltsäulen ausgebildet. Zwischen den Sequenzen liegen des Öfteren mehrere Meter mächtige Tufflagen, wie in Abb. 29 veranschaulicht wird.



Abb. 29: Sheeted Dykes mit Tufflagen in der Nähe von Agulo

Abb. 30 zeigt einen Zug von Pillow Laven am nördlichen Gipfelplateau des Chijeré. Auch diese sind von der dortigen hydrothermalen Alteration betroffen.



Abb. 30: Reste von Pillow Laven am Gipfelplateau des Chijeré.

Die jungen, mächtigen Basalte des YE liegen meist flach auf den älteren Formationen. Abb. 31 zeigt eine scharfe Grenze zwischen YE und VFR.



Abb. 31: Grenze zwischen YE und VFR östlich von Vallehermoso.

In die Phase des YE fällt auch die Bildung der imposanten Felsic Domes. Abb. 32 zeigt den östlich von Vallehermoso liegenden Roque Cano. Hierbei handelt es sich um Erosionsreste von felsischen Intrusiva.

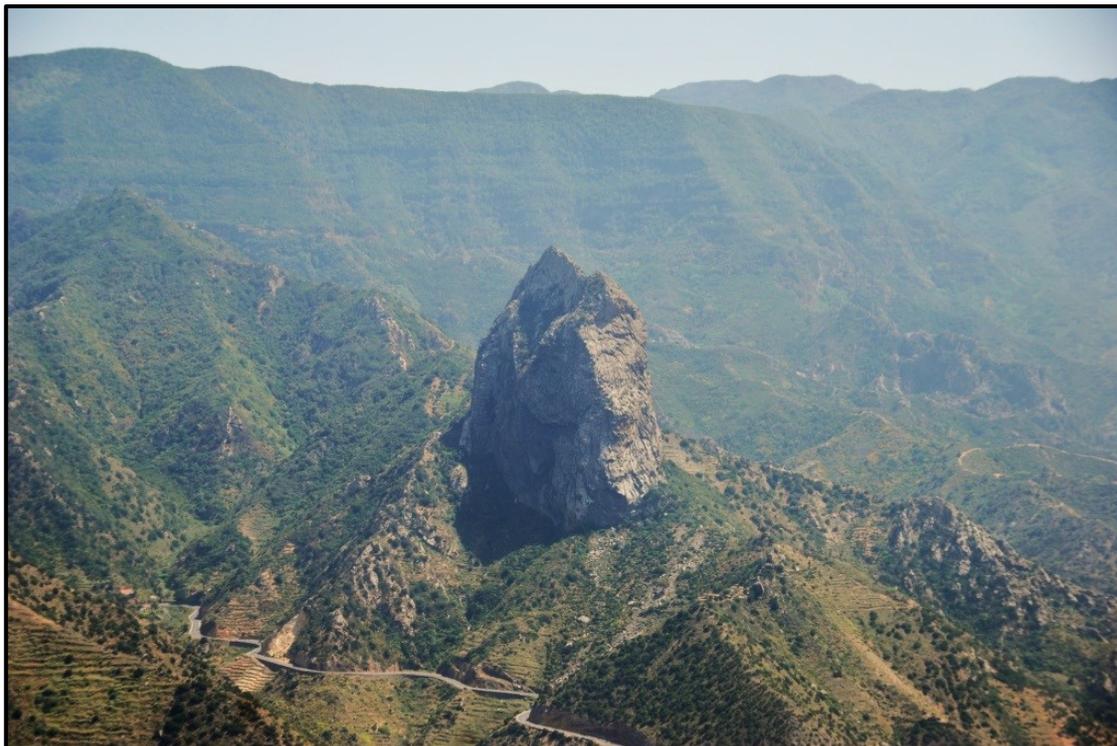


Abb. 32: Der imposante Roque Cano bei Vallehermoso. Blick vom Gipfelplateau des Chijeré.

4 Petrographie der Proben

4.1 La Gomera

Tabelle 2 gibt eine Übersicht der Proben, aus denen Dünnschliffe angefertigt wurden, samt Koordinaten wieder. Eine vollständige Probenliste befindet sich im Anhang unter Tabelle 4.

Probennr.	Bezeichnung	Lokalität	GPS-Punkt
La Gomera			
Gom02	Meta- Amphibolgabbro	Playa de Vallehermoso	28°12'12'', 17°15'07''
Gom04	Magnetit- Mikrogabbro	Playa de Vallehermoso	28°12'12'', 17°15'07''
Can4	Olivingabbro	Playa de Vallehermoso	28°12'12'', 17°15'07''
Can8	Alkali- Olivinbasalt	Playa de Vallehermoso	28°12'12'', 17°15'07''
BC22	Meta- Amphibolgabbro	Playa de Sepultura	28°12'02'', 17°14'40''
BC25	Olivinklinopyroxenit	Bucht San Marcos	28°11'53'', 17°11'48''
BC37	Wehrlit	Straßenaufschluss	28°9'46'', 17°17'3''
FR2	Vulkanoklastische Brekzie	Straßenaufschluss	28°11'4'', 17°14'6''
FR5	Leukograter Plagioklas- Andesit	Straßenaufschluss	28°10'52'', 17°14'29''
FR10	Monzonit	Straßenaufschluss	28°10'52'', 17°14'29''
FR13	Basaltische, vulkanoklastische Brekzie	Straßenböschung	28°10'56'', 17°14'56''
Teneriffa			
Can38	Basalt	Montaña Roja	
Can39	Klinopyroxenit- Xenolith	Montaña Roja	
Lanzarote			
LZ1	Peridotitischer Xenolith	Caldera Montaña de los Lapas	28°59'31'', 13°41'31''

Tabelle 2: Übersicht der Proben aus denen Dünnschliffe angefertigt wurden.

Die Proben CAN4, CAN8, Gom02 und Gom04 wurden alle am Playa de Vallehermoso im Norden La Gomera's (GPS: 28°12'12'', 17°15'07'') aufgefunden. CAN4, Gom02 und Gom04 sind Plutonite der dort vorherrschenden geologischen Formation des Basal Complex. CAN8 ist ein Geröllblock aus dem Strandbereichs und stellt ein Relikt der erodierten Young Edifice- Formation dar.

4.1.1 Meta- Amphibolgabbro, Gom 02



Abb. 33: Handstück des Gabbros Gom02.

Abb. 33 zeigt ein Bild des dunklen Meta- Amphibolgabbros Gom02, der stellenweise mit einer dünnen rötlich-braunen Verwitterungsschicht überzogen ist. Der Schliff führt als Mineralbestand saussuritisierten Plagioklas, Klinopyroxen, Amphibol und Olivin. Nebengemengteile sind Chlorit, Epidot und Apatit. Die feinkörnigen Aggregate von Na-Plagioklas, Epidot, Kalzit und Glimmern, die unter dem Begriff Saussurit zusammengefasst werden, entstanden durch niedriggradige Metamorphose der Plagioklase (Abb. 34). Abb. 35 und Abb. 36 zeigen ein Sagenit-Gitter im Amphibol. Das sind gitterförmig angeordnete Rutil-Nadeln, die durch Entmischung und Chloritisierung des Titan haltigen Amphibols entstanden sind.

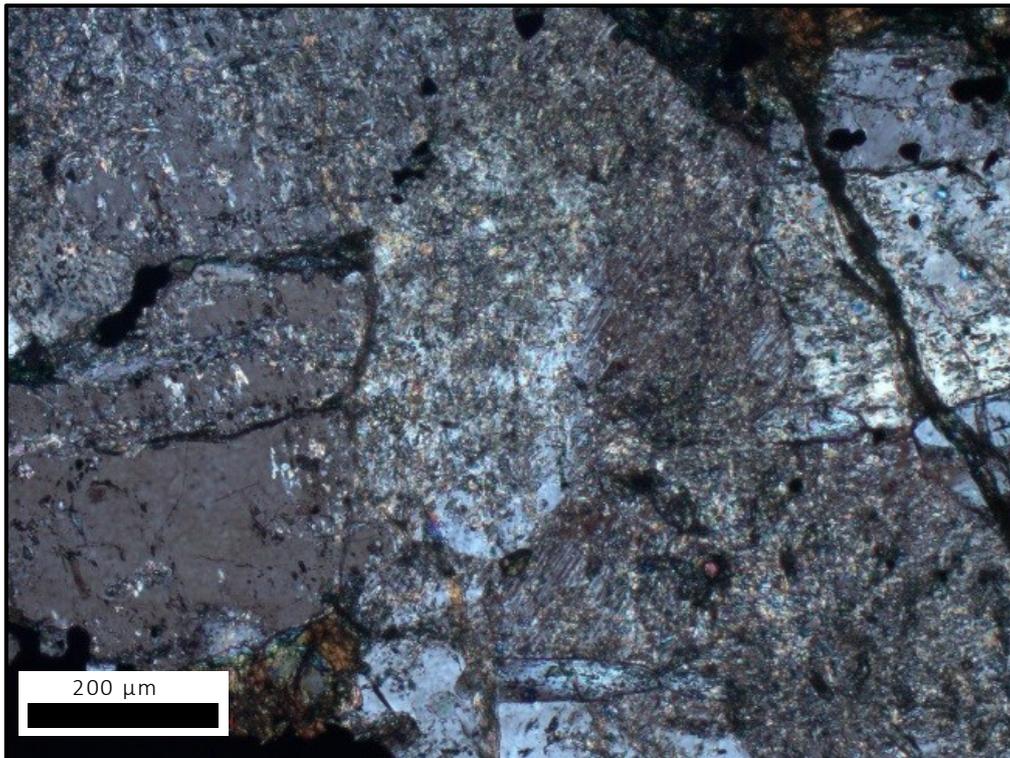


Abb. 34: Saussuritierter Plagioklas. Albit-Zwillingslamellen sind noch schwach auszumachen, gekreuzte Pol.

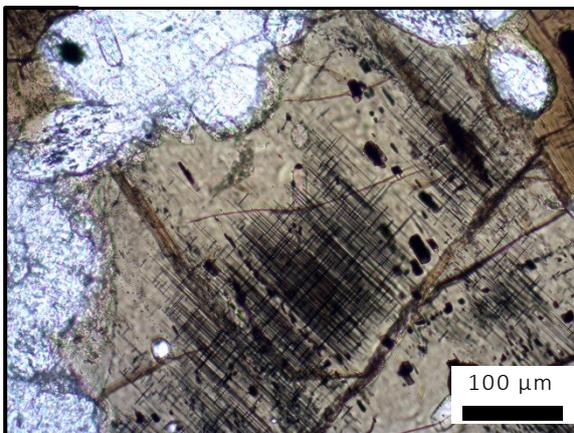


Abb. 35: Sagenitgitter im Amphibol.

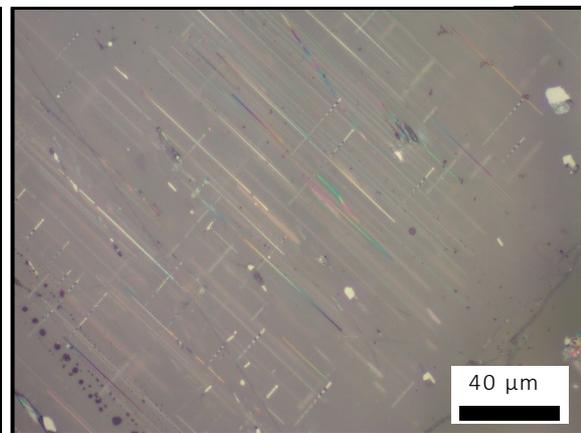


Abb. 36: Sagenitgitter unter Aufsicht, gekreuzte Pol., mit charakteristischen Innenreflexen.

4.1.2 Magnetit-Mikrogabbro, Gom 04

Charakteristisch für dieses dunkelgrünlich-schwarze Gestein sind seine feinkörnige, leicht rekristallisierte Matrix und der hohe Gehalt von rund 50 vol% Magnetit (Abb. 37). Die feinkörnigen Magnetite in der Grundmasse werden teilweise von Apatit bzw. Titanit ummantelt (Abb. 38 bzw. Abb. 40). Es treten auch Verwachsungen von Magnetit mit Hämatit auf (Abb. 42). Rekristallisierter Biotit und Plagioklas können in der Grundmasse zum Teil noch erkannt werden. Am oberen Ende des Schliffes durchkreuzt eine Klinozoisitader mit feinen, büschelartig

eingeschlossenen Nadeln das Gestein (Abb. 41). Die Nadeln konnten wegen ihrer zu geringen Größe leider nicht näher identifiziert werden.

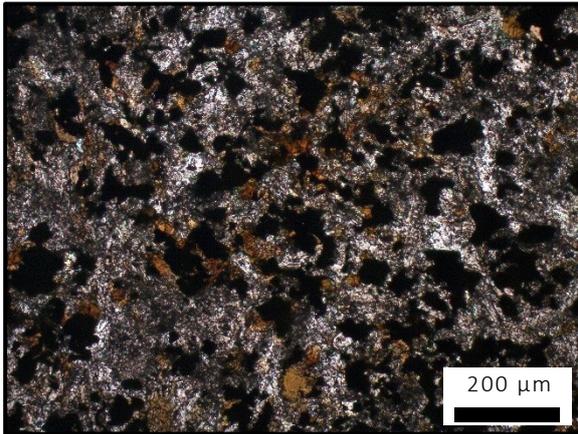


Abb. 37: Übersichtsfoto des Schliffes Gom04, auffallend ist dessen hoher Magnetit- Gehalt.

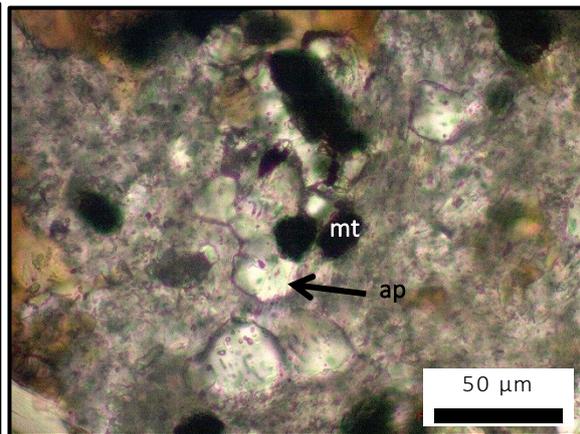


Abb. 38: Magnetit ummantelt von Apatit.

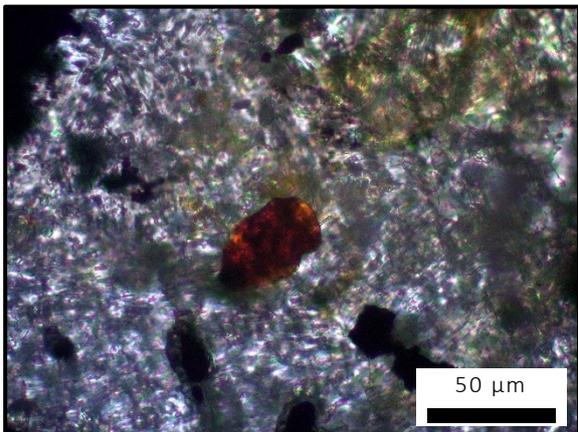


Abb. 39: Hämatit- Phase (rot) in der Grundmasse.

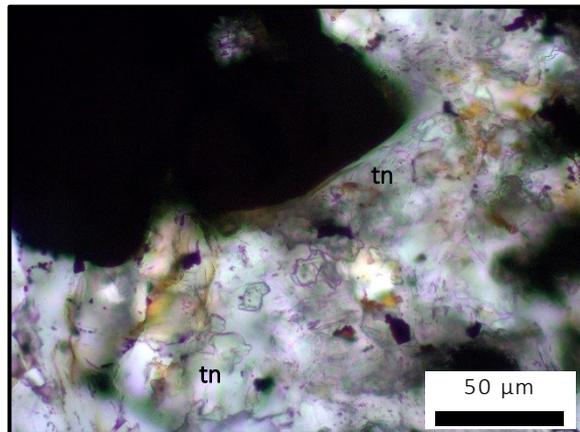


Abb. 40: Magnetit (schwarz) eingeschlossen von Titanit (transparent weiß).

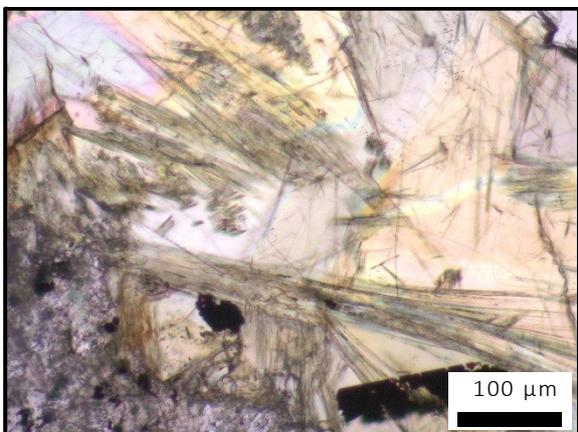


Abb. 41: Klinoisitader mit feinen, büschelartigen Nadeln.

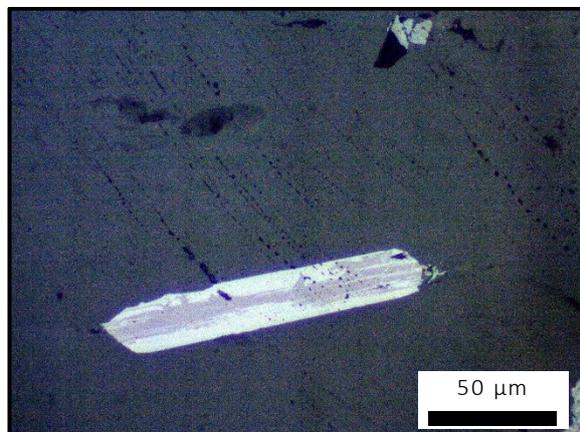


Abb. 42: Verwachsung von Hämatit (hell) und Magnetit (grau.)

4.1.3 Olivinabbro, CAN 4

Dieser Olivinführende Gabbro besteht hauptsächlich aus idiomorphem Klinopyroxen sowie Olivin und Plagioklas in Zwischenräumen. Als Nebengemengteile kommen Amphibol, Apatit, Magnetit und Hämatit vor. Akzessorisch treten auch Chalkopyrit und Sphalerit auf (Abb. 46). Die Klinopyroxene zeigen vermehrt Zwillingsbildung (Abb. 43). Lokal finden sich Apatitnadeln als Einschlüsse im Plagioklas. Titanomagnetit zeigt Entmischungslamellen mit Ilmenit, wobei Ilmenit auch den Kern der Titanomagnetite bilden kann (Abb. 45). In Abb. 44 ist ein skelett-förmiger Titanomagnetit abgebildet.

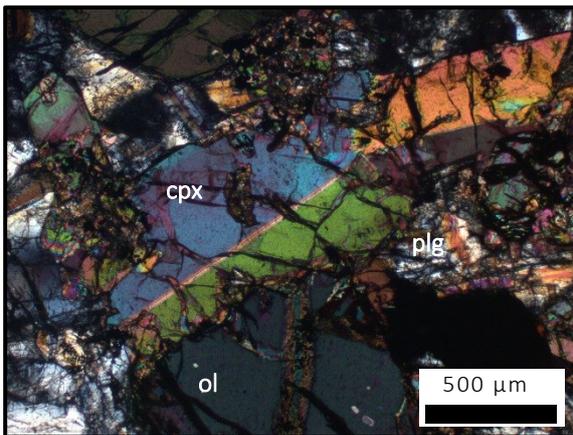


Abb. 43: Zwillingslamellen von Klinopyroxen, gekreuzte Pol.

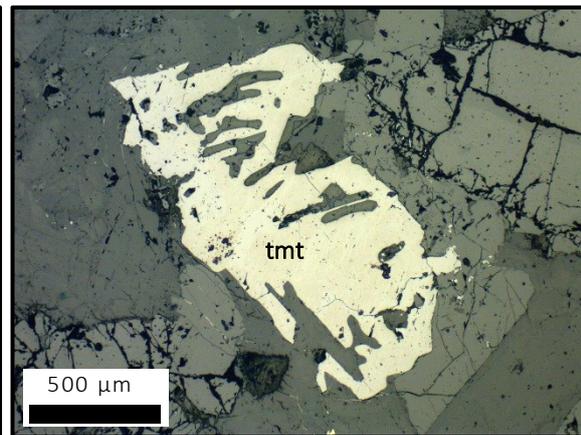


Abb. 44: Skelettförmiger Titanomagnetit.

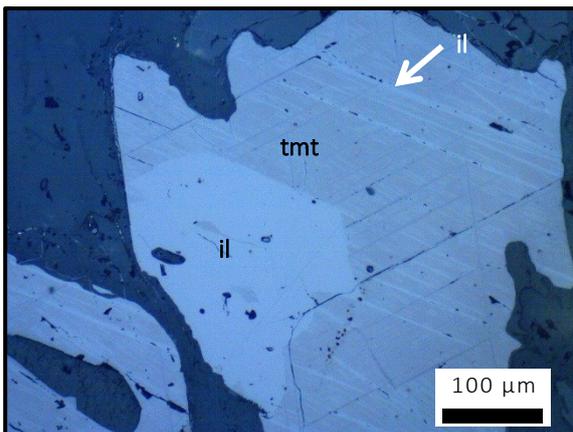


Abb. 45: Ilmenitkern ummantelt von Magnetit mit Ilmenit- Entmischungslamellen; Auflicht, gekreuzte Pol.

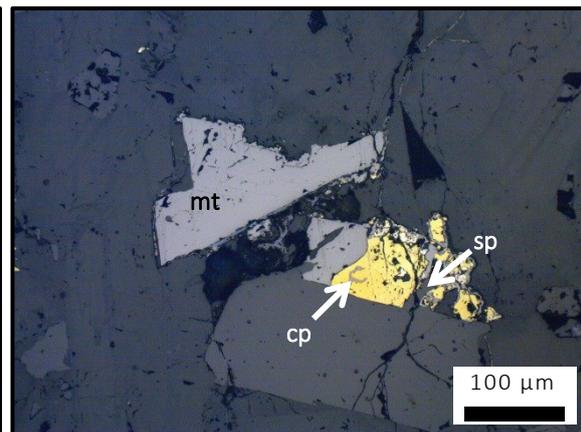


Abb. 46: Vergesellschaftung von Magnetit, Chalkopyrit und Sphalerit.

4.1.4 Alkali- Olivinbasalt, CAN 8

Dieser dunkelgraue Basalt (Abb. 47) führt als mineralogische Hauptbestandteile idiomorphen Klinopyroxen (Diopsid), Olivin, Magnetit sowie kleineren leistenförmigen Plagioklas (Abb. 48 u. Abb. 49). Die Matrix ist leicht rekristallisiert. Abb. 50 zeigt die in zwei verschiedenen Formen auftretenden Magnetite. Jene, die als Einschlüsse im Klinopyroxen und Olivin vorliegen, sind relativ groß und hypidiomorph. Die große Anzahl an fein verteilten Magnetiten in der Matrix

sind hingegen xenomorph ausgebildet und um ein Vielfaches kleiner. Zur Nomenklatur als Alkali-Olivinbasalt führt der Überschuss an Olivin sowie das Vorhandensein von Ca-reichen Klinopyroxen und Plagioklas.



Abb. 47: Handstück des Basalts CAN 8.

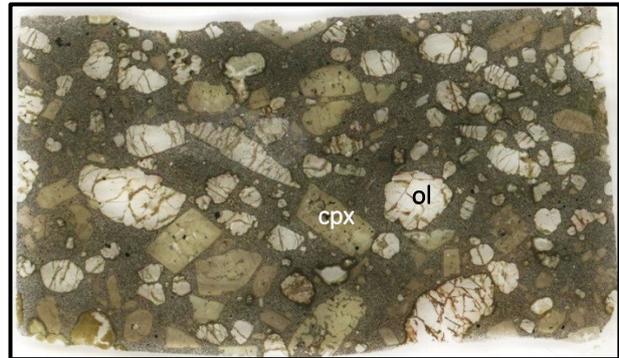


Abb. 48: Übersichtsfoto des Schliffes CAN 8, Bild Durchmesser ca. 4cm.

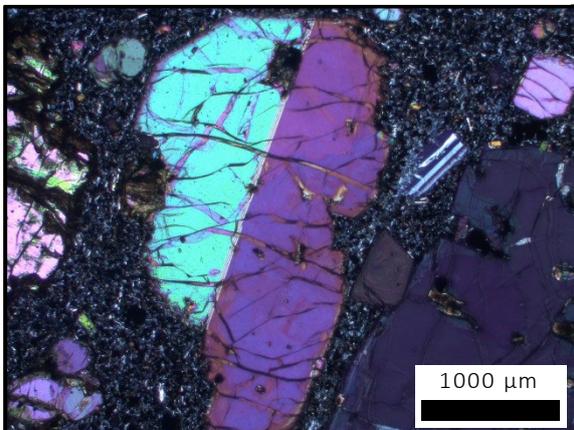


Abb. 49: Verzwilligter Klinopyroxen und leistenförmiger Plagioklas, gekreuzte Pol.

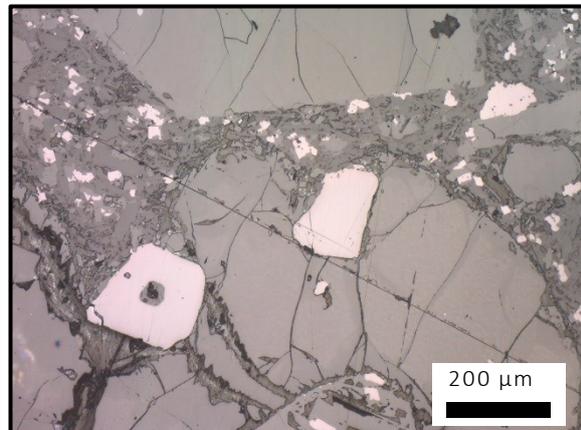


Abb. 50: Magnetite in Klinopyroxen und Matrix.

4.1.5 Meta- Amphibolgabbro, BC 22

Auch dieser Gabbro gehört dem Basal Complex an, Lokalität ist der Playa de la Sepultura (GPS: 28°12'02'', 17°14'40''). Makroskopisch wechseln im Handstück, je nach Plagioklas und Pyroxen- Verteilung, hellere und dunklere Bereiche ab (Abb. 51). Auffallend sind außerdem die teilweise pink erscheinenden Klinopyroxene. Die im Dünnschliff (Abb. 52) erkennbaren Hauptgemengteile werden von Diopsid, Hornblende, Plagioklas und Epidot/Zoisit gebildet. Nebengemengteile sind Phlogopit und Apatit. Weiters tritt akzessorisch Ilmenit, Rutil, Spinell-Phasen, Titanit und Arzakit ($\text{Hg}_3\text{S}_2(\text{Br},\text{Cl})_2$) auf. Die Diopside weisen vermehrt Zwillingsbildung und randliche Alteration und Zonierung auf. Das Gestein erfuhr eine leichte metamorphe Überprägung, was sich einerseits an der Saussuritisierung der Plagioklase und andererseits an einer Umwandlung der Klinopyroxene nachweisen lässt. Letztere werden randlich zu faseri-

gen Klinozoisit (zu erkennen an den anomal blauen Interferenzfarben, siehe Abb. 53) und Epidot überführt. Idiomorpher Apatit findet sich als Nadeln im Kaersutit, Saussurit und Diopsid (Abb. 54). Opake Phasen werden hauptsächlich von Ilmenit gebildet, die teilweise mit Rutil verwachsen sind. Arzakit (Quecksilberhaltiges Sulfosalz, $\text{Hg}_3\text{S}_2(\text{Br},\text{Cl})_2$) konnte als Einschluss in einer Hornblende nachgewiesen werden (Abb. 55).



Abb. 51: Probe BC 22.

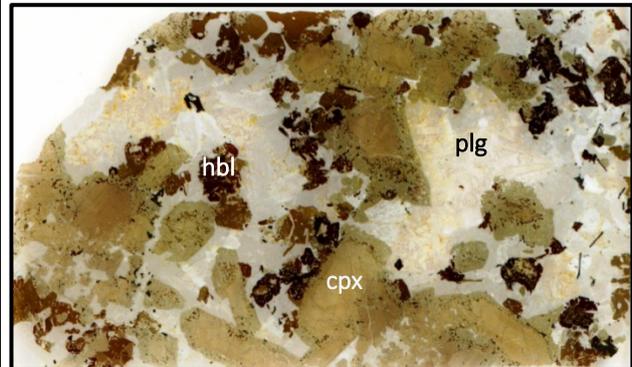


Abb. 52: Übersichtsfoto des Schliffes BC 22, Bilddurchmesser ca. 4,2cm.



Abb. 53: Zu Zoisit (bläuliche IF) und Epidot (gelb-rosa IF) umgewandelter Diopsid, gekreuzte Pol.

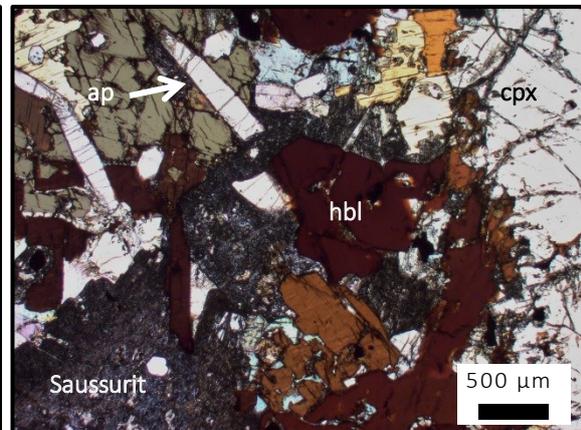


Abb. 54: Vergesellschaftung von Apatit, Amphibol, Saussurit- Gemenge und Diopsid.

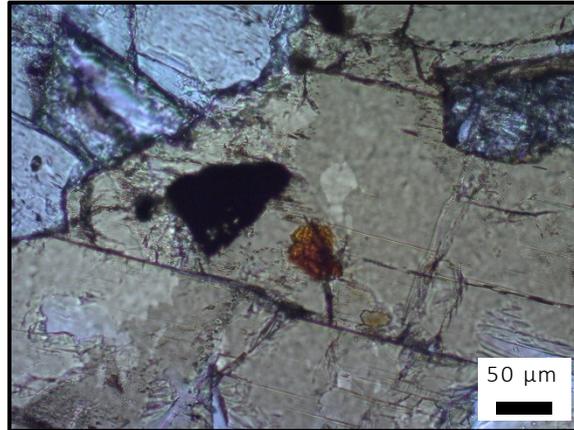


Abb. 55: Arsenitkristall ($\text{Hg}_3\text{S}_2(\text{Br,Cl})_2$, rötlich-braun) im Amphibol.

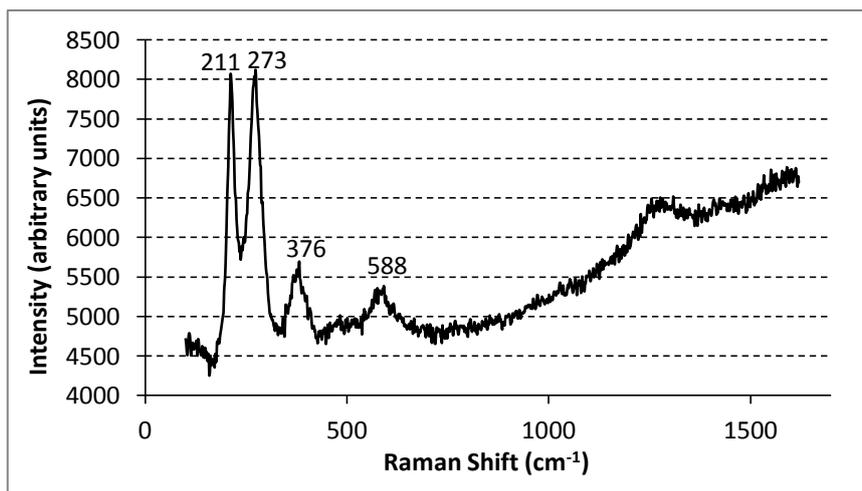


Abb. 56: Raman Spektrum von Arsenit.

4.1.6 Olivinklinopyroxenit, BC 25

Das dunkle schwarz- graue Handstück stammt aus einem Aufschluss in der Bucht San Marcos nördlich von Agulo (Basal Complex, GPS: 28°11'53,54'', 17°11'48,81''). Der Mineralbestand des Schliffes umfasst Klinopyroxen, Olivin, Hornblende, Plagioklas, Titanomagnetit und Kupferkies. Die Hauptmasse bildet poikilitischer Klinopyroxen indem isometrische Olivinkristalle eingeschlossen sind (Abb. 57). Manche Klinopyroxene zeigen außerdem ausgeprägte konzentrische Zonierung (Abb. 58). Zwischenräume und Risse werden von Hornblende und Plagioklas ausgefüllt. Im Zentrum der Amphibole befinden sich häufig Titanomagnetite (Abb. 59), die das Produkt einer Entmischung sind.

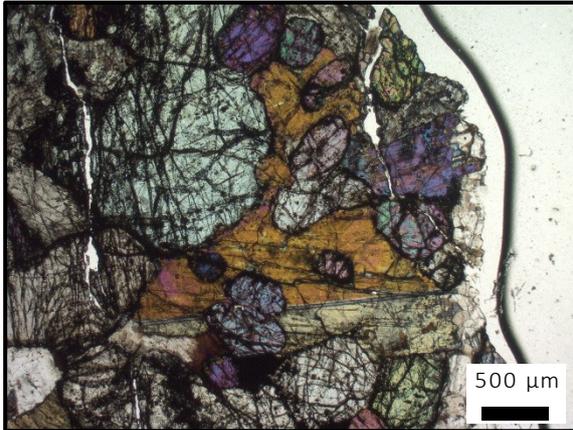


Abb. 57: Olivin poikilitisch in verzwillingtem Klinopyroxen eingebettet, gekreuzte Pol.

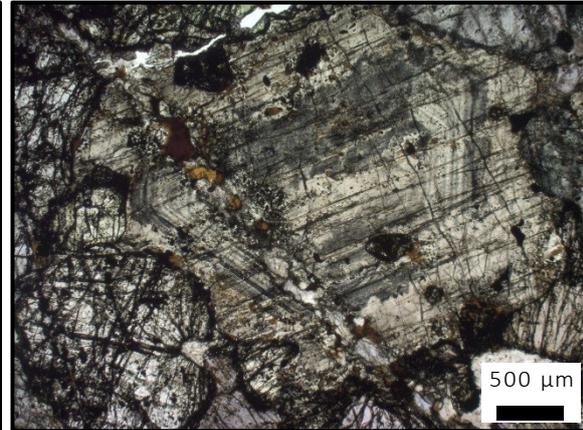


Abb. 58: Konzentrisch zonierter Klinopyroxen mit Olivineinschlüssen.

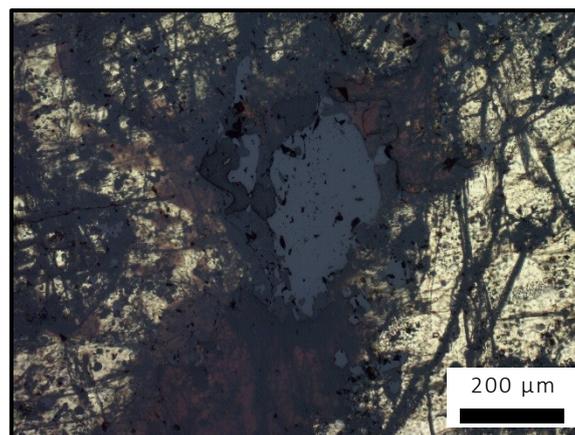


Abb. 59: Titanomagnetit (grau) im Kern einer Hornblende, Durchlicht und Auflicht kombiniert.

4.1.7 Wehrlit, BC 37

Das Gestein stammt aus einem Straßenaufschluss westlich von Macayo (GPS: 28°9'46,6", 17°17'3,8"). Das Handstück ist einheitlich dunkelgrau- schwarz. Einzelne mehrere Millimeter großen Pyroxene können anhand der Reflektanz ihrer Spaltflächen gut ausgemacht werden (Abb. 60). Der Dünschliff setzt sich aus Forsterit, Klinopyroxen, Biotit, Hornblende, Tremolit, Plagioklas und opaken Phasen zusammen. Den Hauptteil nehmen dabei mit ca. 60 vol% Forsterit und 25 vol.% Klinopyroxen ein. Biotit, Hornblende und Plagioklas befinden sich in Zwischenräumen. Als opake Phasen liegen Titanomagnetit, Ilmenit, Kupferkies und Zinkblende vor. Größere Titanomagnetit- und Ilmenitkörper sind infolge von Entmischungen häufig im Kern der Hornblendekristallen anzutreffen (Abb. 62). Es befinden sich hierbei auch mehrmals Ilmenit- Phasen im Zentrum von Titanomagnetiten (Abb. 61). Weiters kann eine Umwandlung von Hornblende in Tremolit beobachtet werden (Abb. 63).



Abb. 60: Handstück des Wehrlits BC 37

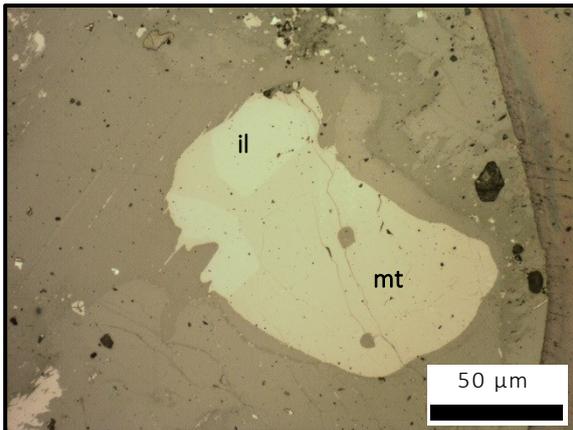


Abb. 61: Ilmenitkörner (lichtgrau) im Kern von Titanomagnetit (grau) unter Auflicht.

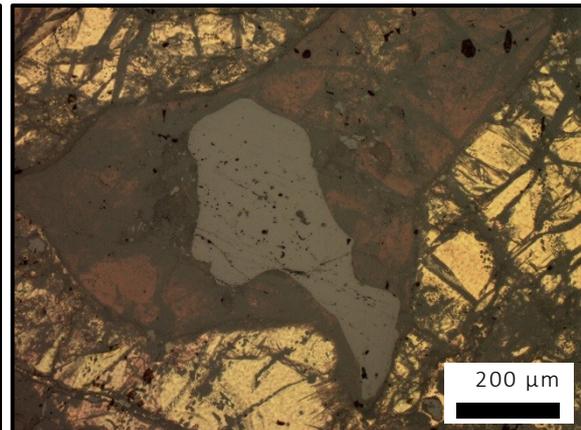


Abb. 62: Titanomagnetit (grau) im Kern einer Hornblende, Durchlicht und Auflicht kombiniert.

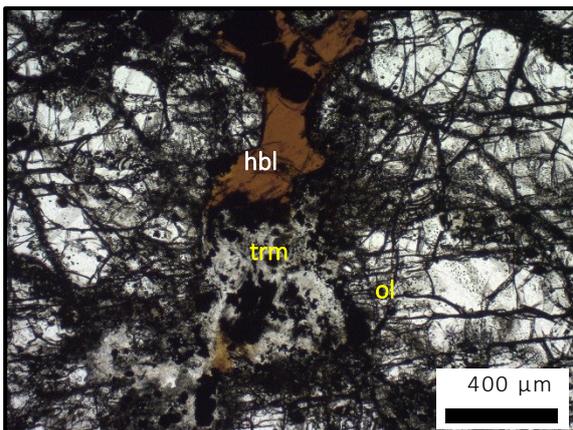


Abb. 63: Umwandlungsgefüge einer Hornblende in Tremolit.

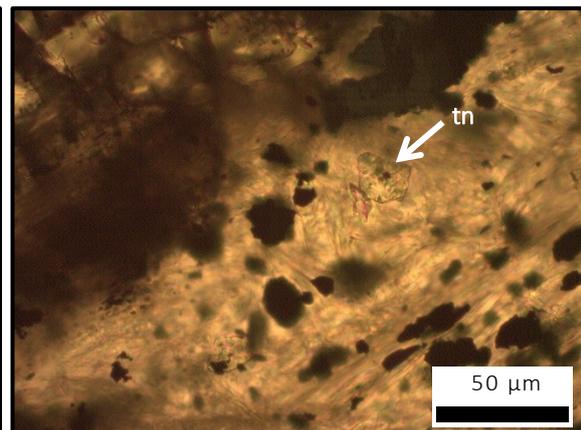


Abb. 64: Titanit (transparent) um Titanomagnetit (schwarz).

In diesen Zwischenräumen finden sich auch feinkörnigere Aggregate von Titanomagnetit, Kupferkies und Zinkblende. Titanit umhüllt hierbei kleinere Titanomagnetitkörner (Abb. 64).

4.1.8 Vulkanoklastische Brekzie, FR 2

Dieses Handstück entstammt dem Übergang vom Basal Complex in die Vallehermoso-Felsic-Rocks Einheit, aufgenommen aus einem Aufschluss entlang der Straße von Agulo Richtung

Vallehermoso (GPS: 28°11'4,8'', 17°14'6,6''). In dem makroskopisch hell- grauen Gestein befinden sich zahlreiche grünliche, kantige Bruchstücke (Abb. 65 und Abb. 66). Die hell- graue Masse besteht zum Großteil aus saussuritisiertem Plagioklas, alteriertem Klinopyroxen, Kalzit, Biotit, Magnetit und Chlorit. In den grünlichen Komponenten überwiegen die Magnetit und Chlorit- Anteile (Abb. 67). In beiden Komponenten befindet sich größere Plagioklas- Einsprenglinge.



Abb. 65: Handstück der Probe FR 2



Abb. 66: Bild des Dünnschliffs FR 2, Bilddurchmesser 3,6cm

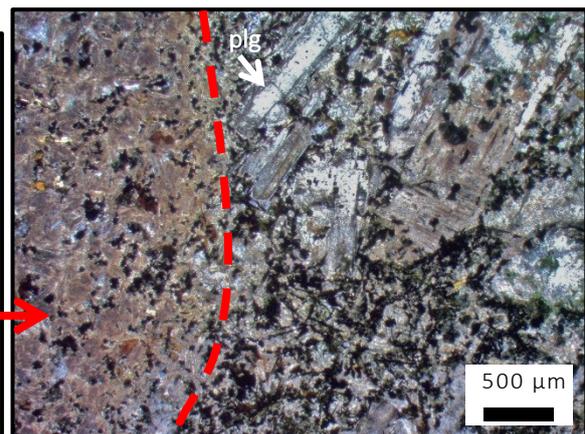


Abb. 67: Die linke Bildhälfte repräsentiert die hell-graue Komponente, welche in der rechten Hälfte von einem grünen Bruchstück durchkreuzt wird.

4.1.9 Leukograter Plagioklas- Andesit, FR 5

Dieses Gestein stellt ein Beispiel einer relativ grobkörnigen, vulkanitischen Varietät der Vallehermoso-Felsic-Rocks Einheit dar. Die hell- graue Probe (Abb. 68) dieses Plagioklas- Andesits wurde neben der Straße (GPS: 28°10'52,9'', 17°14'29,7'') zwischen Agulo und Vallerhermoso entnommen. In Abb. 69 wird der Dünnschliff dargestellt. Auffallend sind größere weiße Plagi-

oklas- Einsprenglinge, die in einer feinkörnigeren gräulichen Grundmasse liegen. Den Hauptteil dieser feinkörnigeren Grundmasse nehmen stark alterierter, albitischer Plagioklas und Klinopyroxen ein (Abb. 70). Weiters treten Apatit, Biotit, Pyrit, Magnetit und Hämatit auf. Von Pyrit können teilweise Verwachsungen von perfekt idiomorphen Kristallen aufgenommen werden (Abb. 71).



Abb. 68: Probe FR 5.

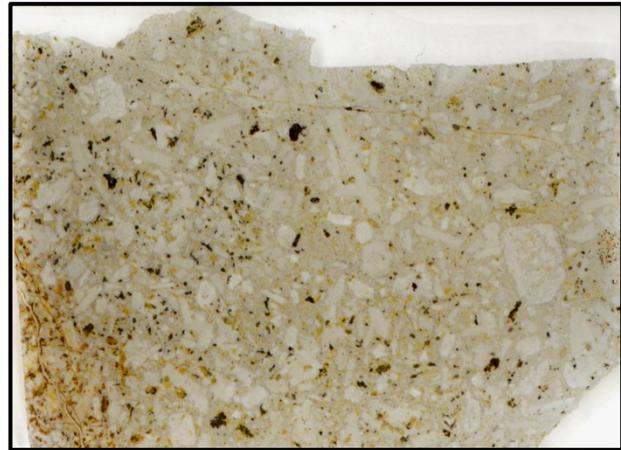


Abb. 69: Übersicht des Dünnschliffs FR 5
Bilddurchmesser 3,6cm.

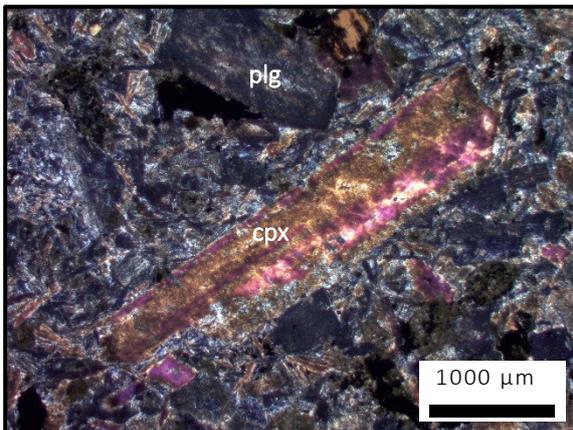


Abb. 70: Die Grundmasse der Probe FR5, welche aus stark alteriertem Plagioklas und Klinopyroxen gebildet wird.

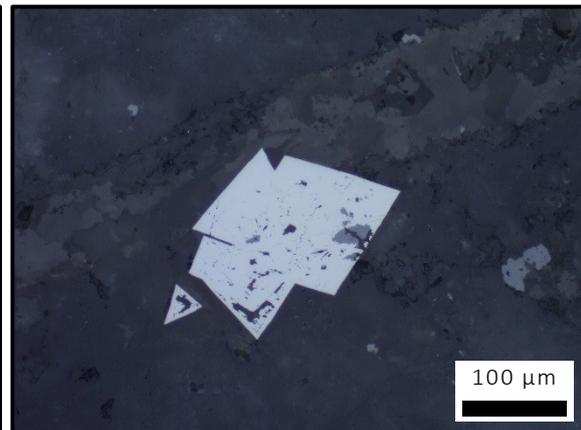


Abb. 71: Idiomorpher Pyritkristall.

4.1.10 Monzonit, FR 10

Hier handelt es sich um ein weiteres Beispiel der Vallehermoso-Felsic-Rocks Einheit, die zusammen mit der Probe FR 5 aufgesammelt wurde. Die Grundmasse des grauen felsischen Gesteins FR 10 (Abb. 72) besteht zum überwiegenden Teil aus saussuritisiertem albitischem Plagioklas. Ehemalige Kornumrisse und Zwillingsbildung sind noch erkennbar. Vereinzelt befinden sich auch Kalifeldspäte, meist mit perthitischen Entmischungen, in der Grundmasse. Weitere Bestandteile sind Apatit- Nadeln im Plagioklas, Biotit und vereinzelt Reste von idi-

omorphem Kalzit (Abb. 73 und Abb. 74). Bei den opaken Phasen handelt es sich um Pseudomorphosen von Hämatit nach Magnetit (= Martisierung, zu sehen in Abb. 75 und Abb. 76).



Abb. 72: Probe FR 10.

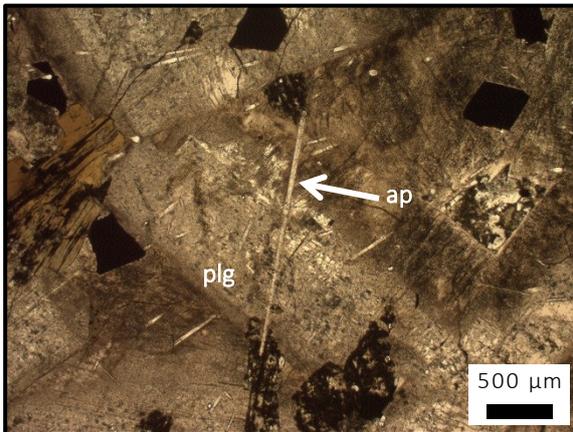


Abb. 73: Apatit-Nadeln im Plagioklas.

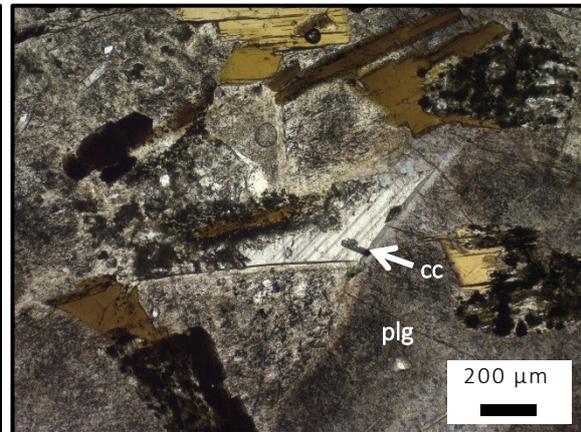


Abb. 74: Kalzit, gekreuzte Pol.

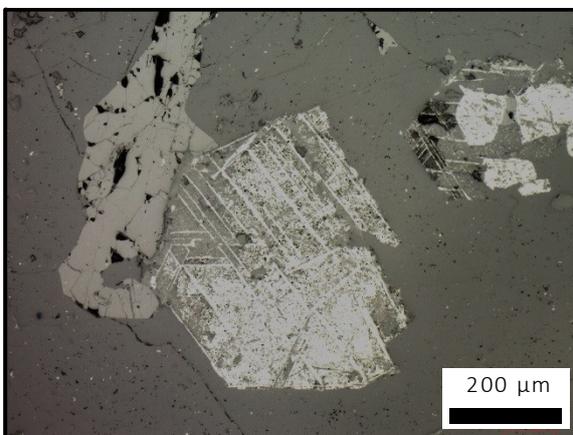


Abb. 75: Martisierung ehemaliger Magnetitkörner.

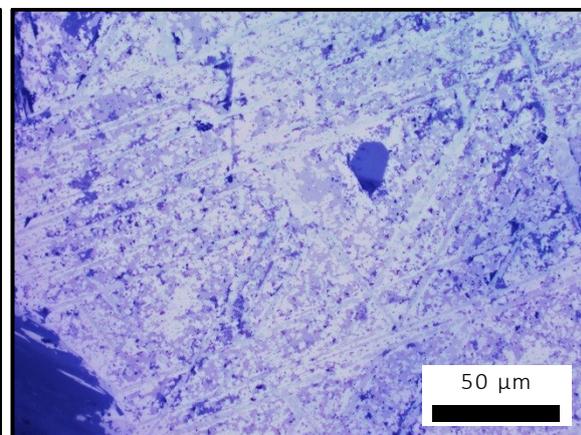


Abb. 76: Hämatit (lichtgrau) – Magnetit (dunkelgrau) Verwachsung.

4.1.11 Basaltische vulkanoklastische Brekzie, FR 13

Bei der Probe FR 13 handelt es sich um das Handstück einer basaltischen vulkanoklastischen Brekzie der Vallehermoso-Felsic-Rocks Einheit, entnommen aus einer Straßenböschung (GPS: 28°10'56,56'', 17°14'56,58'') östlich von Vallehermoso. Die beiden größeren, eckigen Komponenten des Dünnschliffs (dargestellt in Abb. 77) werden von feinkristallinem, Magnetit-reichen Basalt gebildet. Die Grundmasse besteht aus alteriertem Amphibol und Klinopyroxen, saussuritisiertem Plagioklas, Chlorit, Epidot und idiomorphen Apatit-Nadeln. Als opake Phasen treten Pyrit und Magnetit auf, wobei auch Umwandlungen von Magnetit in Pyrit beobachtet werden können (Abb. 78).

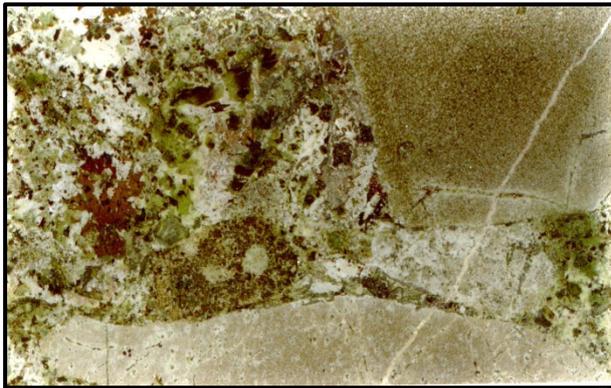


Abb. 77: Dünnschliff FR13 in der Übersicht
Bilddurchmesser 3,9cm

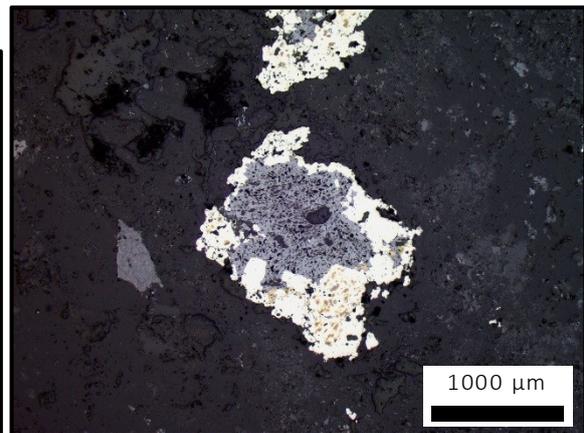


Abb. 78: Umwandlung von Magnetit in Pyrit

4.2 Teneriffa

4.2.1 Basalt, CAN 38

Bei dieser Probe handelt es sich um eine feinkörnige basaltische Lava mit bis zu 0,5cm großen Poren die von Olivin Einsprenglingen durchsetzt ist (Abb. 79). Herkunft ist der zylindrische Vulkankegel des Montaña Roja (ca. 750.000 Jahre alt, siehe auch NEUMANN ET AL. (2002)) im Südosten Teneriffas. In der feinkörnigen Matrix sind kleinen Plagioklasleisten und Klinopyroxene noch erkennbar (Abb. 80). Die porphyroblastischen Einsprenglinge werden von Olivin und Klinopyroxen gebildet. Spinell-Phasen finden sich als relativ große Einschlüsse im Klinopyroxen (Abb. 81) sowie sehr viel feinkörniger in der Matrix. Der Rest einer skelettförmig zersetzten Spinell-Phase wird in Abb. 82 dargestellt.



Abb. 79: Basalt CAN 38 vom Montaña Roja.

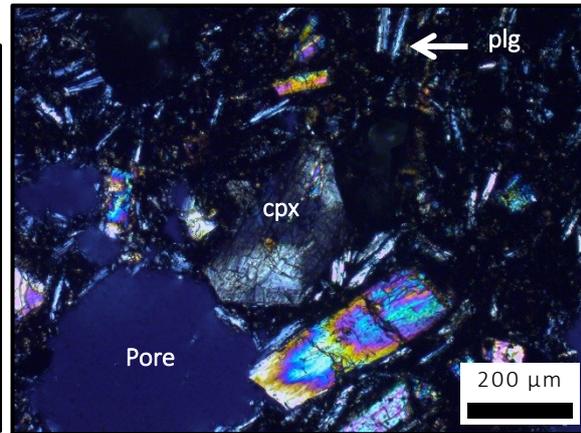


Abb. 80: Klinopyroxen mit Sanduhrstruktur neben ca. 0,5mm großer Pore und kleinen Plagioklasleisten, gekreuzte Pol.

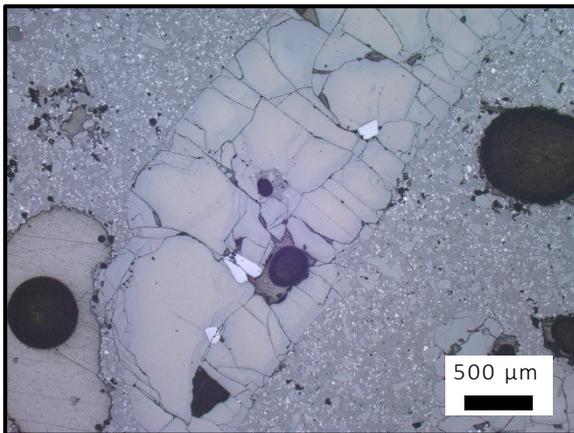


Abb. 81: Klinopyroxeneinsprengling mit Spinnelleinschlüssen (hellgrau)

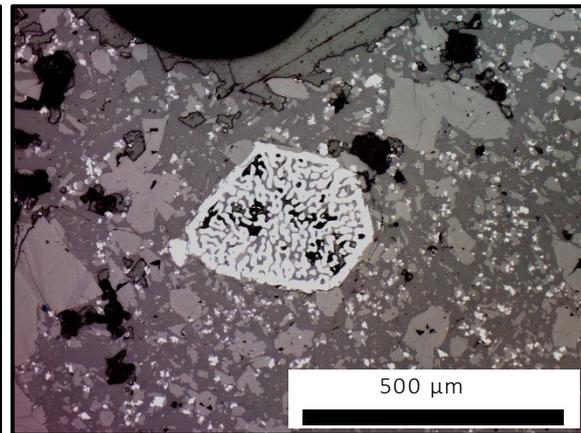


Abb. 82: Skelettförmig zersetzte Spinell-Phase in der Matrix

4.2.2 Klinopyroxenit- Xenolith, CAN 39

Dieser Schliff wurde aus einem Stück eines Xenoliths, gefunden wie die Probe Can38 am Vulkankegel des Montaña Roja (Teneriffa), angefertigt. Das in etwa faustgroße Stück (Abb. 83) besteht aus einem schwarzen Kern, der von einer rötlich-braunen Oxidationsschicht überzogen ist. Der Kern besteht zum überwiegenden Teil aus Klinopyroxenen (Abb. 85). Dazwischen befinden sich einzelne opake Phasen, welche als feinkörniges Gemenge von Olivin, Magnetit und Hämatit identifiziert werden konnten. Der Eisengehalt des unter Aufsicht rötlich-braun erscheinenden Olivins ging hier infolge metamorpher Prozesse in Lösung und fiel als feines Magnetit/Hämatit- Gemisch aus, was zur Opazität des Olivins führte und den Magnesiumgehalt im Olivin relativ anreicherte. Zum Teil finden sich auch Entmischungen von Hämatit und Magnetit in diesen opaken Phasen (Abb. 84). Die Klinopyroxene enthalten, ähnlich den Amphibolen der Probe Gom02, zahlreiche gitterförmig angeordnete Entmischungen von TiO_2 (ersichtlich unter Abb. 87), sowie linienförmig angeordnete Flüssigkeitseinschlüsse (Abb. 86).



Abb. 83: Der Klinopyroxenit- Pyroklast CAN 39.

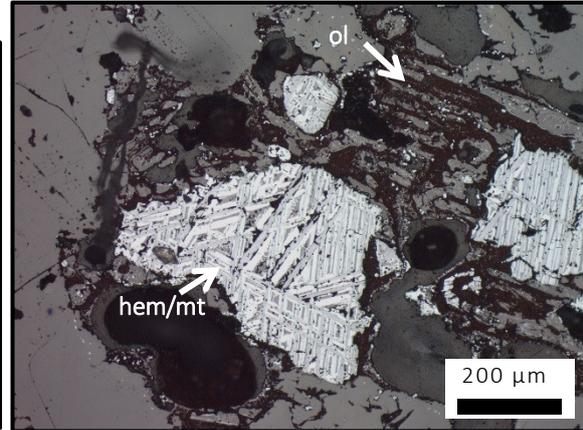


Abb. 84: Eine der opak erscheinenden Phasen unter Auflicht.

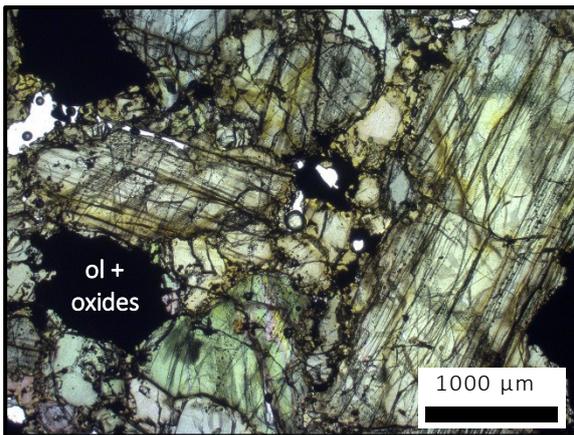


Abb. 85: Grünlicher Klinopyroxen als Hauptkomponente der Vulkanbombe CAN 39.

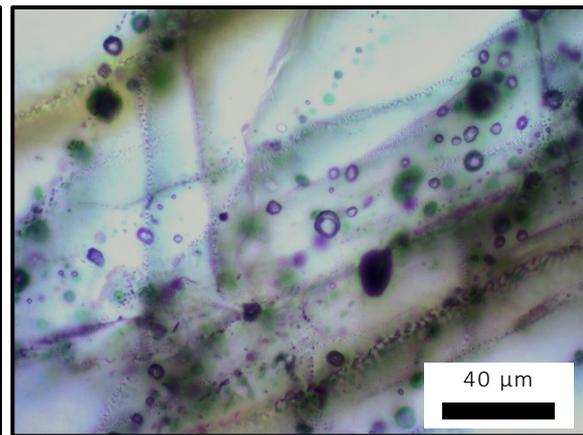


Abb. 86: Zahlreiche Fluid Inclusions im Klinopyroxen.

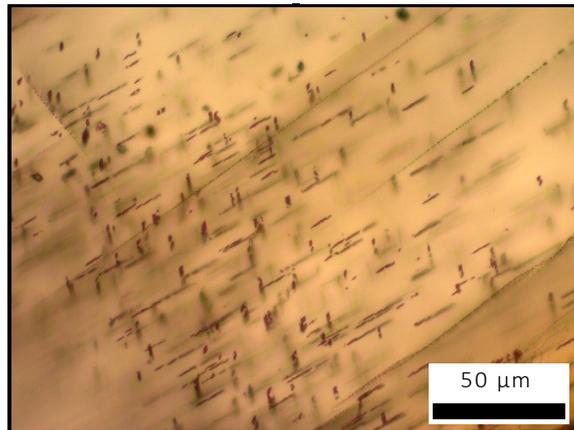


Abb. 87: TiO₂- Gitter im Klinopyroxen.

4.3 Lanzarote

4.3.1 Peridotitischer Xenolith, LZ 1

Bei dieser Probe handelt es sich um eine peridotitische Knolle innerhalb einer basaltischen Lava (Abb. 88). Fundort ist die Caldera Montaña de los Lapas (GPS: 28°59'31", 13°41'31") im Zentrum von Lanzarote. Der Vulkankegel gehört der geologischen Einheit der Basaltic Series IV, welche die Jüngste der vier Serien darstellt (siehe NEUMANN ET AL., 1995), an. Mineralogische Hauptbestandteile des Xenoliths sind Olivin, Klinopyroxen, Orthopyroxen und als Einschlüsse vorkommende Spinell-Phasen (Abb. 89 und Abb. 90). Die umhüllende Lava ist mit einer Vielzahl an Poren von einigen Millimeter Größe durchsetzt und setzt sich aus einer feinkristallinen Matrix mit kleinen Einsprenglingen von Klinopyroxen und Olivin zusammen (Abb. 91).



Abb. 88: Peridotitischer Xenolith LZ1.

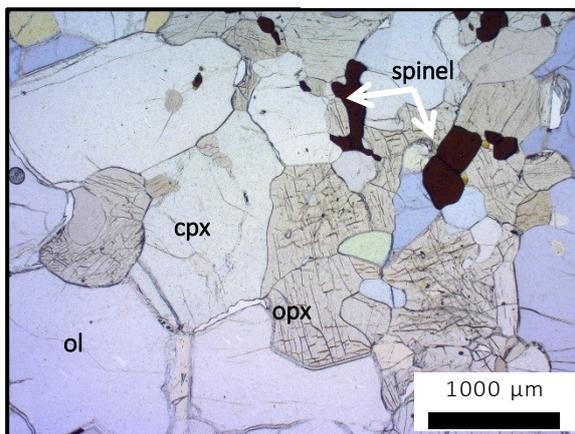


Abb. 89: Übersicht des Dünnschliffs LZ1 mit den Hauptkomponenten Olivin, Klinopyroxen, Orthopyroxen und Spinell.

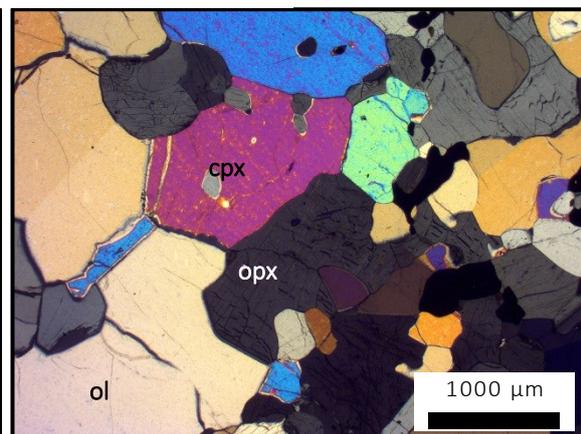


Abb. 90: Übersicht bei gekreuzten Polarisatoren.

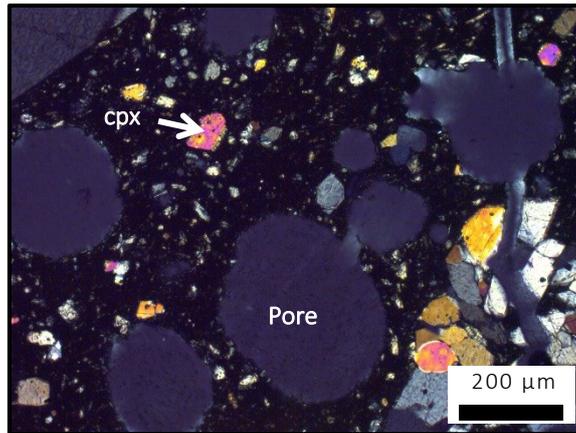


Abb. 91: Die feinkristalline Grundmasse der Lava

5 Die dunitischen orbikularen Xenolithe

5.1 Fundstelle

Am nördlichen Ende des Playa de Vallehermoso, in der kleinen Einbuchtung nördlich des geschlossenen "Castillo del Mar" (Abb. 92, GPS: 28°12'20", 17°15'10"), wurde unter den Strandgeröllen 4 Blöcke mit auffallender orbikularer Textur gefunden. Geologisch gesehen gehört die Fundstelle dem Basal Complex der Insel an. Abb. 93 zeigt einen der Blöcke bei der Fundstelle. Die Gerölle sind infolge des hier herrschenden starken Brandungs- und Gezeiteninflusses gut abgerundet. Der größte Block erreicht eine max. Ausdehnung in Längsrichtung von ca. einem halben Meter.

Leider konnte den Geröllen kein direktes Äquivalent im anstehenden Gestein zugewiesen werden. Jedoch befinden sich in unmittelbarer Nähe in den anstehenden basischen Dykes vergleichbare Olivin- Xenolithe in einem ca. 2m breiten Abschnitt (Abb. 95). Von diesen ähnlichen Xenolithen können in diesem Bereich auch Exemplare unter den Geröllblöcken gefunden werden (Abb. 94). Außerdem konnte in ebendiesem Abschnitt ein Dyke, welcher stark verwitterte Xenolithe mit noch erkennbarer, orbikularer Textur enthält, gefunden werden (siehe ebenfalls Abb. 95).

Es kann daher davon ausgegangen werden, dass die Gerölle mit den orbikularen Xenolithen ebenfalls einem dieser Dykes entstammen. Der ursprüngliche Dyke muss jedoch inzwischen fast vollständig der Erosion unterliegen sein und nur die Geröllblöcke zurückgelassen haben. Ein Rest dieses Dykes könnte jener stark verwitterte sein, dem die Probe X3 entnommen wurde (markiert in Abb. 95).



Abb. 92: Links: Das Castillo del Mar, von 1890 bis 1950 eine Hafenanlage. Rechts: In der kleinen Bucht nördlich des Castillo's (roter Pfeil im linken Bild) wurden die orbikularen Gerölle und Dykes gefunden.

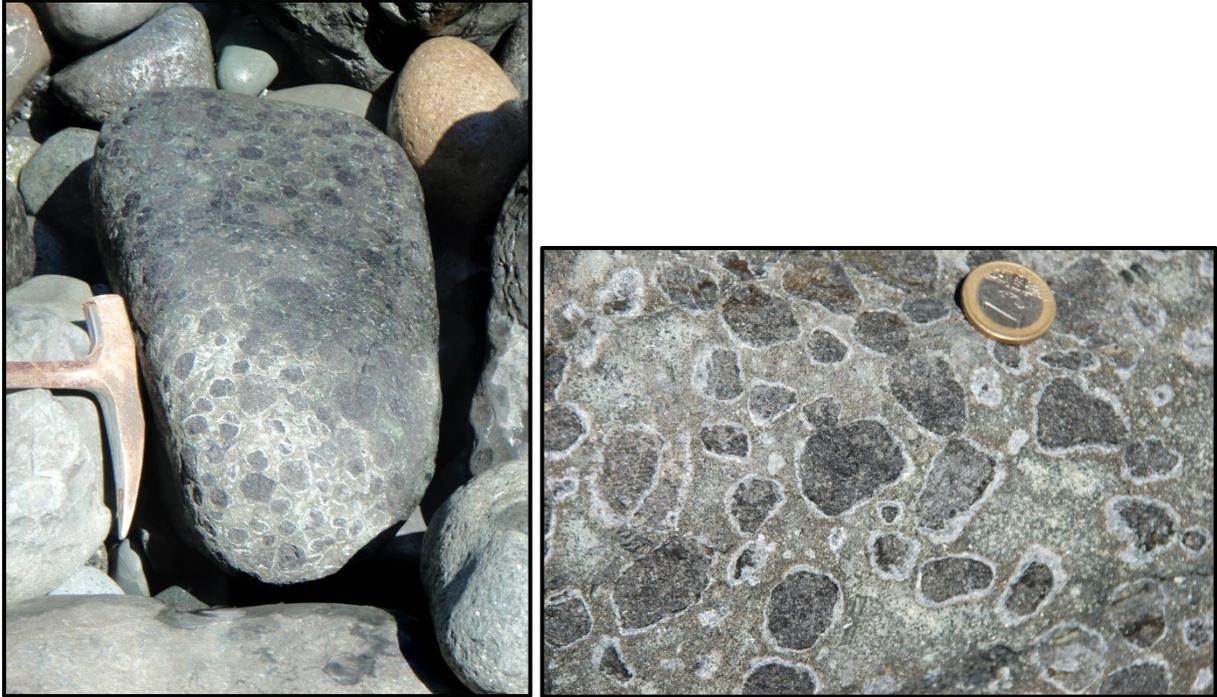


Abb. 93: Links: Ein Geröll mit orbikularer Textur am Fundort. Rechts: Nahaufnahme der exotischen Textur.



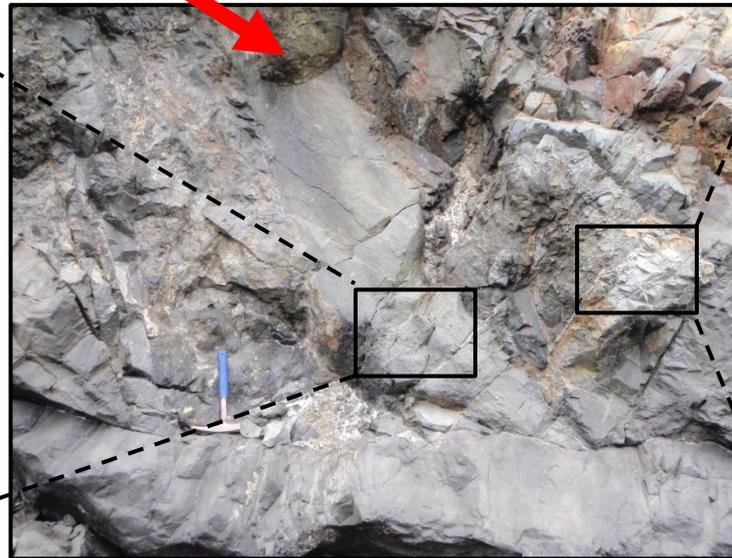
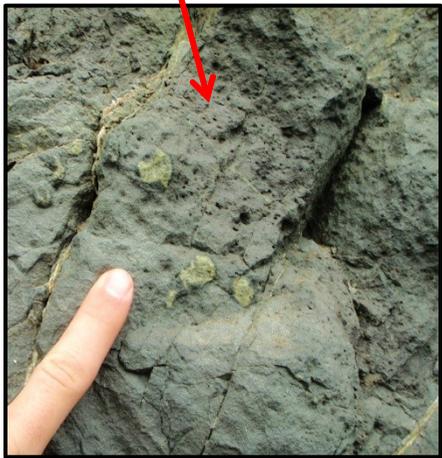
Abb. 94: Basaltischer Geröllblock mit ähnlichen Olivin-Xenolithen.

Darstellungen des Fundortes und Beispiele der verwandten Gesteine sind in Abb. 95 abgebildet:



Castillo del Mar

Proben X6a, X6b



Probe X3



Abb. 95: Darstellung und Angabe des Fundortes mit den verwandten Olivin- Xenolithen.

5.2 Allgemeines über Orbikular- Gesteine

Definition nach LEVESON (1966):

„Ein magmatisches, metamorphes oder migmatitisches Gestein, bei dem konzentrische Hüllen mit abweichender Textur und Mineralogie einen zentralen Kern umgeben.“

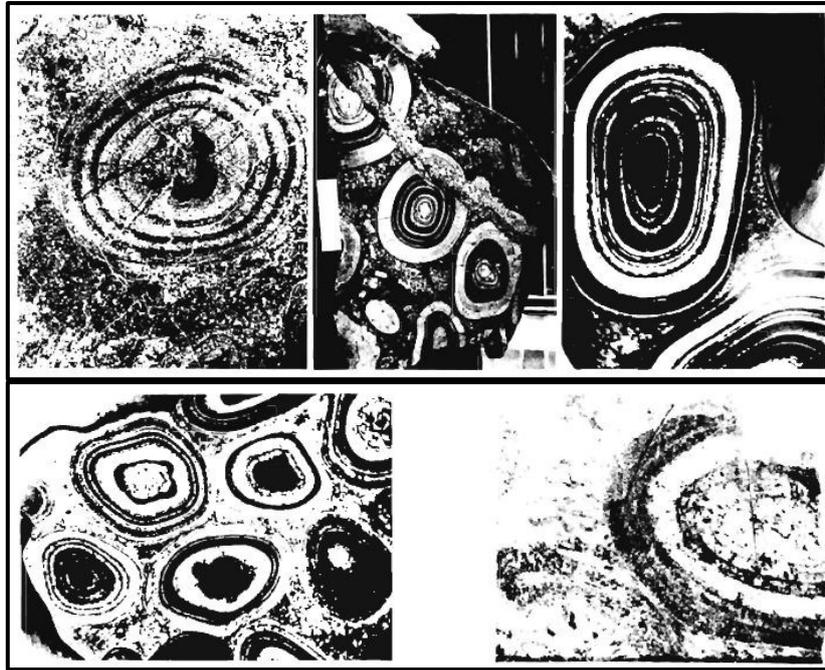


Abb. 96: Beispiele aus einer unzähligen Vielfalt von Orbikular Gesteine (aus Leveson, 1966).

Beispiele für solche Orbikule sind in Abb. 96 abgebildet. Diese können aus einer oder mehreren Schalen aufgebaut sein, irregulär, kugelig oder ellipsoidisch in ihrer Form und Größen von 1 bis ca. 20 cm einnehmen. Weiters können Schalen und Kerne sowohl mono- als auch polymineralisch sein. Diese Orbikule, von ultramafischer bis felsischer Zusammensetzung, liegen meist innerhalb einer Matrix, die sich in Korngröße und Mineralogie unterscheidet.

Für deren Entstehung steht eine Vielzahl an Hypothesen und Mechanismen in magmatischen, metamorphen und migmatitischen Regimen zur Diskussion. Den Anerkanntesten entsprechen unter anderem:

- Rhythmische Kristallisation an Keimen in unterkühlten Schmelzen
- Nichtmischbare Schmelzen / Entmischungen
- Reaktionen zwischen Xenolithen und Magma in Dykes
- Formation durch Granitisierung und aktiver Diffusion ähnlich der Bildung von Liesegang-Ringen

Wobei auch Kombinationen und Verknüpfungen verschiedener Mechanismus zur Wirkung kommen können (LEVESON, 1966).

Abb. 97 zeigt einen Sketch von YAZGAN UND MASON (1988) der ihre Idee zur Bildung eines orbikularen Gabbros aus Baskil (südöstliche Türkei) beschreibt. Demnach intrudierte ein basalti-

sches Magma in Pyroxenite und Amphibolite. Die äußeren Pyroxene der mitgerissenen Bruchstücke (Xenolithe) erfuhren meist eine Umwandlung in Amphibole. Zusätzlich führte eine schalenartige Kristallisation der basaltischen Schmelze zu gabbroischen Lagen um die Xenolithe. Während der fortschreitenden Kristallisation freiwerdendes Kristallwasser veränderte weiterhin die Mineralogie der Orbikule entlang von Rissen und Klüften.

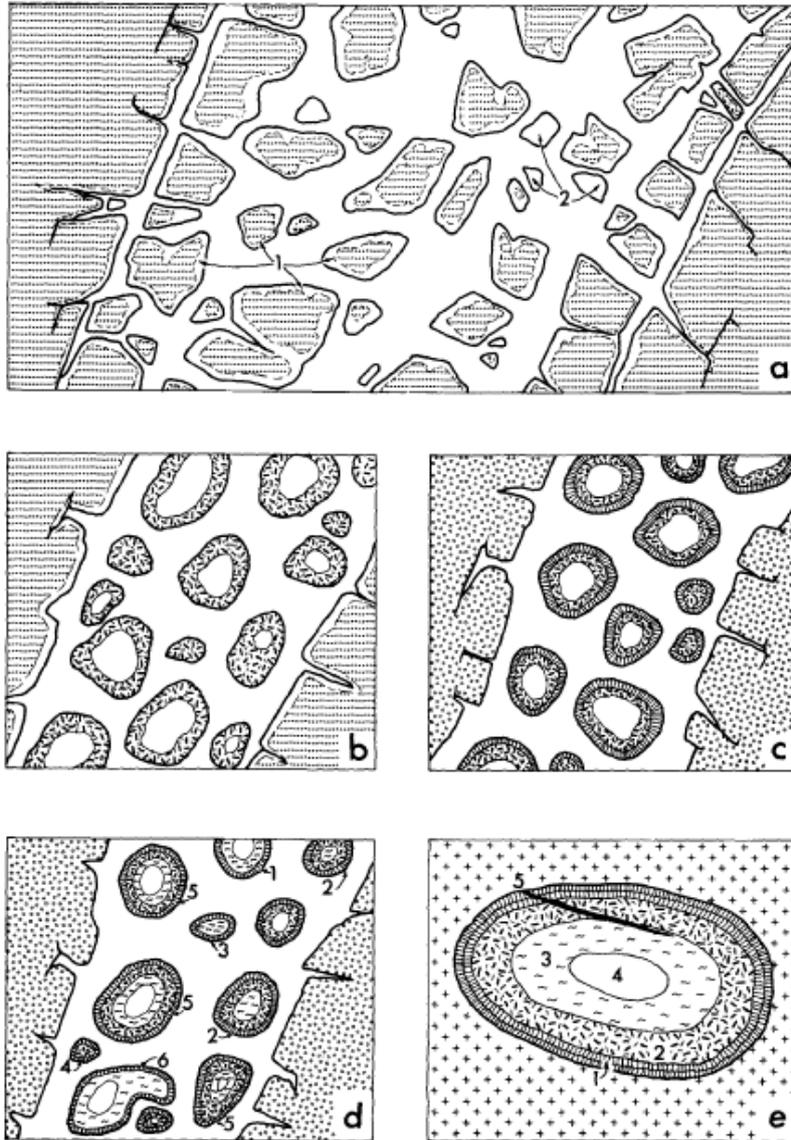


Abb. 97: Sketch zur Illustration der Bildung eines orbikularen Gabbros durch Intrusion eines basaltischen Magmas in Pyroxenite und Amphibolite in der Nähe von Baskil, südöstliche Türkei (aus Yazgan und Mason, 1988).

5.3 Petrographie

5.3.1 Gom 1, Gom 2, Gom 03



Abb. 98: Ein Geröllblock des orbikularen Gesteins.

Die Proben Gom1, Gom2 und Gom03 sind alle von demselben Gesteinstyp und entstammen nur unterschiedlichen Geröllblöcken, weshalb sie hier zusammengefasst behandelt werden. In Abb. 98 wird ein, an einer Schnittfläche polierter, Geröllblock des Gesteins gezeigt. Hier wie auch bei Betrachtung der daraus gefertigten Dünnschliffe in Abb. 99 fällt sofort dessen inhomogener Charakter ins Auge: innerhalb einer grünlich- grauen Matrix liegen, von einem wenigen Millimeter dicken Rand hell- weißer Mineralien getrennt, rundliche grau- schwarze Knollen mit Größen bis rund 4cm. In Abb. 100 erfolgt eine Darstellung und Abgrenzung der 3 Bereiche im mikroskopischen Maßstab.

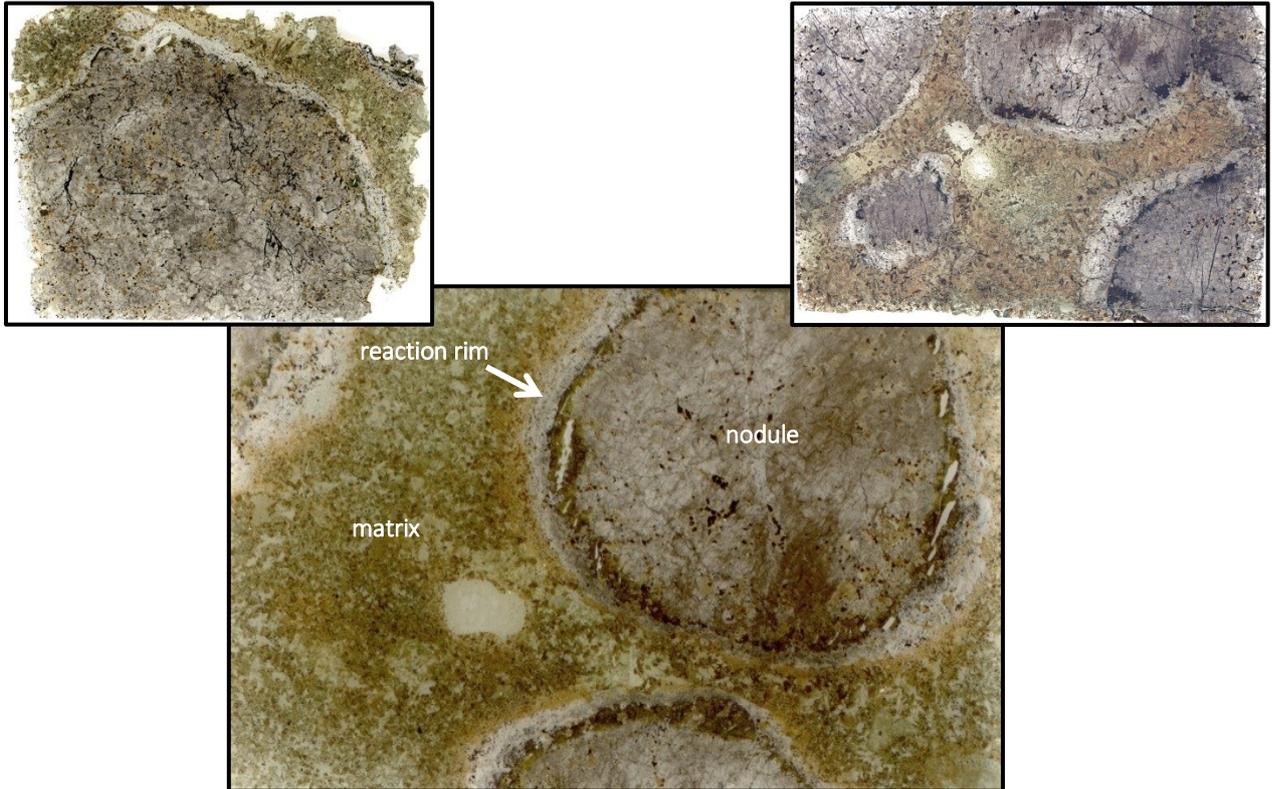


Abb. 99: Dünnschliff der Probe Gom2, Bilddurchmesser ca. 3,8cm
 Links oben: Dünnschliff Gom1
 Rechts oben: Dünnschliff Gom03

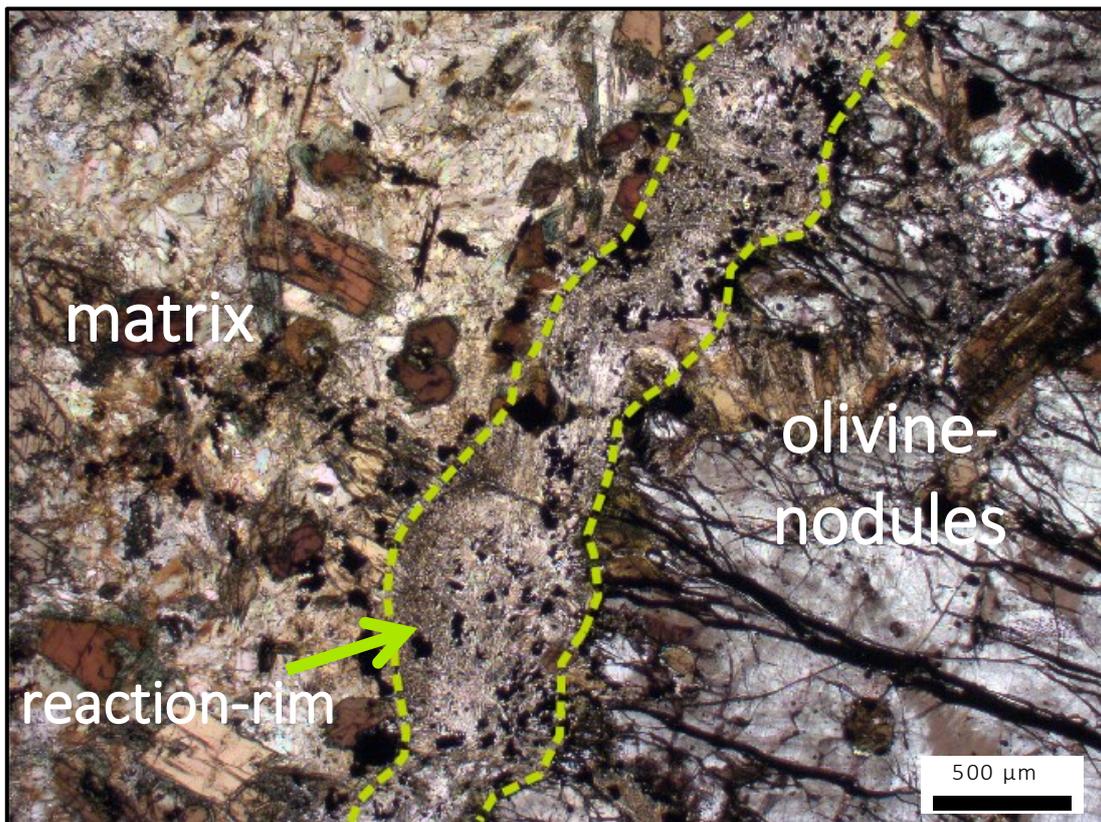


Abb. 100: Übersicht und Abgrenzung der verschiedenen Zonen der Probe Gom2.

Knollen

Bei Betrachtung der schwarzen Knollen unter dem Mikroskop können diese aufgrund der hohen Interferenzfarben 2. und 3. Ordnung und des Achsenwinkels (2-achsig positiv) eindeutig als Olivine identifiziert werden. EMS Messungen ergaben einen Forsterit Anteil von 81-82 mol% (siehe Kapitel 7.1). Die anhedralen, granularen Olivine sind relativ grobkörnig, wobei die Korngrößen der einzelnen Olivine im Durchschnitt zwischen 1 und 5mm liegen. Entlang von Rissen ist eine leichte Serpentinisierung des Olivins erkennbar. Die makroskopisch ungewöhnlich dunkle Farbe des Olivins wird durch eine Vielzahl an dekorierten Versetzungen (Dislokationen) verursacht (näheres dazu weiter unten). Ferner liegen zahlreiche feste Phasen von wenigen μm -Größe als Präzipitate in Flüssigkeitseinschlüssen im Olivin vor, wovon in Kapitel 5.1 berichtet wird. Innerhalb der Forsterite finden sich Vergesellschaftungen mit Spinell-Phasen. Diese sind teils hypidio- bis idiomorph ausgebildet, teils enthalten sie rundliche Einschlüsse im Zentrum (=“Donut Textur“, Abb. 104, siehe folgenden Abschnitt). Weiters finden sich Entmischungslamellen von Titanomagnetit. Abb. 103 zeigt ein Übersichtsbild der Olivinknollen mit den eingeschlossenen Spinell-Phasen unter Auflicht.

Ausgehend vom äußeren Rand liegen Amphibole und dessen Alterationsprodukte in den Zwischenräumen von Rissen und Spalten. Diese Amphibole scheinen erst nach der Bildung der Olivinknollen entlang der Risse in diese eingedrungen zu sein. In Abb. 101, einem Übersichtsbild der Olivinknollen am Übergang zum Reaktionsrand, wird dies gut veranschaulicht.

In der Mehrheit der Zwischenräume kann eine Umwandlung der Hornblende in feinkörnigeren Tremolit dokumentiert werden (Abb. 102). Im Durchschnitt bestehen etwa 85-95 vol.% der Knollen aus grobkörnigem Olivin, weswegen die separat betrachteten Knollen als Spinell-Dunit angesprochen werden können. Dem Gefüge und dem Mineralbestand nach könnte dieser Spinell- Dunit einer stark verarmten Mantelquelle entstammen.

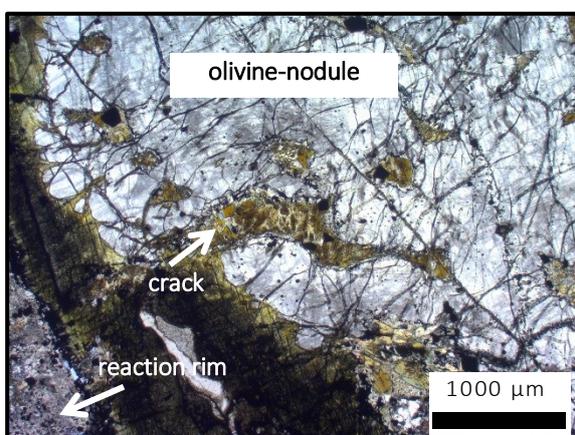


Abb. 101: Übersicht der Olivine am Übergang in den Reaktionsrand, Probe Gom2.

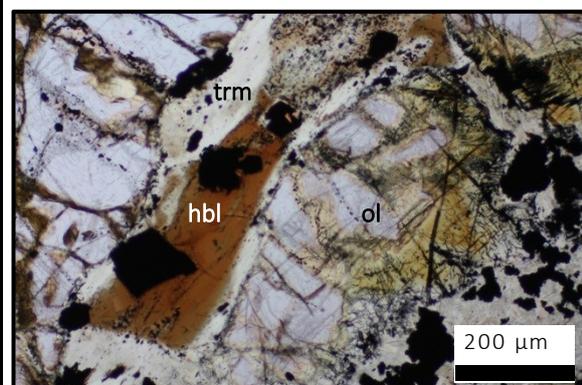


Abb. 102: Umwandlung einer Hornblende in Tremolit, Probe Gom1.

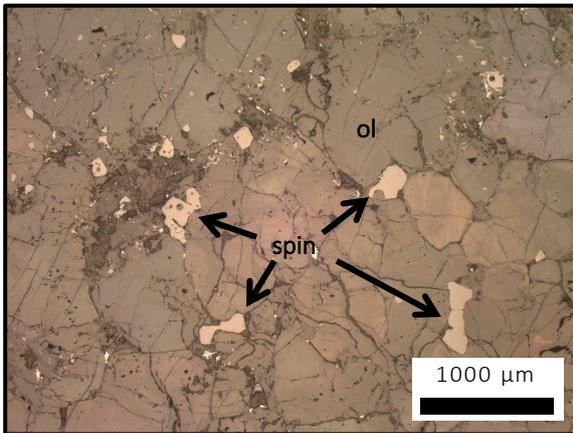


Abb. 103: Übersichtsfoto der Knollen unter Auflicht, Probe Gom2.

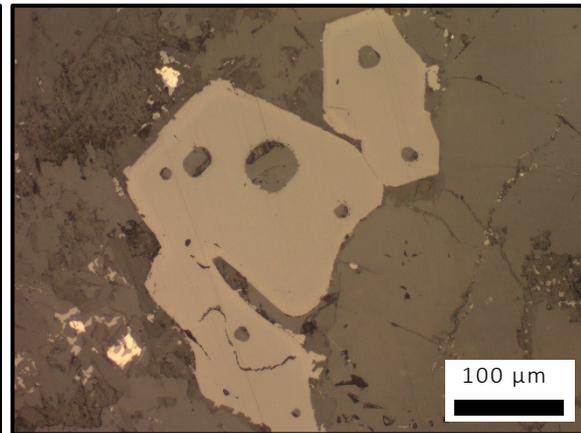


Abb. 104: Spinell- Phase mit Donut- Textur, Auflicht, Probe Gom2.

Donut- Textur:

In den Olivinknollen sowie in der Randzone wurden mehrfach Spinell- Phasen mit eigenständigen Erscheinungsbild, einer sogenannten „Donut Textur“, dokumentiert (siehe Abb. 105 bis Abb. 109). Derartige Spinelle sind zumeist hypidiomorph ausgebildet und weisen in ihrem Zentrum einen oder mehrere rundliche Einschlüsse verschiedener Größe auf. Diese sind meist aus 2 verschiedenen Phasen aufgebaut.

Raman Spektroskopische Untersuchungen identifizierten diese in der Probe Gom1 und Gom02 als Verwachsungen von Pargasit und Phlogopit. Auch in der Probe Can 8 wurde ein Oxid mit Donut Textur gefunden (Abb. 108). Hier bildet Diopsid zusammen mit Glasphase den Einschluss.

Abb. 110 bis Abb. 112 zeigen Beispiele der entsprechenden Raman- Ergebnisse.

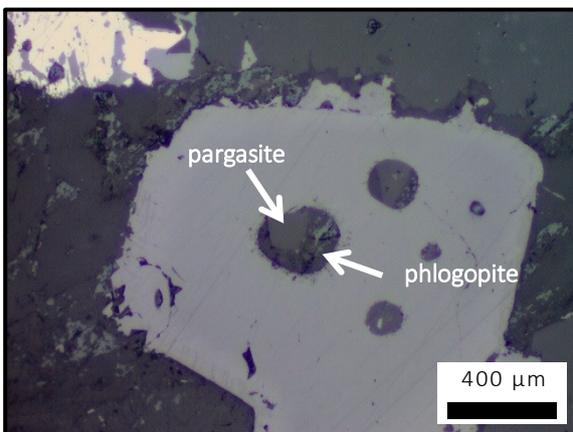


Abb. 105: Donut-artiger Einschluss von Pargasit und Phlogopit innerhalb einer Spinell-Phase, Probe Gom1.

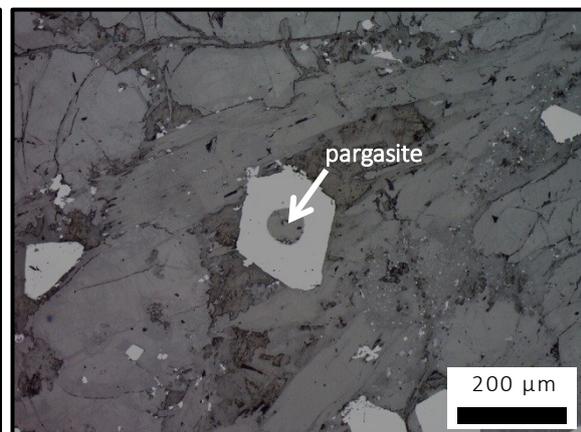


Abb. 106: Donut-artiger Einschluss von Pargasit innerhalb einer Spinell-Phase, Probe Gom1.

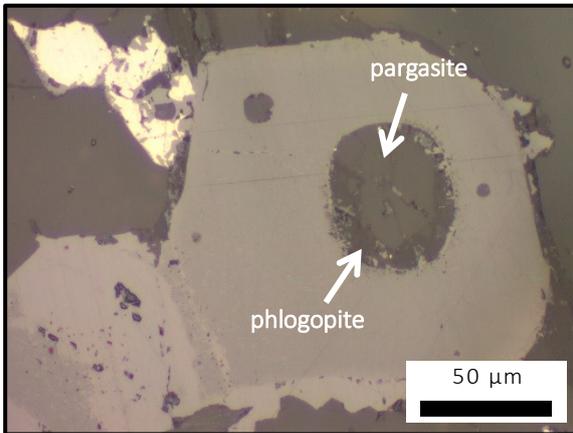


Abb. 107: Donut-artiger Einschluss von Pargasit und Phlogopit innerhalb einer Spinell-Phase, Probe Gom1.

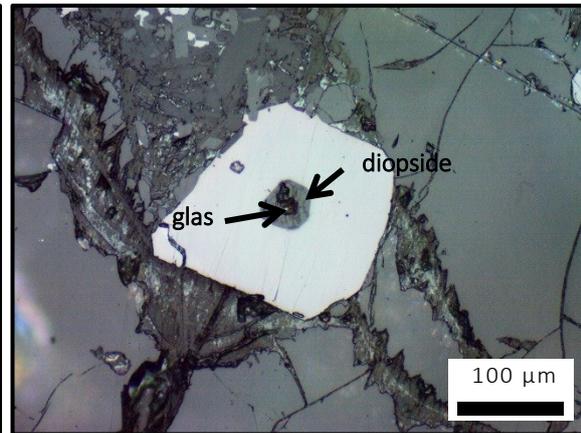


Abb. 108: Donut-artiger Einschluss von Diopside innerhalb einer Spinell-Phase, Probe Can8.

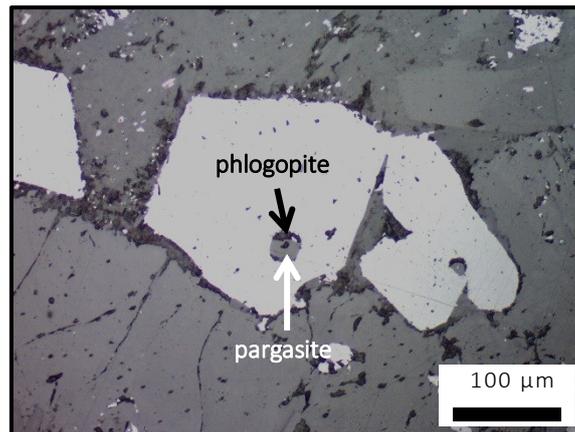


Abb. 109: Donut-artiger Einschluss von Pargasit und Phlogopit innerhalb einer Spinell-Phase, Probe Gom2.

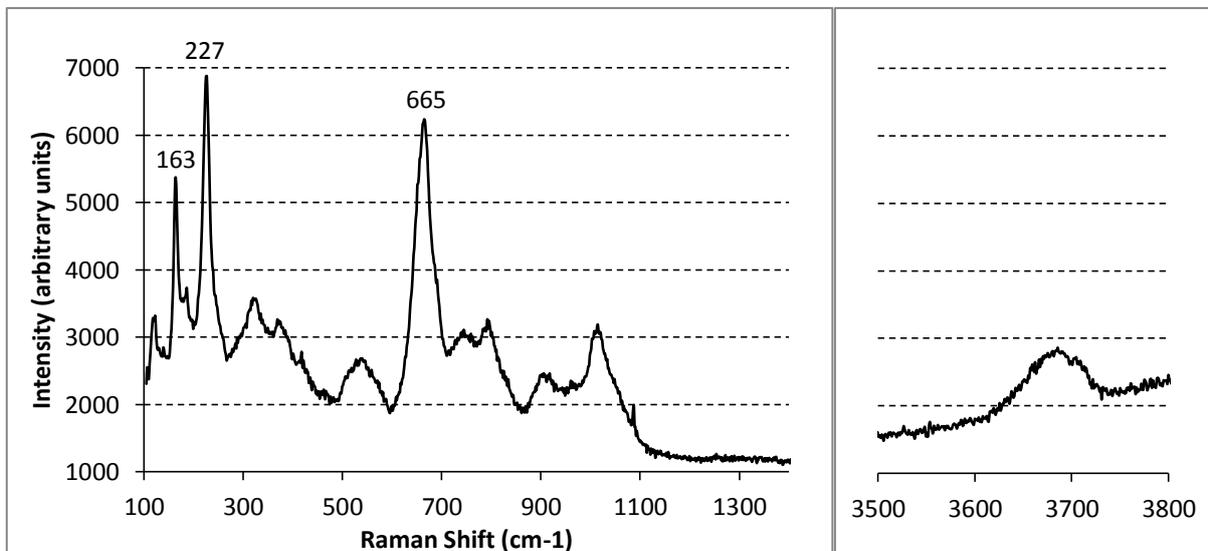


Abb. 110: Raman Spektrum von Pargasit, Probe Gom1.

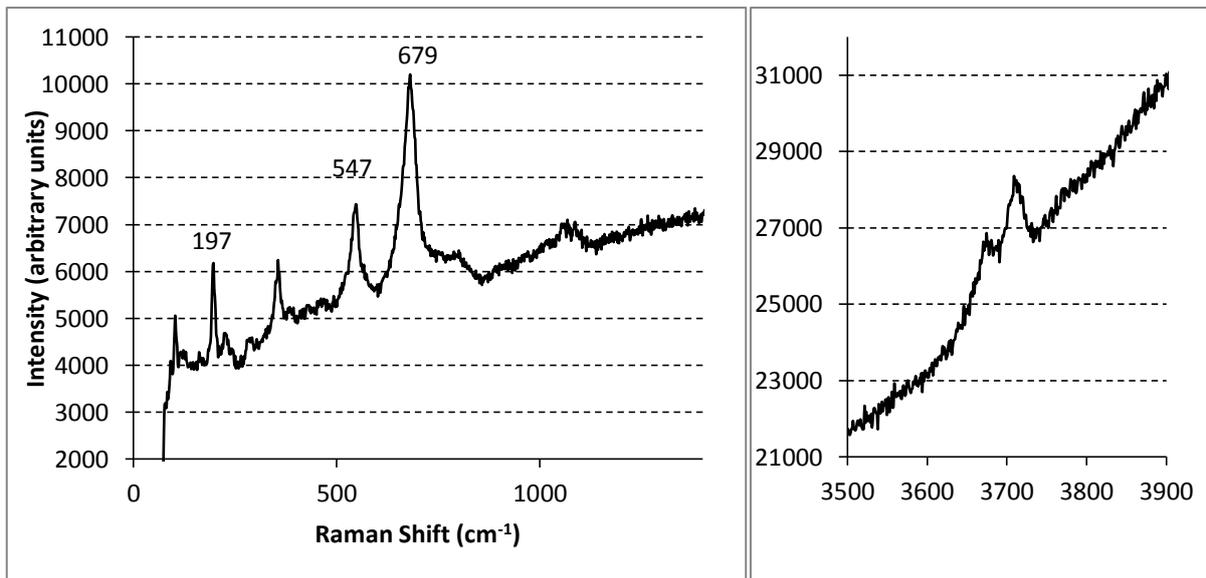


Abb. 111: Raman Spektrum von Phlogopit, Probe Gom1.

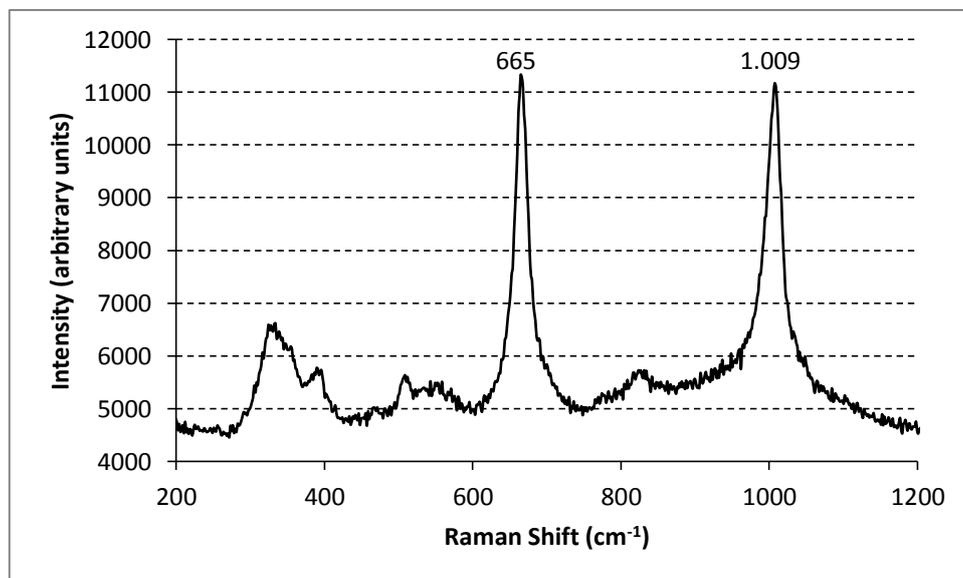


Abb. 112: Raman Spektrum von Diopsid, Probe Can8.

Der Einschluss von OH Gruppen- hältigen Mineralien in Spinellen erscheint sehr unerwartet, da Spinell-Phasen normalerweise bei sehr hohen Temperaturen, unter denen OH- hältige Phasen instabil sind, aus einer abkühlenden Schmelze ausscheiden. Es ist daher unplausibel, dass die Pargasit- Phlogopit Verwachsungen primär mit den Spinellen auskristallisiert sind. Wahrscheinlicher erscheint die Vorstellung, dass die primär gebildeten Einschlüsse durch eine sekundäre, hydrothermale Alteration hydratisiert wurden. Nach der Reaktionsserie von BOWEN (1928) würde man Olivine oder Pyroxene innerhalb der Spinelle erwarten. Tatsächlich wurde nur in der Probe Can8 Diopsid als Einschluss- bildende Phase nachgewiesen (Bild in Abb. 108 und Raman Spektrum in Abb. 112). Möglicherweise handelt es sich hier um die ursprüngliche Form der Einschlüsse, wohingegen die „Donuts“ der Proben Gom1 und Gom2 von einer hydrothermalen Alteration betroffen waren.

Versetzungen (Dislokationen)

Eine weitere bedeutende Charakteristik sämtlicher Olivine der Dunitknollen ist das Vorhandensein zahlreicher, natürlich dekorierte Versetzungen (decorated dislocations). Als Versetzungen werden linienförmige Defekte im Kristallgitter eines Minerals bezeichnet und durchziehen in diesen Proben die einzelnen Olivinkörner mit variierender Häufigkeit.

Abb. 113 zeigt eine grobe Übersicht über Bereiche mit wechselnder Dislokationsdichte im Olivin.

Normalerweise nur mittels fortgeschrittenen Techniken (z.B. TEM) erkennbar, werden die Versetzungen in diesem Gestein durch die natürliche Dekoration schon mit normalem Durchlichtmikroskop sichtbar. Natürliche Dekoration bedeutet, dass das Eisen des Olivins entlang der Versetzungen durch einen natürlichen Oxidationsprozess zu Hämatit umgewandelt und so sichtbar gemacht wurde. Grund dafür ist die begünstigte Keimbildung des Eisenoxids der fayalitischen Komponente entlang der Dislokationen (ZEUCH UND GREEN, 1977). Dieser Prozess mittlerweile auch synthetisch im Labor nachgestellt (z.B. KOHLSTEDT ET AL., 1976). Die oxidierten Versetzungen erklären auch die ungewöhnlich schwarze Farbe der Olivine im Handstück und die eigenartigen makroskopischen Strukturen die an Spaltflächen erinnern, welche im Olivin natürlich nicht vorhanden sein dürften.

Auch ZEUCH UND GREEN (1977) erklärten die dunkle Farbe ihrer Olivin- Xenolithen aus Mauna Kea (Hawaii) durch das Vorhandensein natürlich dekorierte Dislokationen.

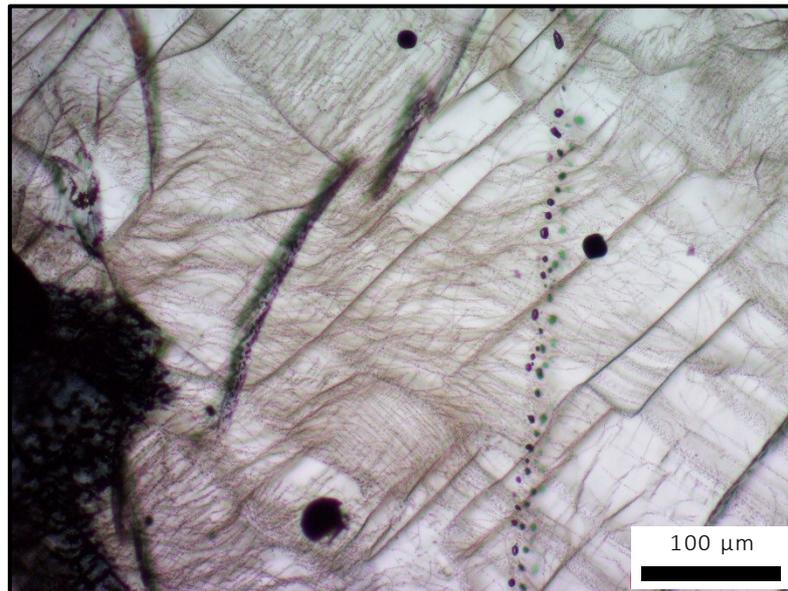


Abb. 113: Übersichtsbild über Bereiche mit verschiedener Versetzungsdichte im Olivin.

Allgemeine Theorie der Versetzungen

Allgemein betrachtet stellen Versetzungen linienförmige Gitterbaufehler dar, welche während plastischer Verformung entstehen. Überschreitet eine äußere Scher- oder Zugspannung einen kritischen Wert, findet ein Wechsel von elastischer zu plastischer Deformation statt. Die Bildserie in Abb. 114. zeigt die schematische Bewegung einer Stufen- und Schraubenverset-

zung durch ein Kristallgitter. In einem realen Kristall beginnt die Versetzung in einem Bereich mit hoher Druckkonzentration. Es kommt zur Ausbildung und Fortpflanzung einer "Gleitwelle". Dadurch erfolgt eine Verschiebung nicht mehr gleichzeitig. Es werden hingegen nur benachbarte Atome nacheinander verschoben. Würde die Verschiebung in einem einzigen Schritt ablaufen, würde ca. das 1000 fache an Druck aufgebracht werden müssen. Stufenversetzungen pflanzen sich parallel zur wirkenden Druckrichtung fort, Schraubenversetzungen senkrecht dazu. In der Praxis werden jedoch meist gemischte Versetzungen beobachtet.

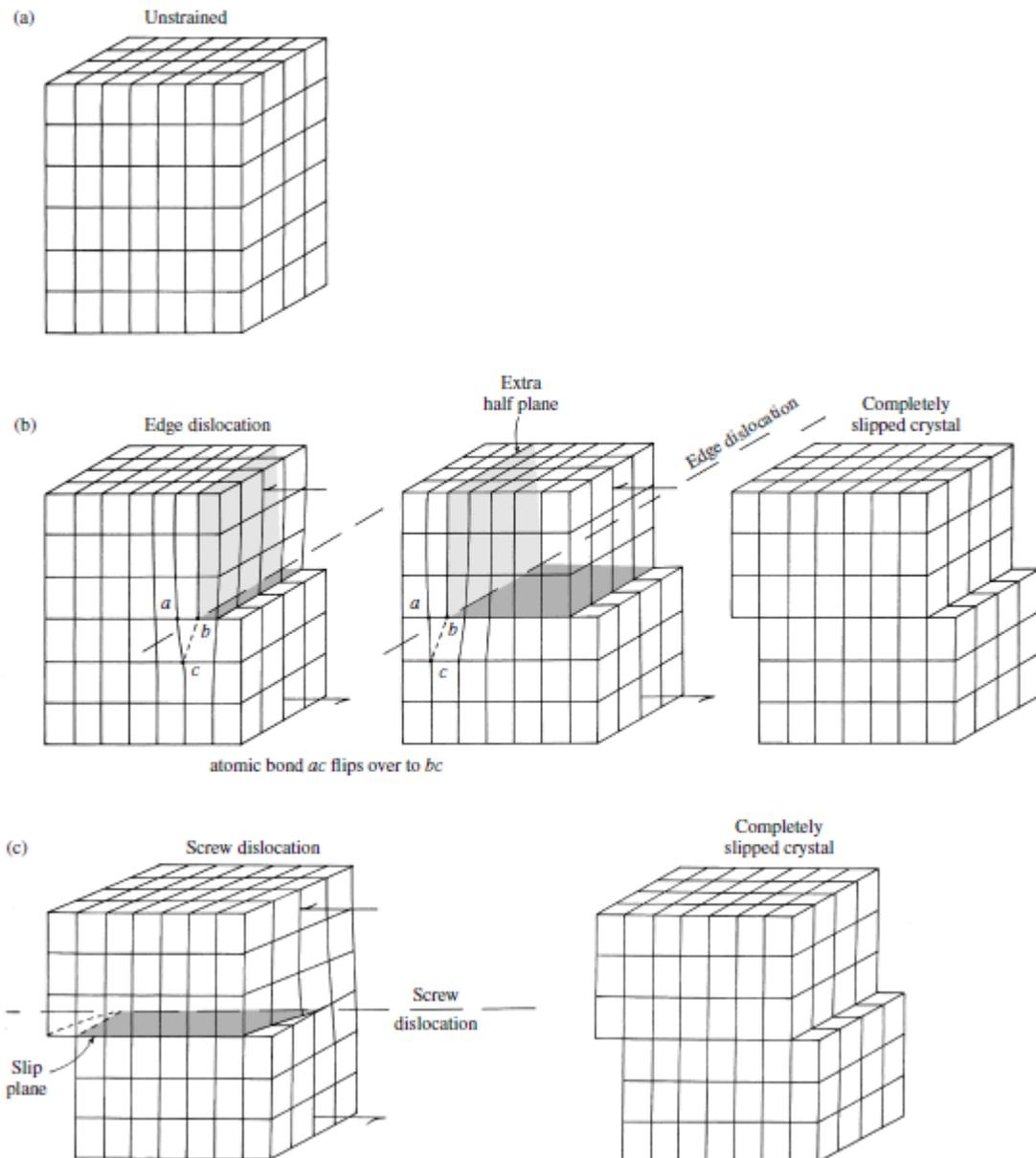


Abb. 114: Die 2 Arten von Versetzungen: Stufenversetzung (b) und Schraubenversetzung (c). Die Gleitebene (grau markierter Bereich) trennt den ungestörten vom verschobenen Bereich (aus Best, 2012).

Die Größe, welche eine beliebige Versetzung charakterisiert, wird als Burgers Vektor \mathbf{b} bezeichnet. Sie ergibt sich aus dem Vergleich des Umlaufs einer Vektorkette um die Verset-

zungslinie aus dem gestörten Gitterbereich und dem ungestörten Idealgitter. Der Burgers Vektor kann demnach auch als Schließungsfehler zum Referenzgitter bezeichnet werden. Die Bewegung von Versetzungen erfolgt normalerweise entlang derjenigen Ebene im Kristall, die am dichtesten mit Atomen besetzt ist. Diese Ebene wird auch als Gleitebene bezeichnet. Die Richtung, in welche sich die Versetzung bewegt, ist die Gleitrichtung. Gleitebene und Gleitrichtung bildet das Gleitsystem. Im Olivin ist dies (100) [001] mit $b = 5,98$. Wenn dieses Gleitsystem durch ungünstige Orientierung des Kristalls unterdrückt wird, wird das Gleitsystem (010) [100] mit $b = 4,76$ aktiviert (Abb. 115). Ab Temperaturen über 1000°C beginnen beide Gleitsysteme in gleichem Ausmaß zu wirken (FROST UND ASHBY, 1982).

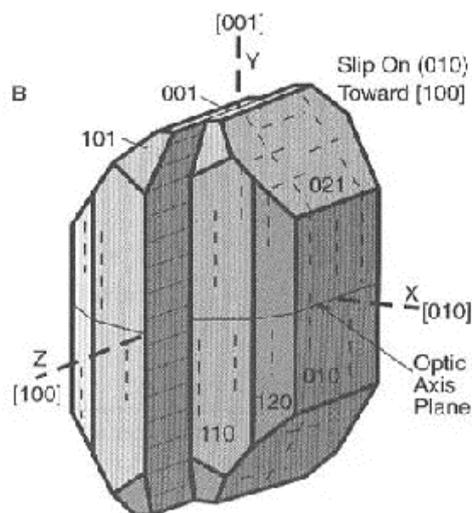


Abb. 115: Das Gleitsystem des Olivins mit der Gleitebene (010) und der Gleitrichtung [100].

Wie schon erwähnt, werden Dislokationen bei den Prozessen der plastischen Deformation eine bedeutende Rolle zuteil. Da Olivine die dominante Phase des oberen Erdmantels darstellen, muss es bei Bewegung der Kontinentalplatten in ihnen zur Verformung kommen. Die Bedingungen, unter denen es zur Dislokations- betonten Verformung kommt, sind jedoch von einer großen Anzahl an Faktoren abhängig. Unter anderem nehmen Druck, Verformungsgeschwindigkeit (strain rate), Temperatur, Zeit, Korngröße und der Wassergehalt großen Einfluss. Abb. 116 zeigt eine „Deformation mechanism map“ des Olivins (KATAYAMA, 2009) in Abhängigkeit von Druck und Temperatur bei einer Korngröße des Olivin von 1 mm (dies entspricht in etwa der durchschnittlichen Korngröße der Olivine in den Knollen).

In Abb. 117 werden dagegen Deformation mechanism maps als Funktion des Drucks und der Korngröße bei Temperaturen von 700 und 1100°C dargestellt (aus: <http://www.jessicamwarren.com/research/research-rheology/>). Es geht hervor, dass zur Ausbildung von Dislokationen vor allem ein erhöhtes Spannungsregime und größere Korngrößen nötig sind. Bei niedrigeren Spannungen und kleinen Korngrößen finden hingegen vermehrt Diffusionsprozesse statt. Auch wird verdeutlicht, wie mit steigender Temperatur der Einflussbereich Dislokations- betonter Verformung erheblich zunimmt und die erforderte Mindestspannung herabgesetzt wird.

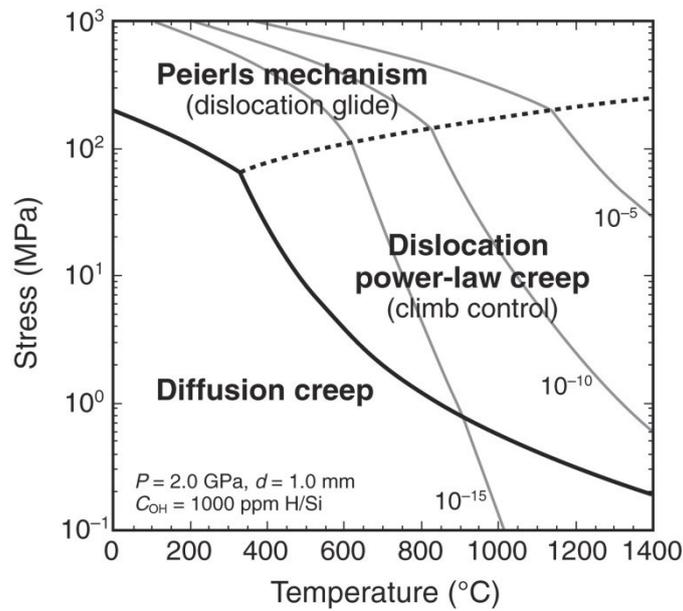


Abb. 116: Deformation mechanism map für Olivin als Funktion von Druck und Temperatur, $P = 2\text{ mm}$, Korngröße $d = 1\text{ mm}$ und Wassergehalt $C_{\text{OH}} = 1000\text{ ppm H/Si}$. Dicke Linien kennzeichnen Übergangszonen zwischen Diffusions- und Dislocations betonten Mechanismen, dünne graue Linien sind Zonen mit konstanter Verformungsgeschwindigkeit (strain rate) (aus Katayama, 2009).

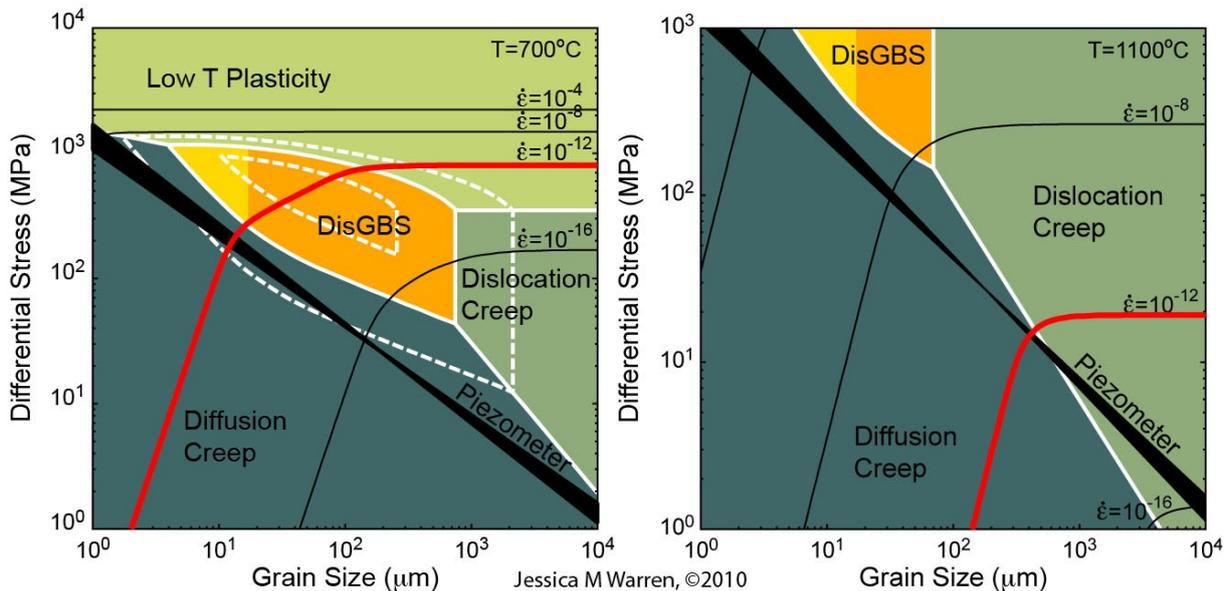


Abb. 117: Deformation mechanism maps für Olivin als Funktion von Druck und Korngröße. Links: bei $T = 700^\circ\text{C}$; Rechts: $T = 1100^\circ\text{C}$. DisGBS = Dislocations Grain Boundary Slide; $\dot{\epsilon}$ = Strain rate (aus <http://www.jessicamwarren.com/research/research-rheology/>).

BAI UND KOHLSTEDT (1992) untersuchten San Carlos Olivine die nach den 3 Kristallographischen Raumrichtungen $[110]$, $[101]$ und $[011]$ experimentell deformiert wurden. Die, mit der Oxidationstechnik sichtbar gemachten, erhaltenen Dislokationen teilten sie nach Deformationsrichtung in Gruppen ein. Abb. 118 zeigt die Ergebnisse. Die nach $[110]$ belasteten Olivine zeigten zwei Versetzungsstrukturen. Die Struktur #1 besteht aus gebogenen und abgeglittenen Screw Dislocations und geraden Edge Dislocations. #2 beinhaltet langen, gebogenen Near-edge Dislocations. Struktur #3 der $[101]$ Proben besteht aus zickzackförmigen Near-edge Disloca-

tions. Gerade Screw Dislocations mit abgeglittenen und machen Struktur #4 aus. Die Haupttypen der der [001] Strukturen werden von Edge- und Screw Dislocations gebildet.

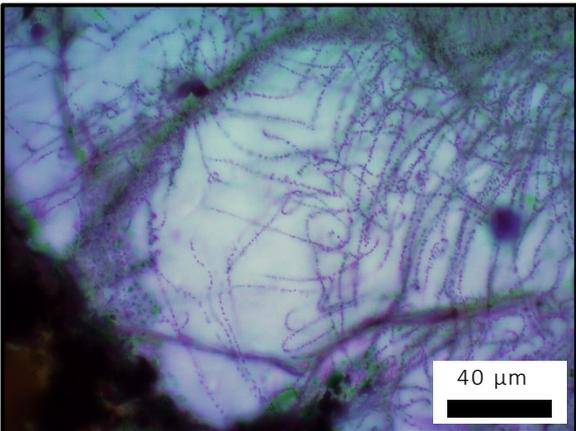
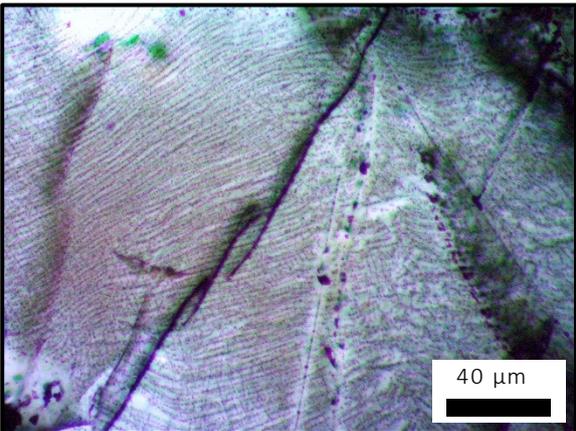
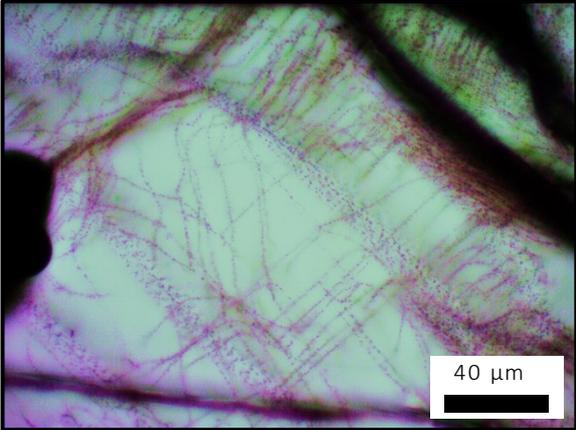
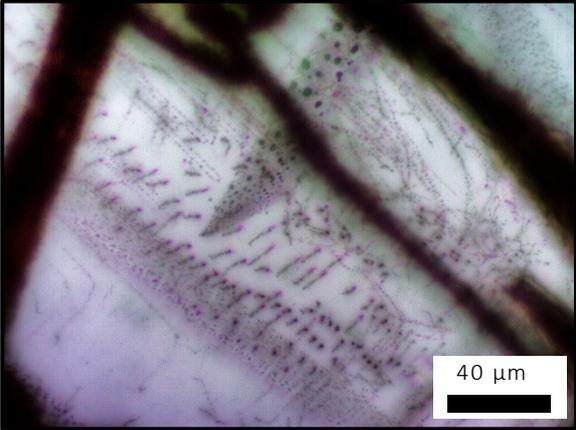
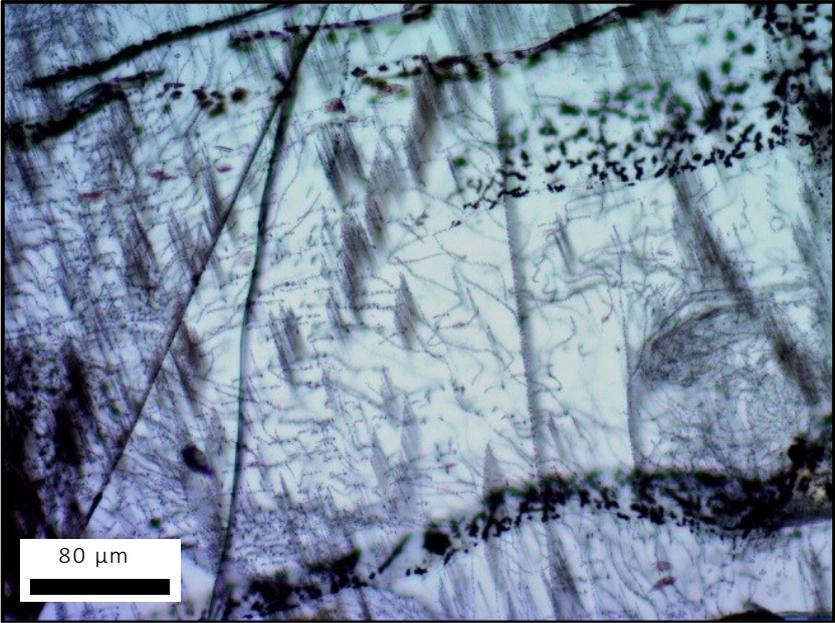
	Dislocation structure*			Flow law		
	Front plane	Major slip plane	The third plane	Q^{\ddagger}	m	q^{\ddagger}
[110] _c :					opx:	
#1				290	0.15	-1
#2				1000	0.10	≤ 0
				230	0.36	+0.8%
#3				1000	0.2	-
				330	0.2	-
[101] _c :					opx:	
#4				690	0.06	~ 0
				300	0.05	-
#5				250	0.33	- 0
				700	0.40	-
[011] _c :					opx:	
#6				540	0.23	~ 0
				370	0.0	
#7				540	0.02	- 0
				750	0.40	-

Abb. 118: Übersicht der erhaltenen Dislokationsstrukturen an experimentell deformierten Olivinen, von Bai und Kohlstedt(1992).

Eigene Beobachtungen

Abb. 119 zeigt eine Reihe von verschiedenen Strukturen der Dislokationen in den Olivinen der Dunitknollen. Zur besseren Veranschaulichung der Dislokationen wurden Bilder von verschiedenen Fokussierungsebenen angefertigt, welche anschließend mit Software Photomatrix Pro 4.0.2 übereinander gelegt wurden.

Zumeist werden Loops und Mischungen aus Stufen- und Schraubenversetzungen beobachtet. Vielfach lassen sich Vergleiche mit den unter Abb. 118 gezeigten Ergebnissen von BAI UND KOHLSTEDT (1992) anstellen.



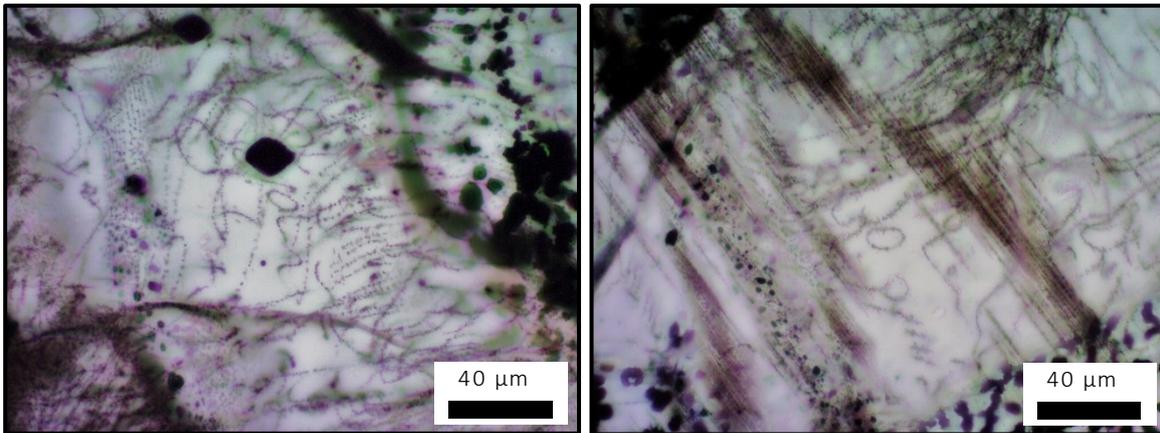


Abb. 119: Verschiedene Formen von Dislokationen im Olivin.

Das Vorhandensein der Dislokationen belegt, dass die Olivine plastisch verformt wurden bevor sie durch die Dykes an die Oberfläche befördert wurden. Da Verformung durch Versetzungskriechen nur unter sehr hohem Druck und Temperatur stattfindet, wird angenommen, dass die Bildung der Dislokationen im unteren Teil der ozeanischen Kruste bzw. im oberen Erdmantel vorstättenging. In Anbetracht der unter Kapitel 1 angeführten Theorien zur Entstehung der Kanarischen Inseln ist gut vorstellbar, dass die Dislokationen auf Scher- bzw. Riftzonen (siehe z.B. Unifying Model von ANGUIA UND HERNÁN, 2000), die später als Wege für aufsteigende Magmen dienten, zurückgeführt werden können.

Belege von stark deformierten Olivinen aus Mantel Xenolithen des oberen Erdmantels liegen auch aus Lanzarote (VONLANTHEN ET AL., 2006 UND NEUMANN ET AL., 1995), Fuerteventura (ABU EL-RUS UND NEUMANN, 2006) sowie Teneriffa (VITI UND FREZZOTTI, 2000) vor.

Randzone

Die Übergangszone zwischen den Olivinknollen und Matrix besteht hauptsächlich aus stängeligem Tremolit (siehe EMS Ergebnisse weiter unten), Chlorit, Titanit, anhedralem Magnetit, Pyrit und Chalkopyrit. Am direkten Grenzbereich der Olivinknollen folgt meist ein Übergang von Olivin in grünlichen Chlorit (zu sehen in Abb. 121). Darauf grenzt in der Regel ein Band von feinkörnigen, stängeligen, hell-weißen Tremolitkristallen die in alle Raumrichtungen angeordnet sind (Abb. 120). Die dazwischen liegenden anhedralen Magnetite sind in manchen Fällen von Titanit umhüllt. An eingeschlossenen Hornblende-Relikten kann die Umwandlung dessen in Tremolit festgehalten werden (Abb. 124). Abb. 125 zeigt eine Vergesellschaftung von anhedralem Pyrit und Magnetit innerhalb des Reaktionsrandes. Danach folgt meist ein direkter Übergang der Tremolitzone in die angrenzende Matrix. Teilweise liegt dazwischen noch ein schmaler Bereich mit feinkörnigen, weiß-transparenten Chloriten, welche eng mit Titaniten vergesellschaftet sind (Abb. 122 und Abb. 123).

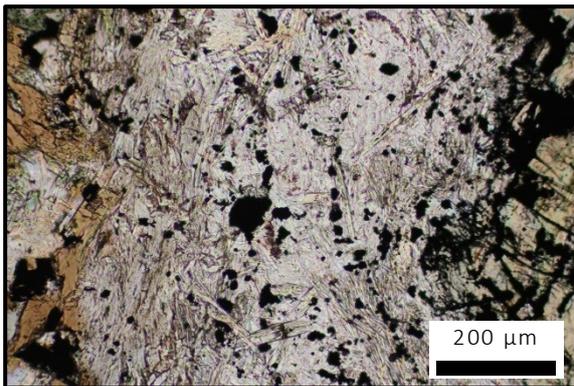


Abb. 120: Stängeliger Tremolit (weiß) und opake Phasen sind die Hauptbestandteile des Reaktionsrandes, Probe Gom1.

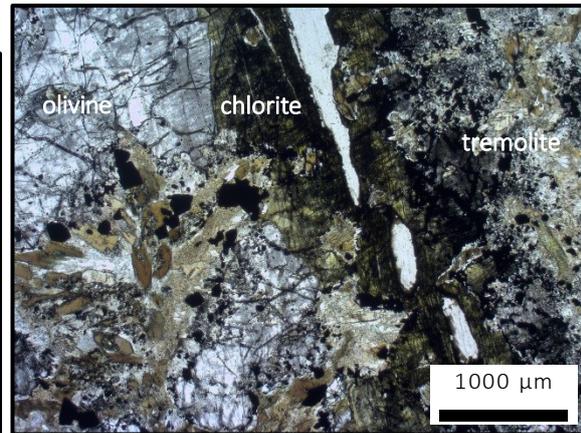


Abb. 121: Übergang von Olivin in Chlorit hin zum angrenzenden Reaktionsrand. Probe Gom03.

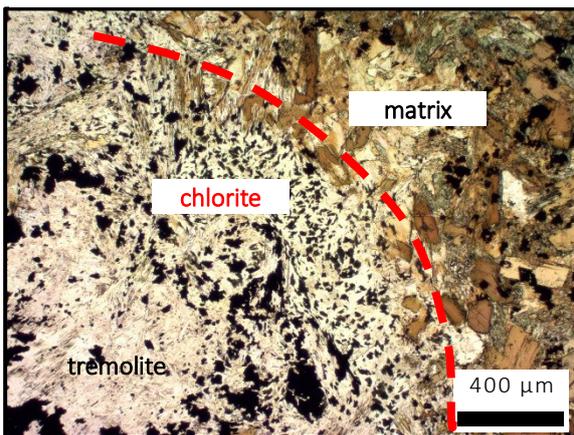


Abb. 122: Reaktionsrand – Matrix Übergangsbereich. Probe Gom2.

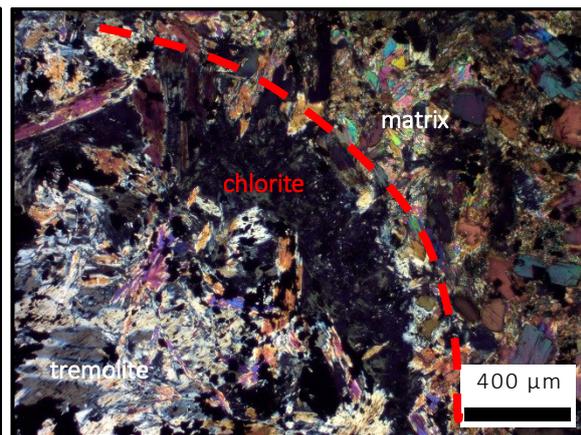


Abb. 123: Reaktionsrand – Matrix Übergangsbereich bei gekreuzte Polarisatoren, Probe Gom2.

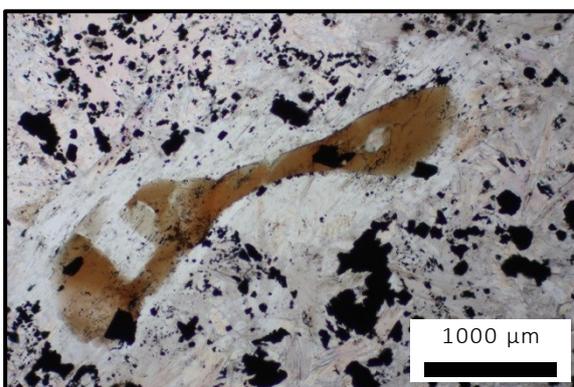


Abb. 124: Umwandlung von Hornblende (braun) in Tremolit (weiß), Probe Gom1.

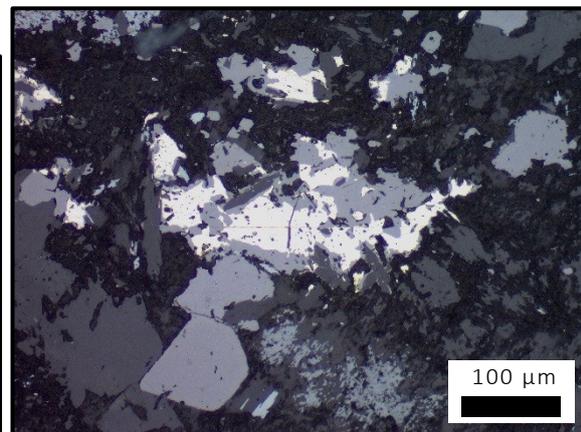


Abb. 125: Vergesellschaftung von Magnetit (mausgrau) und Pyrit (gelblich-weiß) unter Auflicht, Probe Gom2.

Matrix

Die Matrix wird zum Großteil aus feinkörnigen Produkten einer retrograden Metamorphose und relictischen Amphibolen gebildet. Die Amphibole bilden größere Porphyroblasten, an denen meist eine Umwandlung in grünlichen Chlorit erkannt werden kann (Abb. 126). In den

Zwischenräumen liegen meist hellere weiße Chlorite (Chlinochlor, Chamosit) zusammen mit Zoisit (Abb. 128) vor. Wie in Abb. 127 zu sehen, befinden sich an gewissen Positionen innerhalb der Matrix Ansammlungen von feinkörnigen, weiß-grauen Aggregaten (unter geringerer Vergrößerung zu sehen in Abb. 99). Mittels Raman- Spektroskopie konnten diese als Verwachsungen von Diopsid und Klinochlor ausgewiesen werden. Akzessorisch treten weiters Kalzit (Abb. 129) und Titanit (Abb. 130) auf. Bei den opaken Phasen handelt es sich vorwiegend um anhedralen Magnetit und Ilmenit. Häufig kann eine Ummantelung von Titanit um Magnetit beobachtet werden (Abb. 131).

Im gesamten Schliff ist keine räumliche Einregelung von Mineralien erkennbar, es ergeben sich somit keine Hinweise auf das Vorhandensein einer ehemaligen Druck- betonten Metamorphose.

Da die Hauptmasse der Matrix von Amphibolen der Hornblende- Gruppe (Kaersutit, siehe EMS Ergebnisse weiter unten) gebildet wird, kann die Matrix der Nomenklatur nach als Hornblendit angeführt werden.

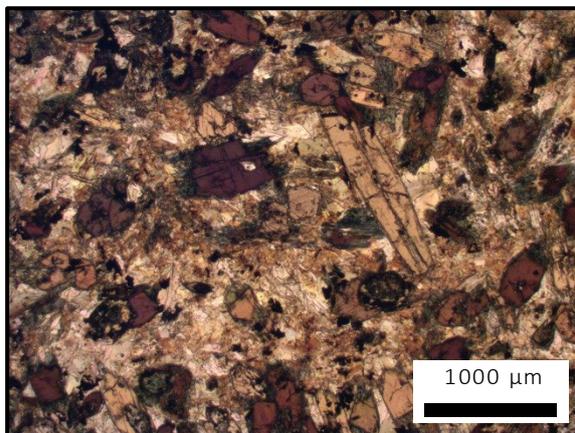


Abb. 126: Übersichtsbild der Matrix mit Amphibol- Porphyroblasten

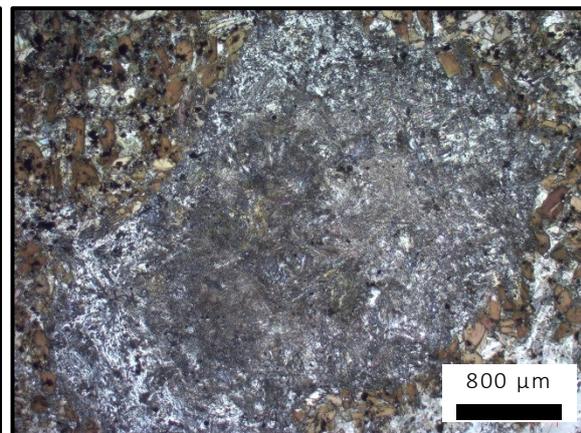


Abb. 127: Großes Aggregat innerhalb der Matrix zusammengesetzt aus Diopsid und Klinochlor.

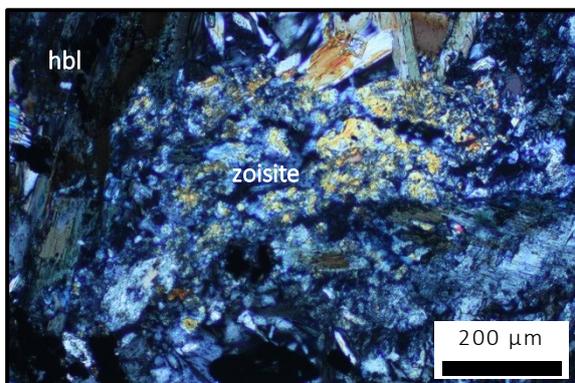


Abb. 128: Zoisit in der Grundmasse, gekreuzte Pol.

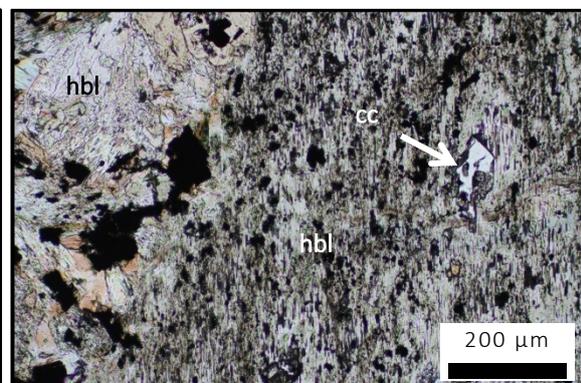


Abb. 129: Akzessorisch auftretender Kalzitkristall als Einschluss im Amphibol.

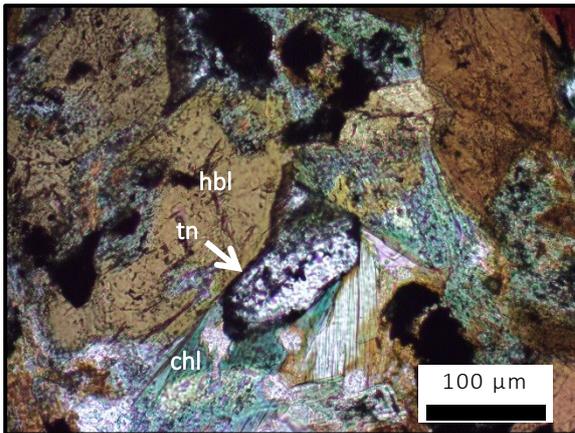


Abb. 130: Titanitkristall innerhalb der Matrix.

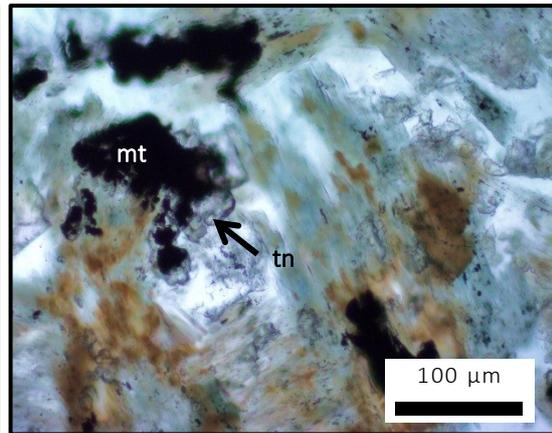


Abb. 131: Titanitkristalle um Magnetit.

EMS Analysen der Amphibole

An dieser Stelle soll eine kurze Ausführung zu den Amphibol EMS- Analyseergebnissen (Messdaten in Tabelle 9 im Anhang) wiedergegeben werden. Den Analysen der Olivine und Spinell-Phasen ist Kapitel 7.1 gewidmet.

Im Folgenden je eine exemplarische Normierung und Mineralformelberechnung der zwei vorkommenden Amphibole. Nämlich des unter Durchlicht braunen Amphibols der Matrix, und des weißen, stängeligen Amphibols des Reaktionsrandes.

Es geht hervor, dass es sich bei den braunen Amphibolen, die die Hauptmasse der Matrix bilden, um **Kaersutite** handelt.

Die dazugehörige, exemplarische Normierung wurde an dem Analyseergebnis: Gom03an4 (Nr.2 in der Tabelle 9 im Anhang) durchgeführt:

bezogen auf Basis von 23 Sauerstoffatome

	Gew.%	Molgewicht	Mol Oxide	Kationen	Sauerstoff	Formel Angaben	
F	0,166	18,998	0,009	0,009	0,000	0,079	F
Na ₂ O	3,101	61,979	0,050	0,100	0,050	0,901	Na
Cl	0,013	35,453	0,000	0,000	0,000	0,003	Cl
Cr ₂ O ₃	0	151,9902	0,000	0,000	0,000	0,000	Cr
SiO ₂	39,508	60,0848	0,658	0,658	1,315	5,918	Si
MgO	12,757	40,3114	0,316	0,316	0,316	2,848	Mg
CaO	10,894	56,0794	0,194	0,194	0,194	1,748	Ca
FeO	12,965	71,8464	0,180	0,180	0,180	1,624	Fe ²⁺
NiO	0	74,7094	0,000	0,000	0,000	0,000	Ni
Al ₂ O ₃	11,468	101,9612	0,112	0,225	0,337	2,025	Al
K ₂ O	0,782	94,2034	0,008	0,017	0,008	0,149	K
TiO ₂	6,003	79,8988	0,075	0,075	0,150	0,676	Ti
MnO	0,228	70,9374	0,003	0,003	0,003	0,029	Mn
Σ	97,885	864,0014			2,555		
				Faktor (=23/SumO ₂)=	9,000		

Weitere Berechnung der verschiedenen Kationenplätze A, B, C und T der allgemeinen Formel $A_{0-1}B_2C_5T_8O_{22}(OH)_2$:

		T auf 8	Überschuss
Si	5,918	5,918	0
Al	2,025	2,025	0,000
Ti	0,676	0,057	0,619
Σ	8,619	8,000	
Überschuss	0,619		

		C auf 5	Überschuss
Ti	0,619	0,619	0
Mg	2,848	2,848	0
Fe ²⁺	1,624	1,533	0,091
Mn	0,029	0	0,029
Σ	5,120	5,000	
Überschuss	0,120		

		B auf 2	Überschuss
Fe ²⁺	0,091	0,091	0
Mn	0,029	0,029	0
Ca	1,748	1,748	0
Na	0,901	0,132	0,769
Σ	2,769	2,000	
Überschuss	0,769		

	A
Na	0,769
K	0,149
Σ	0,919



Theoretische Kaersutit Formel: $Na Ca_2 (Mg, Fe^{2+})_4 Ti [Si_6 Al_2 O_{22}] (OH, F)_2$

Als grundsätzliches Unterscheidungskriterium der Kaersutite dient ein Titangehalt von $> 0,5$ Formeleinheiten (DEER ET AL., 1997).

Die stängeligen, weißen Amphibole des Reaktionsrandes sind **Tremolite**.

Die dazugehörige, exemplarische Normierung wurde an dem Analyseergebnis: Gom03randan7 (Nr.38 in der Tabelle 9 im Anhang) durchgeführt:

bezogen auf Basis von 23 Sauerstoffatome

	Gew.%	Molgewicht	Mol Oxide	Kationen	Sauerstoff	Formel Angaben	
F	0	18,998	0,000	0,000	0,000	0,000	F
Na ₂ O	1,361	61,979	0,022	0,044	0,022	0,377	Na
Cl	0,07	35,453	0,002	0,002	0,000	0,017	Cl
Cr ₂ O ₃	0	151,9902	0,000	0,000	0,000	0,000	Cr
SiO ₂	51,936	60,0848	0,864	0,864	1,729	7,414	Si
MgO	20,811	40,3114	0,516	0,516	0,516	4,428	Mg
CaO	11,447	56,0794	0,204	0,204	0,204	1,751	Ca
FeO	5,15	71,8464	0,072	0,072	0,072	0,615	Fe ²⁺
NiO	0,004	74,7094	0,000	0,000	0,000	0,000	Ni
Al ₂ O ₃	3,872	101,9612	0,038	0,076	0,114	0,651	Al
K ₂ O	0,103	94,2034	0,001	0,002	0,001	0,019	K
TiO ₂	0,856	79,8988	0,011	0,011	0,021	0,092	Ti
MnO	0,161	70,9374	0,002	0,002	0,002	0,019	Mn
Σ	95,771	864,0014			2,682		
				Faktor (=23/SumO ₂)=	8,577		

Weitere Berechnung der verschiedenen Kationenplätze A, B, C und T der allgemeinen Formel A₀₋₁B₂C₅T₈O₂₂(OH)₂:

		T auf 8	Überschuss
Si	7,414	7,414	0
Al	0,651	0,586	0,065
Ti	0,092	0,000	0,092
Σ	8,157	8,000	
Überschuss	0,157		

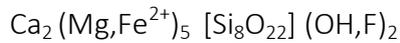
		C auf 5	Überschuss
Al	0,065	0,065	0
Ti	0,092	0,092	0
Mg	4,428	4,428	0
Fe ²⁺	0,615	0,414	0,201
Mn	0,019	0	0,019
Σ	5,220	5,000	
Überschuss	0,220		

		B auf 2	Überschuss
Fe ²⁺	0,201	0,201	0
Mn	0,019	0,019	0
Ca	1,751	1,751	0
Na	0,377	0,030	0,347
Σ	2,347	2,000	
Überschuss	0,347		

	A
Na	0,347
K	0,019
Σ	0,366



Theoretische Formel der Mischreihe Tremolit-Ferroactinolit:



wobei auch bis zu 1 Formeleinheit Na + K eingebaut werden können (DEER ET AL., 1997).

Schlussfolgerungen

Die Ausbildung des weißen Tremolit Randes entwickelte sich als Folge einer modalen metasomatischen Reaktion der Dunitknollen und der hornblenditischen Schmelze. Hierbei reagierte Olivin und Kaersutit zu Tremolit, Chlorit, Titanit und Magnetit. Gleichung **(1)**:



Überschüssiges Na^+ und K^+ geht dabei in Lösung und kann in weitere Folge bei Prozessen wie der Albitisierung eine Rolle spielen.

5.3.2 X3

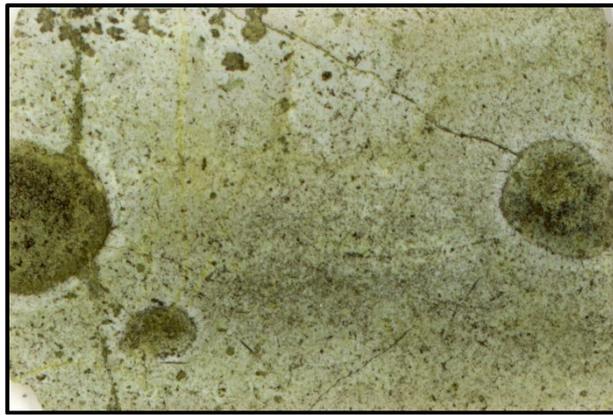


Abb. 132: Dünnschliff der Probe X3
Bild Durchmesser ca. 3,5mm

Trotz starker Verwitterung und Alteration sind die ehemaligen Orbikule makroskopisch noch sehr gut zu erkennen (Abb. 132). Selbst der im ursprünglichen Zustand weiße Reaktionsrand rund um die Olivin Knollen ist noch deutlich sichtbar. Mikroskopisch erkennt man Pseudomorphosen der ehemaligen Olivine in Epidot und Zoisit, welche in einer feinkörnigen Matrix eingebettet sind. In der Grundmasse selbst lassen sich mikroskopisch nur noch Magnetit und Ilmenit aus den feinkörnigen Verwitterungsprodukten identifizieren.

Dieses Gestein stellt mit großer Sicherheit das in-situ Produkt einer starken hydrothermalen Alteration der orbikularen Gesteinsproben Gom1, Gom2 und Gom03 dar. Somit kann, gleich der Probe X3, auf eine Herkunft aus vulkanischen Dykes für die orbikularen Blöcke geschlossen werden.

5.3.3 X6a

Auch dieses Gestein setzt sich aus einer sehr feinkörnig verwitterten Matrix und vollständig zu Epidot und Zoisit umkristallisierten Olivinen zusammen. Teilweise sind noch ursprüngliche Kornumrisse der Olivine erhalten geblieben (Abb. 134).

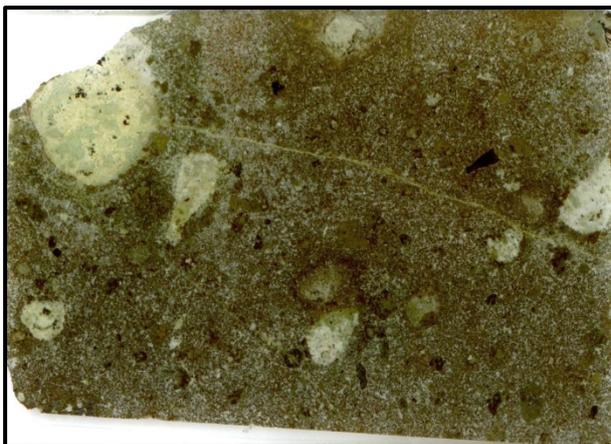


Abb. 133: Dünnschliff der Probe X6a
Bild Durchmesser ca. 4cm.

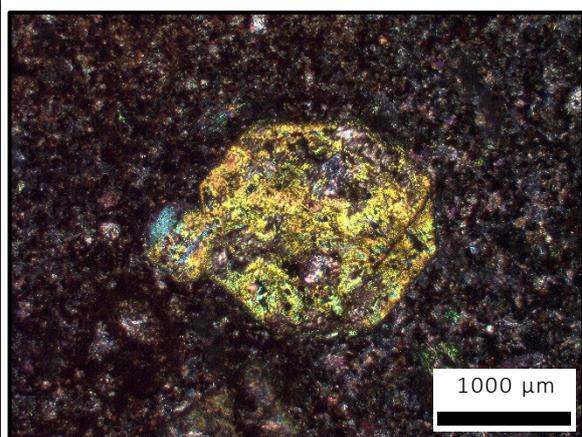


Abb. 134: Pseudomorphose von Epidot nach Olivin, Schliff X6a.

5.3.4 X 6b

In diesem Gestein befinden sich ähnlich der Probe X 6a größere zu Epidot und Chlorit umgewandelte Komponenten in einer feinkristallinen Grundmasse (Abb. 135). In der Grundmasse können noch Reste von alterierten Pyroxenen und Plagioklas, sowie Epidot und Chlorit identifiziert werden (Abb. 136). In Abb. 137 wird ein skelettförmiger Magnetit abgebildet.



Abb. 135: Dünnschliff der Probe X 6b
Bilddurchmesser 3,7cm

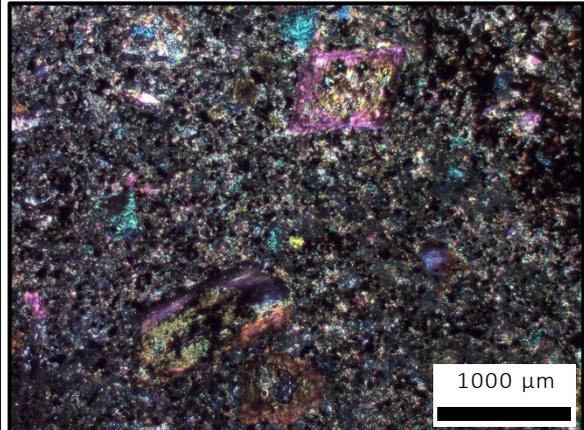


Abb. 136: Reste von alterierten Pyroxenen in
einer feinkristallinen Grundmasse.



Abb. 137: Skelettförmiger Magnetit unter
Auflicht.

Die Proben X6a und X6b stellen Vorstufen zu den orbikularen Gesteinen dar. Zweifellos waren hier vor der tiefgründigen Alteration ebenfalls Olivin- Xenolithe vorhanden. Jedoch fehlte die Entwicklung eines Reaktionsrandes zwischen Xenolithen und Schmelze, wodurch sich kein orbikulares Gefüge ausbilden konnte.

6 Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen

6.1 Einschlüsse in den Olivin-Xenolithen

In den Olivinen der dunitischen Bereiche in den Proben Gom1, Gom2, und Gom03 sind auf den ersten Blick eine Vielzahl von Fluid Inclusions vorhanden. Bei ersten Untersuchungen mittels Raman Spektroskopie konnten allerdings in jeder einzelnen der untersuchten Einschlüsse nur feste Phasen nachgewiesen werden. Hingegen konnten keine Hinweise auf vorhandene flüssige oder gasförmige Phasen gewonnen werden. Stattdessen finden sich meist mehrere feste Phasen, und zwar einerseits dunkle, bräunlich-schwarze Kristalle, sowie hell-gräuliche, transparente Phasen in den Einschlüssen. Wobei diese einzeln oder in Kombination miteinander auftreten können. In den Abb. 138 bis Abb. 143 sind Beispiele dieser Einschlüsse abgebildet.



Abb. 138: Einschluss mit großem Karbonatkristall im Forsterit, Bildbreite 0,1mm.

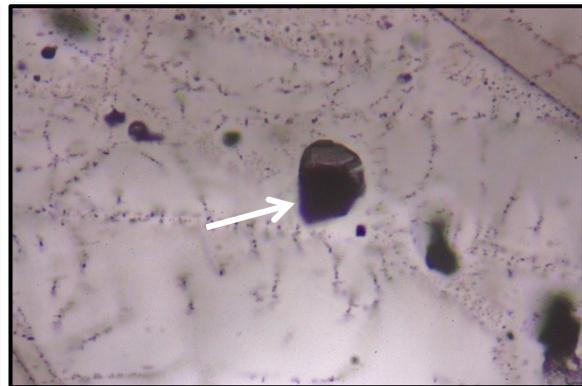


Abb. 139: Magnetit in einem Einschluss im Forsterit, Bildbreite 0,1mm.

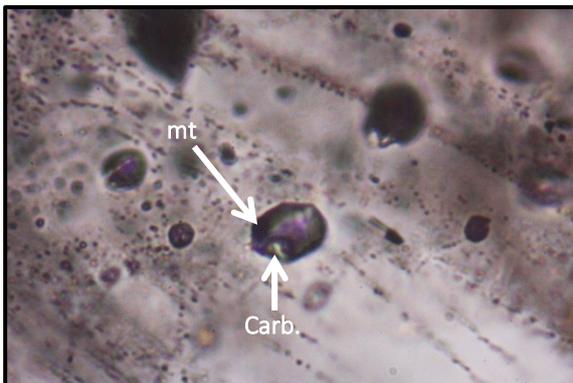


Abb. 140: Einschluss mit Magnetit- und Karbonatphase, Bildbreite 0,1mm.

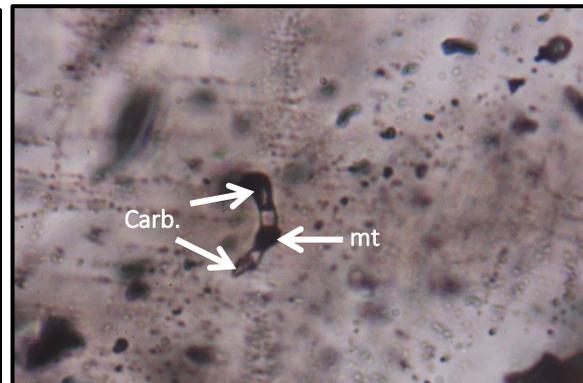


Abb. 141: Weiteres Beispiel eines Einschlusses mit Magnetit- und Karbonatpräzipitat. Bildbreite 0,1mm.



Abb. 142: Leerer Einschluss mit negativer Kristallform ohne Fluid oder fester Phase, Bildbreite 0,1mm.



Abb. 143: Einschluss mit idiomorphem Magnetit, Bildbreite 0,1mm.

Abb. 144 und Abb. 145 zeigen die Ergebnisse von Raman-spektroskopischen Untersuchungen an den Inclusions. Aus den Spektren der dunklen und hellen Kristalle innerhalb der Einschlüsse, können nach Abzug des überlagernden Forsterit- Peaks Informationen über die vorhandenen Phasen gewonnen werden. Die dunklen schwarzen Phasen konnten dadurch als Magnetit (Abb. 144), die Hellen (Abb. 145) als Fe+Mg+Ca- reiche Karbonate (Mischung zwischen Dolomit, Ankerit und Magnesit) identifiziert werden.

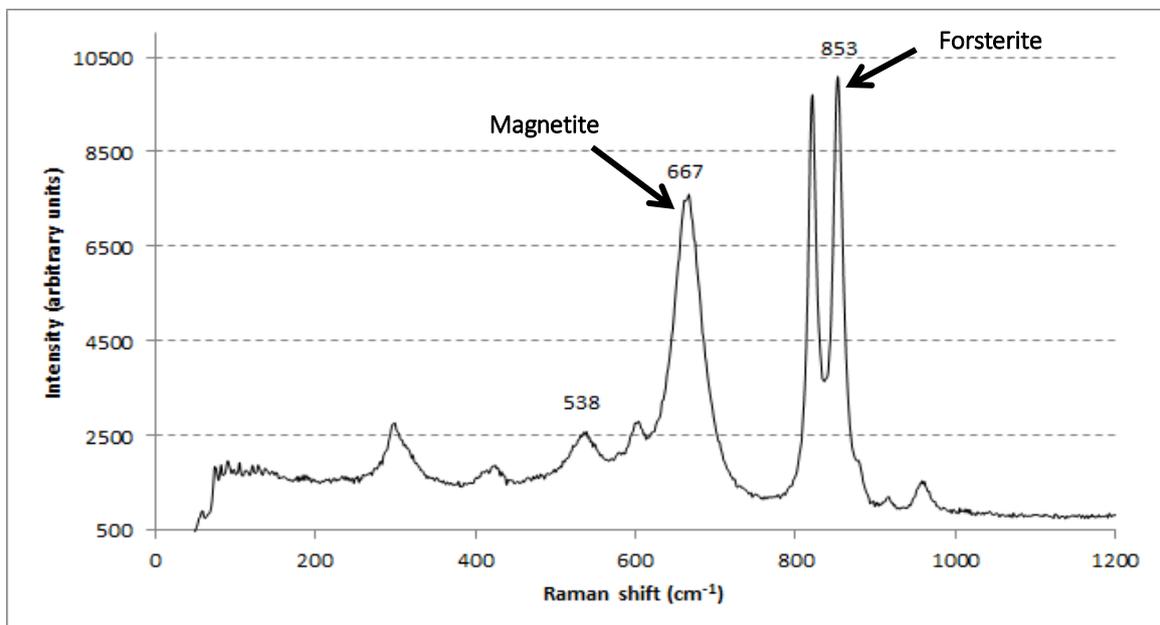


Abb. 144: Ramanspektrum eines Magnetits als Einschluss im Forsterit

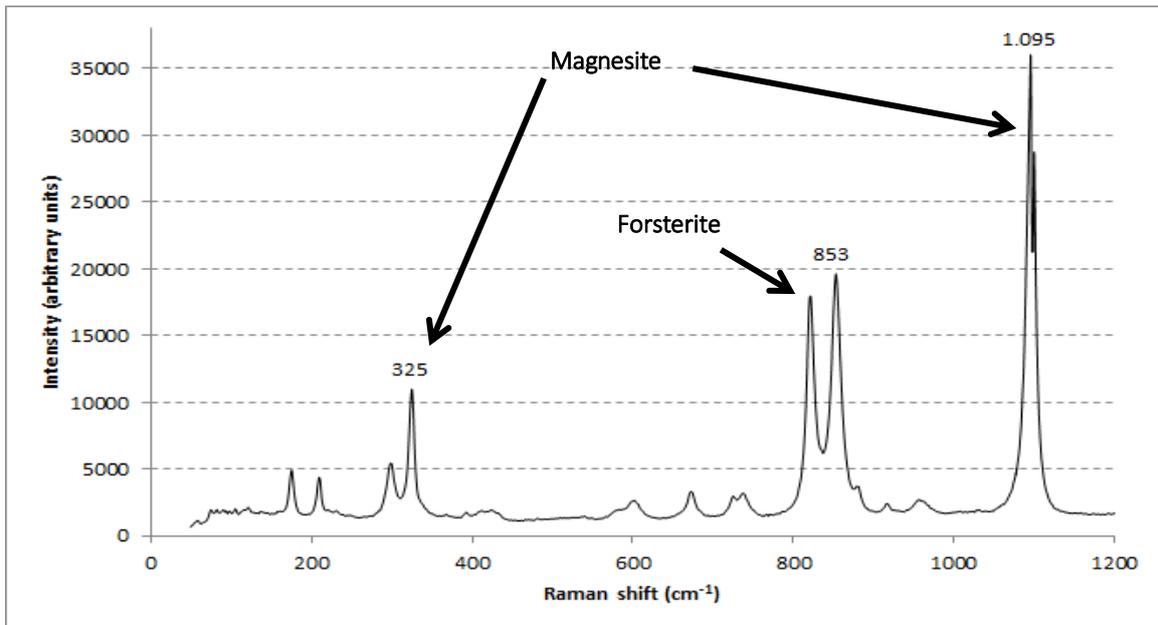


Abb. 145: Ramanspektrum, welches das Vorhandensein eines Karbonats innerhalb des Forsterits belegt.

Schlussfolgerungen

Nach meiner Interpretation stammen diese Einschlüsse von Fe-, Ca- sowie CO₂-reichen Fluiden, die den Dunit durchdrungen haben. Zusammen mit dem Magnesium des Forsterits kam es so durch das mitgeführte CO₂ und Kalzium zur Fällung der Karbonatphasen bzw. mit dem Eisen durch Oxidation der Olivine zur Bildung des Magnetits. Die restlichen flüssigen Phasen müssen danach entlang der Dislokationen entwichen sein und/oder es kam zur vollständigen Reaktion der Fluide mit den Olivinen, sodass sich jetzt nur noch feste Phasen nachweisbar lassen. Ein Entweichen von CO₂-reichen Phasen aus Flüssigkeitseinschlüssen entlang Dislokationen wird auch von VITI UND FREZZOTTI (2000) berichtet. Die Fluide könnten als eine Folge von Metasomatoseprozessen im Erdmantel aufgetreten sein.

FREZZOTTI ET AL. (1994) untersuchten ebenfalls Einschlüsse in dunitischen Xenolithen aus La Gomera und stellten die Bildung von Magnetit, Karbonaten und Glasphasen neben CO₂-reichen Einschlüssen fest. Ebenso berichten FREZZOTTI ET AL. (2002) die Anwesenheit von CO₂, Karbonaten und hydrierten Glasphasen in Melt- und Fluid Inclusions innerhalb ultramafischer Xenolithen, die das Resultat einer multiplen Metasomatose sind. Sie kamen außerdem zu dem Ergebnis, dass die karbonatischen Schmelzen aus einer partiellen Aufschmelzung des Mantel-Peridotits hervorgingen und aus dem Zusammenbruch dieser die Freisetzung des CO₂ resultiert.

6.2 Einschlüsse in hydrothermalen, sekundären Kalzitadern

Mikrothermometrische Untersuchungen wurden an Flüssigkeitseinschlüssen in einer hydrothermalen, sekundären Kalzitader durchgeführt. Diese Kalzitadern durchsetzen netzwerkartig eine Vielzahl der Gesteine im gesamten nördlichen Bereich der Insel und sind bis mehrere Millimeter dick. Die analysierte Ader stammt aus einem Pyroxenit (Abb. 146) des Basal Complex's, der an einer Straßenböschung in der Nähe des Playa de Sepultura, Vallehermoso, aufgeschlossen ist.



Abb. 146: Analytierte Kalzitader (weiß) in einem Pyroxenit

Die wässrigen Einschlüsse sind meist entlang von Spuren angeordnet (Abb. 147). Wie Abb. 148 und Abb. 149 zeigen, sind die Formen der Einschlüsse von sowohl regelmäßiger wie unregelmäßiger, meist länglicher als auch rundlicher Gestalt und beinhalten eine große Gasblase. Selten sind auch negative Kristallformen ausgebildet (Abb. 150).

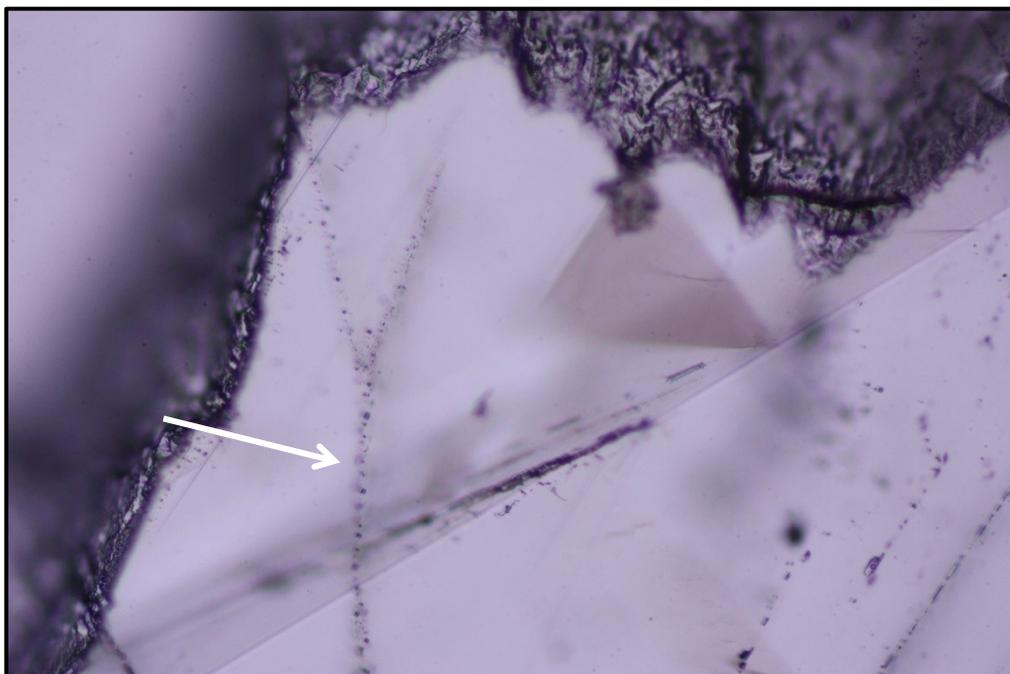


Abb. 147: Fluid Inclusions entlang einer sich verzweigenden Spur in einem Kalzitblättchen. Bilddurchmesser 0,5mm

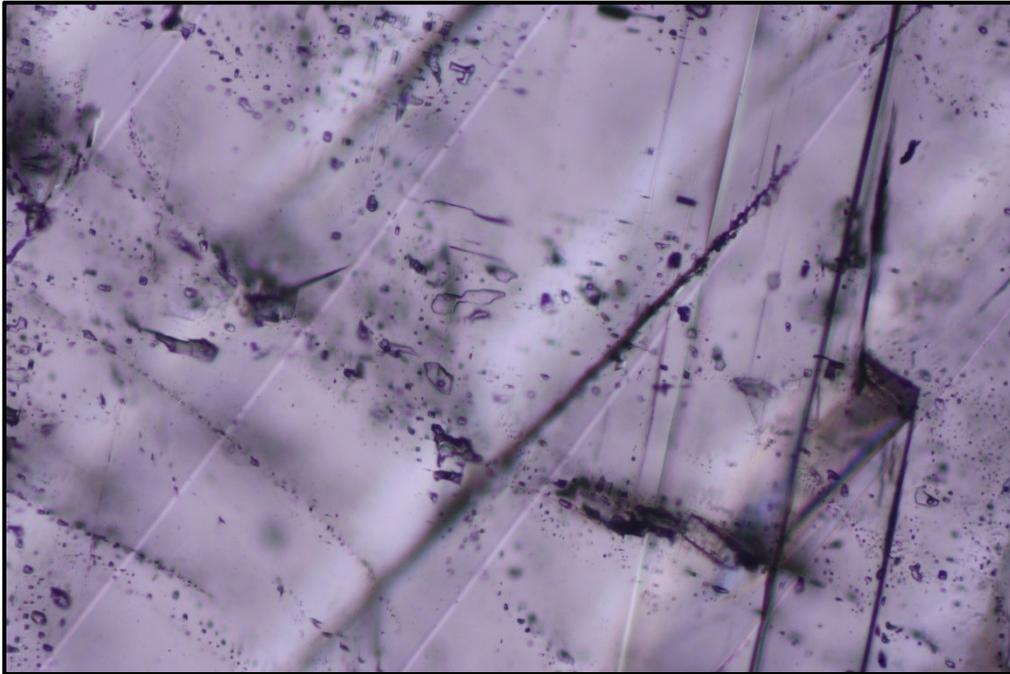


Abb. 148: Zahlreiche Fluid Inclusions
 Bilddurchmesser 0,2mm

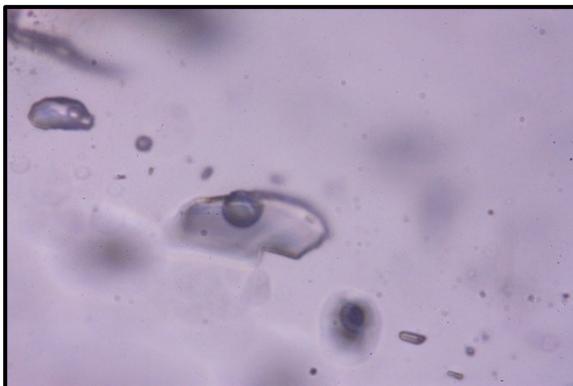


Abb. 149: Länglicher, regelmäßiger Einschluss
 mit Gasblase, Bildbreite 0,1mm

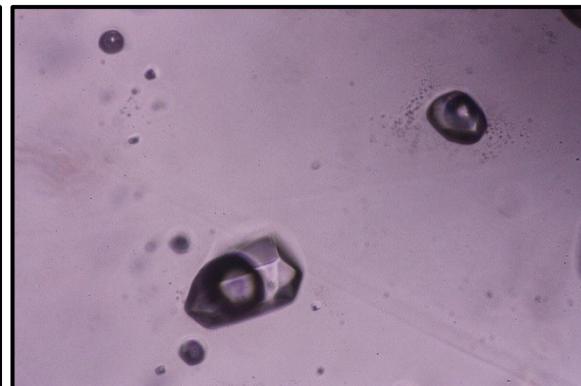


Abb. 150: Einschluss mit negativer Kristall-
 form, Bildbreite 0,1mm

Die durch mikrothermometrische Analysen von 31 Einschlüssen erhaltenen Schmelzpunkt- ($=T_m$) und Homogenisierungstemperaturen ($=T_h$) sind in Abb. 151 und Abb. 152 in Form von Histogrammen dargestellt (Messdaten in Tabelle 6 im Anhang). Die Schmelzpunkte liegen in einem Temperaturbereich von $-0,8$ bis $-0,1^\circ\text{C}$ mit einer max. Häufigkeit der Werte zwischen $-0,4$ und $-0,3^\circ\text{C}$, der Median beträgt $-0,4^\circ\text{C}$. Die Homogenisierung der beteiligten Phasen findet in einem Bereich von 178 bis 260°C statt. Die größte Häufigkeit befindet sich hier im Intervall von $200 - 210^\circ\text{C}$, der Median beträgt 204°C . Die minimale Bildungstemperatur beträgt somit 210°C .

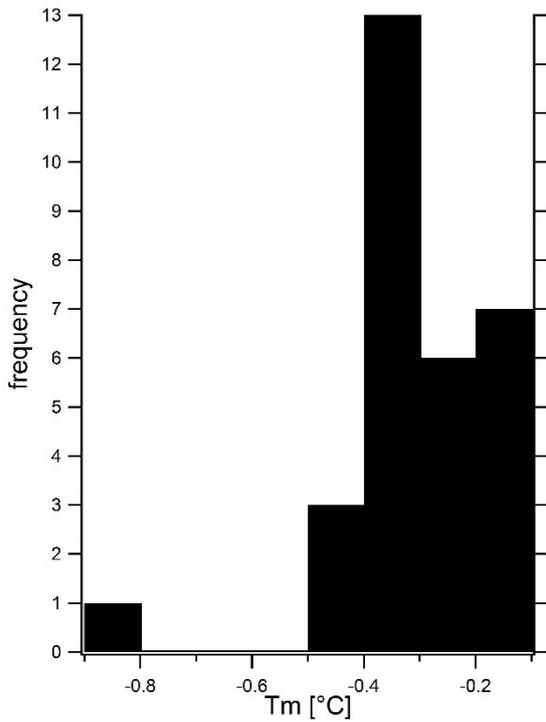


Abb. 151: Schmelzpunkthistogramm der analysierten Einschlüsse

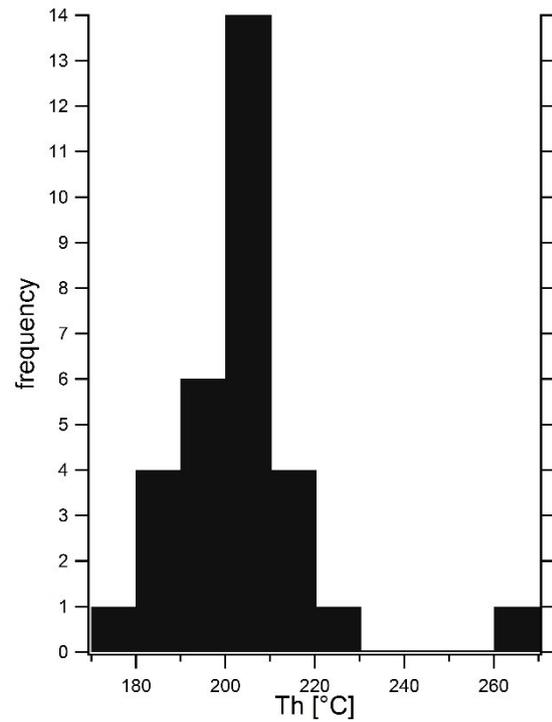


Abb. 152: Histogramm der Homogenisierungstemperaturen

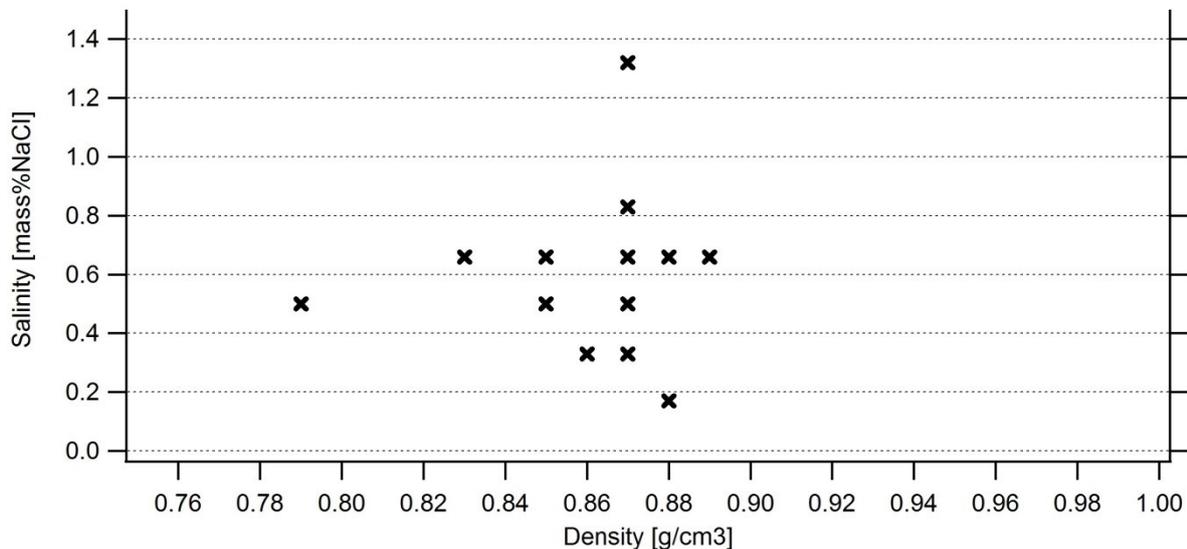


Abb. 153: Gegenüberstellung der Schmelztemperaturen mit den Homogenisierungstemperaturen der Fluid Inclusions

Mit den gemessenen Schmelz- und Homogenisierungstemperaturen lassen sich mit Hilfe der Software „AqSo WHS“ (online Quelle: <http://fluids.unileoben.ac.at/Computer.html> , Bakker R.J., 2012)“ und „AqSo DH“ (online Quelle: <http://fluids.unileoben.ac.at/Computer.html>) die Salinitäten bzw. Dichten der einzelnen Fluid Inclusions berechnen.

Abb. 153 zeigt eine Gegenüberstellung der Salinität und Dichte. Bezüglich der Salinität beträgt der Mittelwert 0,56 mass% NaCl, der Median 0,66 mass% NaCl. Für die Dichte belaufen sich Mittelwert und Median auf 0,87 g/cm³. Des Weiteren kann ein durchschnittliches Molvolumen von ca. 21 cm³/Mol kalkuliert werden.

Schlussfolgerungen

Die vorliegenden Fakten legen nahe, dass es zur Bildung der Kalzitadern durch hydrothermale Alteration basischer Gesteine gekommen ist.

Ein in die Gesteine am Ozeanboden einsickerndes Meereswasser wurde durch die vulkanischen Vorgänge der Inselbildung aufgeheizt und bildete zusammen mit entgasendem CO_2 hydrothermale Konvektionszellen. Ca wurde aus den umgebenden Gesteinen ausgelaugt und in Zonen niedrigerer Temperatur kam es in Folge der Abkühlung zur Fällung von CaCO_3 . CO_2 ist allerdings in den Fluid Inclusions nicht nachweisbar. Es muss somit sämtliches CO_2 als Karbonat ausgefallen sein.

Die geringfügig höhere Salinität des Fluids gegenüber durchschnittlichem Meerwasser (ca. 0,35 mass% NaCl) kann als Folge relativer Anreicherung von NaCl durch Verdampfen des Meerwassers gesehen werden.

Durch das ermittelte Molvolumen von $21 \text{ cm}^3/\text{Mol}$ und die dazugehörige Isochore kann in Kombination mit dem zweifellos hohem T/P- Gradienten des vulkanischen Untergrundes eine Temperatur des ursprünglichen, durchsetzenden Fluids von rund 300°C angegeben werden.

Da die Löslichkeit von CO_2 in H_2O nur sehr gering ist, ist eine Beeinflussung der Schmelz- und Homogenisierungstemperatur nicht gegeben.

7 Untersuchungen an Olivin- und Spinellphänokristallen verschiedener Kanarischer Inseln

7.1 EMS

7.1.1 Olivin

Kristallstruktur- und chemie

Olivin ist ein Mineral der Inselsilikate mit orthorhombischen Kristallsystem (Kristallklasse $2/m\ 2/m\ 2/m$). Zwischen den inselartigen SiO_4 Tetraedern besetzt das Si die kleineren Tetraederplätze. Die Mg- und Fe^{2+} -Ionen befinden sich in den größeren Oktaederlücken. Die O- Atome nehmen dabei eine hexagonal dichte Kugelpackung ein (OKRUSCH UND MATTHES, 2009).

Es besteht eine lückenlose Mischkristallreihe mit den beiden Endgliedern Fayalit (Fe_2SiO_4) und Forsterit (Mg_2SiO_4). Außerdem können auch Elemente wie Mn, Ni, Ca und Co eingebaut werden, die entsprechende Endglieder mit isotyper Struktur sind hier: Tephroit (Mn_2SiO_4), Monticellit (CaMgSiO_4), Kirschsteinit (CaFeSiO_4) Liebenbergit (Ni_2SiO_4), Co-Olivin (Co_2SiO_4) und Calcio-Olivin (Ca_2SiO_4).

Analysen

Zahlreiche Olivin-Phänokristalle der Proben Lz1 (=peridotitischer Xenolith, Lanzarote), Can4 (=Gabbro, La Gomera), Can8 (=Basalt, La Gomera), Gom1 und Gom2 (=dunitische Xenolithe, La Gomera), Can38 (=Basalt, Teneriffa) und Can39 (=Pyroxenit-Bombe, Teneriffa) wurden mittels Mikrosonde quantitativ analysiert. Eine mineralogische Charakterisierung und exakte Angaben über die Fundpunkte sind in Kapitel 4 sowie Kapitel 5.3 angeführt. Einen Überblick über die Lokalitäten der analysierten Proben verschafft die Karte in Abb. 154.

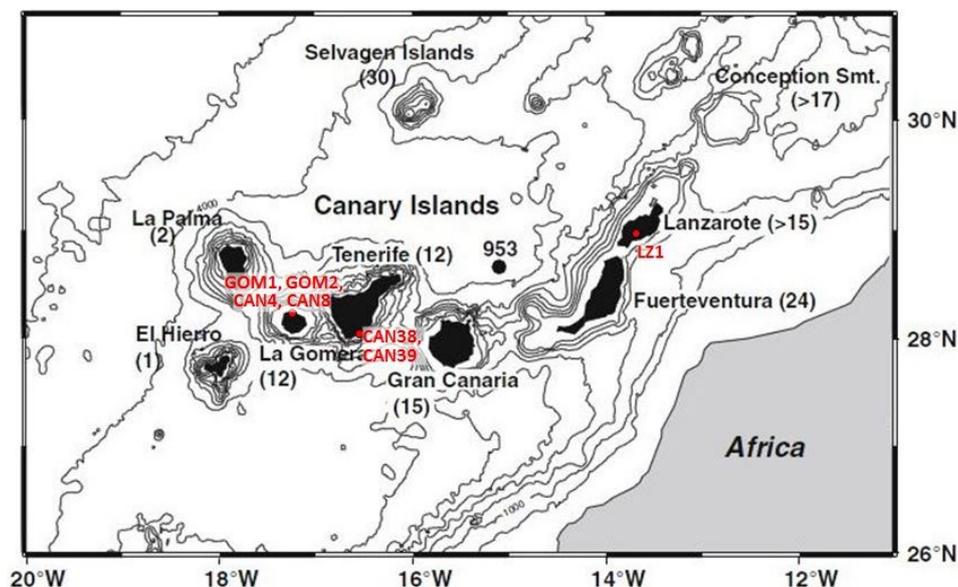


Abb. 154: Die Fundstellen der mittels EMS analysierten Proben. In Klammern die ungefähren Altersangaben der einzelnen Inseln in Mio. a. (Grundkarte modifiziert nach Gurenko et al., 2011).

Neben den Hauptelementen Si, Mg und Fe wurden auch die Spurenelemente Ni, Mn, Ca, Cr, Ti, Al, Na, K in die 153 Messungen mit einbezogen. Die Tabellen mit den exakten Messergebnissen befinden sich unter Tabelle 7 im Anhang.

Im Folgenden eine exemplarische Normierung des Olivin- Analyseergebnisses: gome-ra1zone4oliv1 (Nr.1 in der Tabelle 7 im Anhang):

bezogen auf Basis von 4 Sauerstoffatome

	Gew.%	Molgewicht	Mol Oxide	Kationen	Sauerstoff	Formel Angaben
Na ₂ O	0,045	61,979	0,001	0,001	0,001	0,002
CaO	0,220	56,079	0,004	0,004	0,004	0,006
Cr ₂ O ₃	0,005	151,990	0,000	0,000	0,000	0,000
SiO ₂	39,133	60,085	0,651	0,651	1,303	0,994
MgO	43,035	40,311	1,068	1,068	1,068	1,630
K ₂ O	0,006	94,203	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	16,952	71,846	0,236	0,236	0,236	0,360
NiO	0,215	74,709	0,003	0,003	0,003	0,004
Al ₂ O ₃	0,010	101,961	0,000	0,000	0,000	0,000
TiO ₂	0,058	79,899	0,001	0,001	0,001	0,001
MnO	0,321	70,937	0,005	0,005	0,005	0,007
Σ	100	864,0014			2,620	
				Faktor (= 4/SumO ₂) =	1,527	

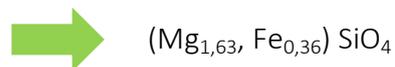


Abb. 155, Abb. 156, Abb. 157 und Abb. 158 zeigen Aufnahmen von analysierten Olivinen mittels rückgestreuter Elektronen (BSE), wodurch Bereiche mit spezifisch schweren Atomen heller erscheinen, als Bereiche, welche verhältnismäßig leichtere Elemente eingebaut haben.

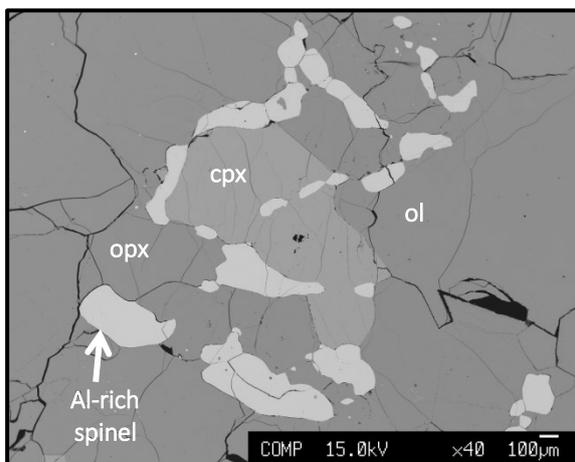


Abb. 155: Klinopyroxen, Orthopyroxen, Spinell und Olivin in der Probe Lz1

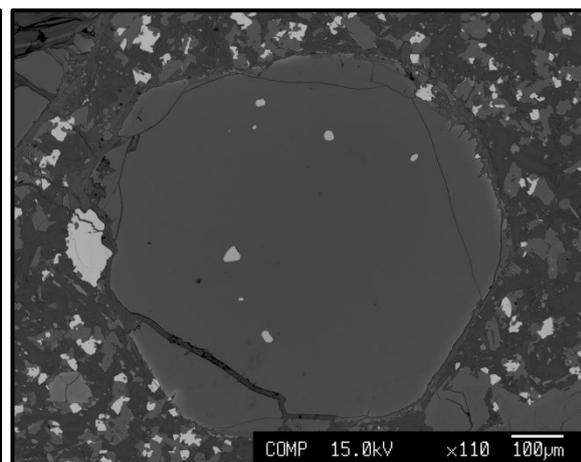


Abb. 156: Großer Olivin- Phänokristall mit Spinelleinschlüssen, Probe Can8

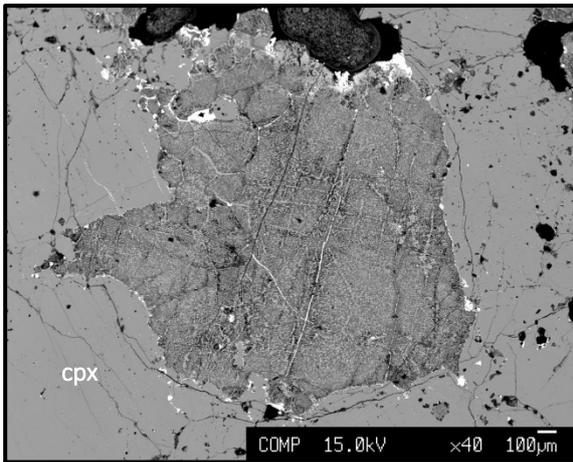


Abb. 157: Stark alterierter Olivin der Probe Can39

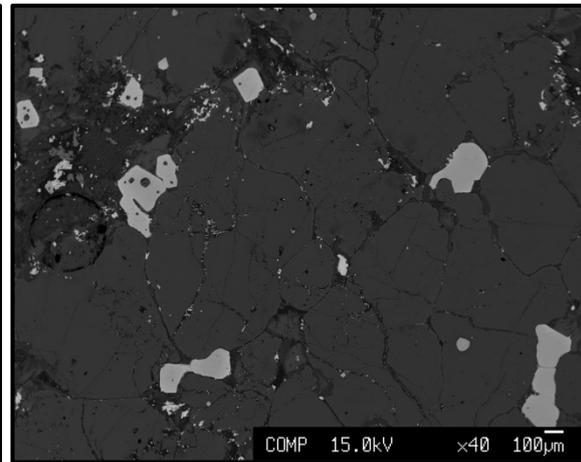


Abb. 158: Olivin mit Spinell Einschlüssen (hellgrau), Probe Gom1

Die Olivine der oben genannten Proben erzielen die größte Aussagekraft bezüglich Fraktionierungsgrad und Metasomatose-Ereignisse bei Betrachtung des Einbaus von Ca, Mn und Ni ins Kristallgitter im Bezug zum jeweiligen Forsterit Gehalt. Zusätzlich wurden diese Daten mit Ergebnissen von GURENKO ET AL. (2009) (Olivin-Phänokristalle aus Magmen der Schild-bildenden Phase von La Gomera, Teneriffa, La Palma und El Hierro) und NEUMANN ET AL. (2000) (Olivine aus gabbroischen Xenolithen verschiedener Magmen von Lanzarote, La Palma und Teneriffa) verglichen.

Eine Veranschaulichung der EMS Analyseergebnisse bezüglich des Kalzium-Gehalts (Angaben in $\mu\text{g/g}$) sind in Abb. 159 dargestellt. Für die meisten Analysen wird ein Trend von abnehmenden Ca Gehalten mit zunehmendem Forsterit (Fo)- Anteil des Olivins erkennbar. Von den analysierten Proben weist der Gabbro Can4, dessen Ca Gehalte von 2500 bis 3000 $\mu\text{g/g}$ liegen, den höchsten Fraktionierungsgrad mit Fo# zwischen 57 bis 67 mol% auf. Mit steigendem Fo-Gehalt im Olivin folgt eine Gruppe von Proben mit Fo- Anteilen zwischen 78 und 85 mol%, die Ca in der Höhe von 500 bis ca. 5700 $\mu\text{g/g}$ eingebaut haben. In diesen Bereich fallen die Gesteine Can8, Gom1, Gom2, Can38, Lz1(lava). Die niedrigsten Kalzium Werte mit 150 bis 1180 $\mu\text{g/g}$ besitzen die Proben Lz1(Dunit), Lz1(ContactLava), und Can 39. Die Gesteine aus Lanzarote (Lz1) variieren dabei im Ca Gehalt von 200 bis knapp 450 $\mu\text{g/g}$ bei Fo# von ca. 91 mol%. Die Probe Can 39 besitzt den höchsten Fo- Anteil mit rund 96 mol% und variiert beim Ca über einem größeren Bereich mit Werten bis 1180 $\mu\text{g/g}$.

Auffallend ist die hohe Variation der Ca Gehalte bei gleichbleibender Fo# von ca. 82 mol% der Proben Gom1 und Gom2, die von 500 bis 5700 $\mu\text{g/g}$ reichen und nicht in den Trend passen. Betrachtet man die sonst annähernd lineare Entwicklung des Kalziums der restlichen Proben, würde man bei einer Fo# von 82 einen Ca Gehalt von 1500 - 2500 $\mu\text{g/g}$ erwarten. Dies gibt Anlass zur Frage, ob die Ca Gehalte der Proben Gom1 und Gom2 eventuell im Nachhinein, durch z.B. metasomatische Prozesse, verändert wurden. Besonders die sehr hohen Werte von über 5000 $\mu\text{g/g}$ stärken die Annahme einer späteren Ca- Anreicherung.

Beim Vergleich mit den Angaben aus der Literatur (Abb. 160) fallen sämtliche Analysen von GURENKO ET AL. (2009), also Proben der Inseln La Palma (LP), Teneriffa (TF), La Gomera (LG) und

El Hierro (EH), in den mittleren Bereich mit Fo_{78-85} . Die Proben von La Palma (LP) von NEUMANN ET AL. (2000) schließen sich ebenfalls dieser Gruppe an, wohingegen Proben von Lanzarote (LZ) sehr niedrige Ca Gehalte von 71 bis 1140 $\mu\text{g/g}$ bei Fo- Anteilen von 75 bis 89 mol% aufweisen. Daten von Gesteinen von Teneriffa (TF), publiziert von NEUMANN ET AL. (2000), weisen einerseits sehr hohe Ca Gehalte von über 3600 $\mu\text{g/g}$ bei Fo von 43 bis 51 mol% auf, andererseits fallen weitere Analysen mit Ca von 1430 $\mu\text{g/g}$ und Fo von ca. 79 mol% ebenfalls in den mittleren Bereich. Somit fügen sich sämtliche Daten von GURENKO ET AL. (2009) in den Ca-Fo#-Trend der eigens analysierten Olivine. Bei den Analysen von NEUMANN ET AL. (2000) passen die Olivine von Teneriffa ebenfalls sehr gut in die Ca Entwicklung. Die Werte aus Lanzarote und La Palma weisen hingegen teilweise etwas zu niedrige Ca Gehalte auf.

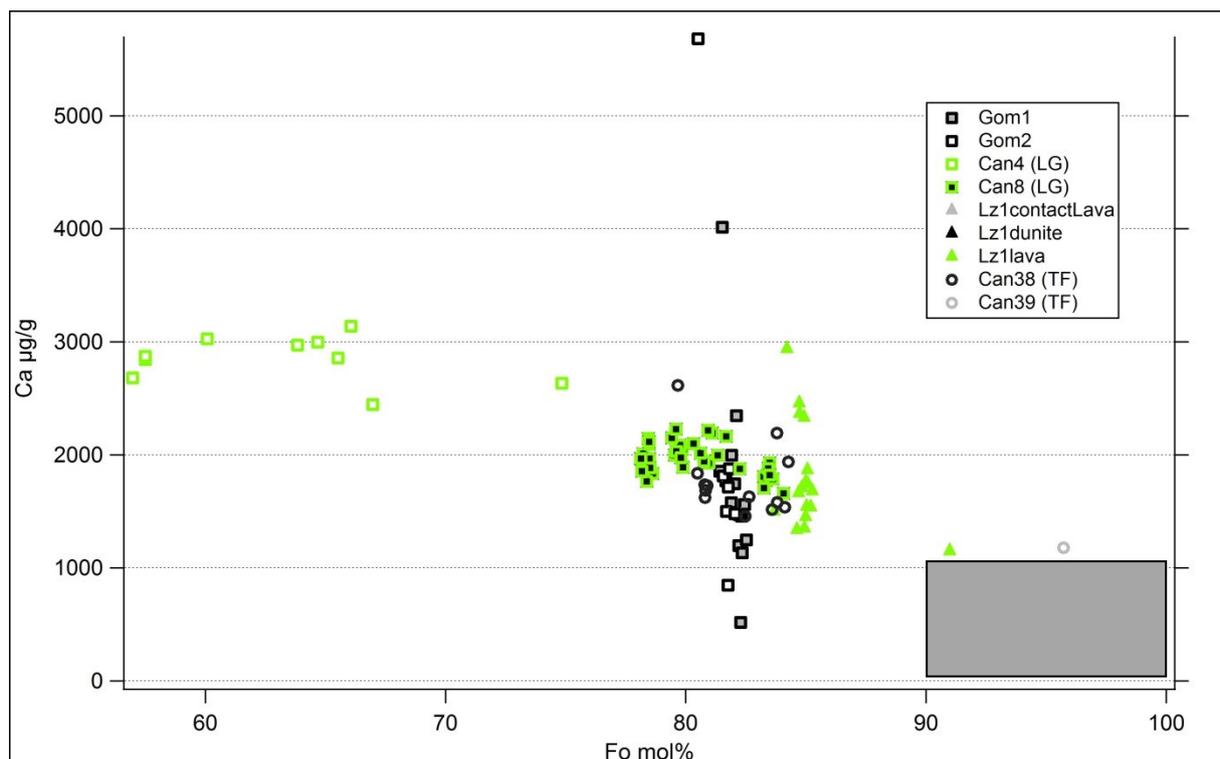


Abb. 159: Ca vs. Fo# der analysierten Olivine. Der graue Bereich markiert Olivine, die nach Li et al. (2012) einer Mantel Herkunft zuzuordnen sind

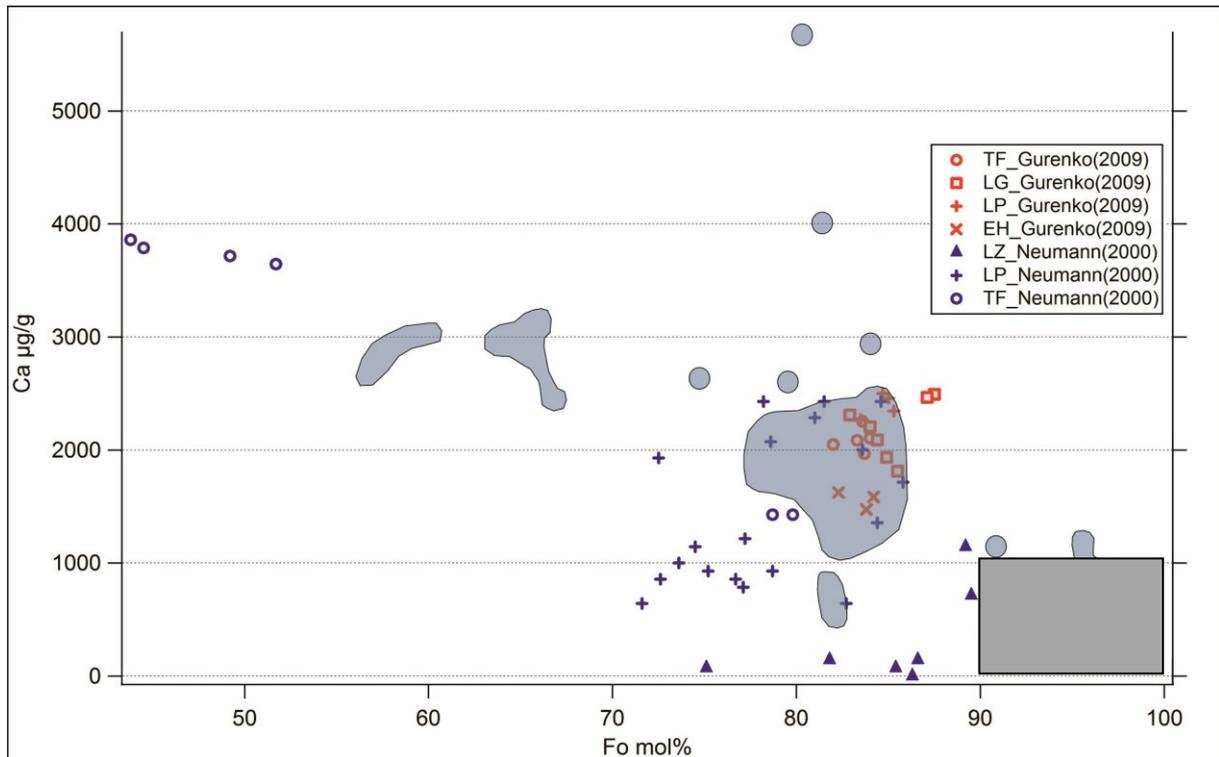


Abb. 160: Ca vs. Fo# Angaben aus Gurenko et al. (2009) und Neumann et al. (2000). Dunkelgraue Wolken kennzeichnen die Ergebnisse der im Zuge dieser Arbeit analysierten Olivine. Der hellgraue, rechteckige Bereich markiert wie in Abb. 159 Olivine, die nach Li et al. (2012) einer Mantel Herkunft zuzuordnen sind.

Bei den Analysen von Can39 ist zu bemerken, dass die Olivine einer sehr starken Alteration unterzogen waren, wie in Abb. 157 ersichtlich ist. Der sehr hohe Fo- Anteil steht daher in Frage, da wahrscheinlich ein Großteil des Eisengehaltes in Lösung ging und der Magnesiumgehalt damit relativ angereichert wurde.

Regional betrachtet hebt sich Lanzarote durch die niedrigsten Ca Gehalte bei den höchsten Fo- Anteilen eindeutig von den weiter westlich liegenden Inseln El Hierro, La Palma, La Gomera und Teneriffa ab. Teneriffa und La Gomera (bis auf die Ausreißer der Proben Gom1 und Gom2) zeigen durchgehend sehr ähnliche Werte, welche sich gut in die lineare Ca-Fo#- Tendenz einreihen. Die Analysen von El Hierro und La Palma von GURENKO ET AL. (2009) befinden sich ebenfalls im Hauptfeld um einen Fo# von ca. 80 und passen damit ebenfalls gut zu den Werten von La Gomera und Teneriffa. La Palma von NEUMANN ET AL. (2000) hebt sich hingegen im Durchschnitt durch etwas niedrigere Ca Werte bei Fo# von 70 - 80 ab.

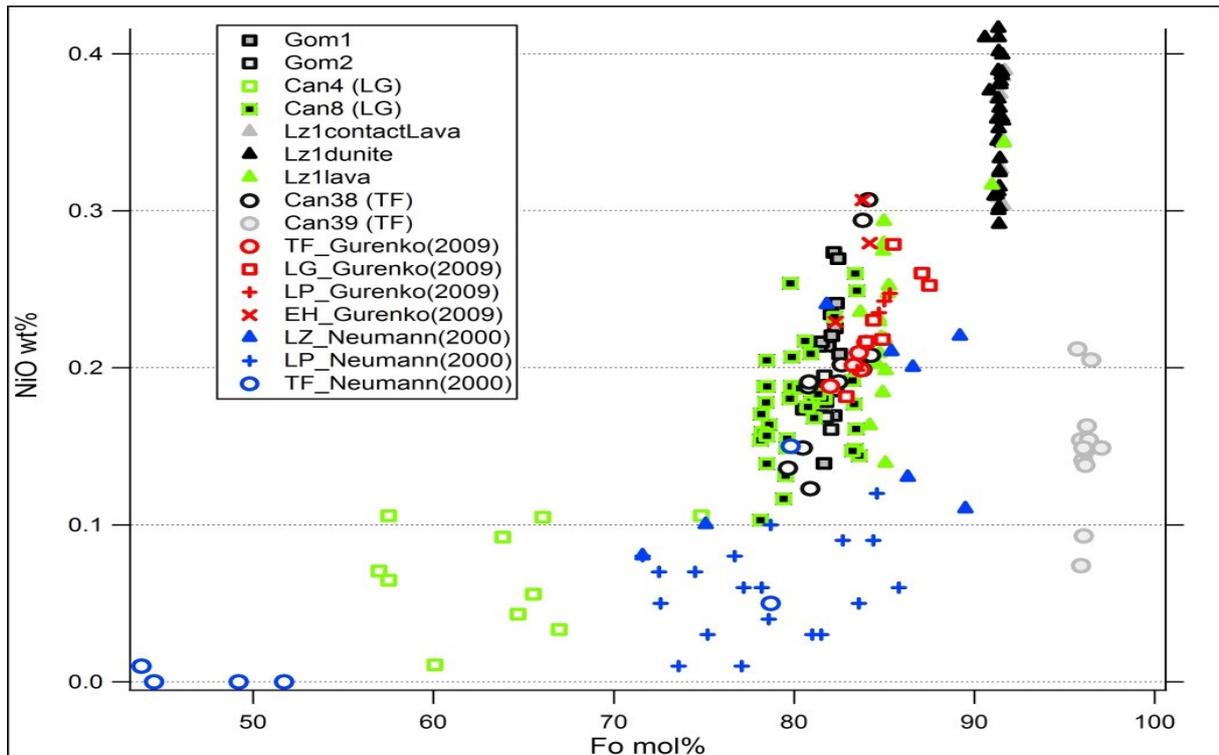


Abb. 161: Darstellung der NiO vs. Fo# Werte der Olivine

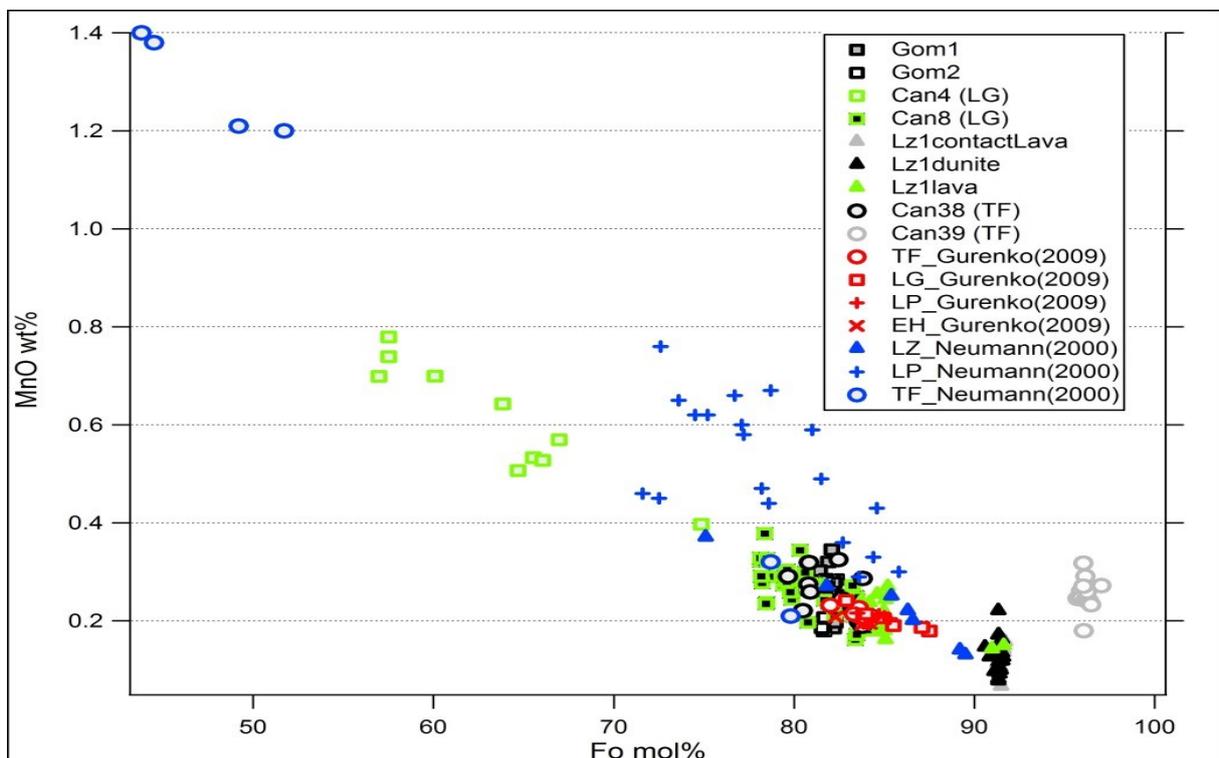


Abb. 162: Darstellung der MnO vs. Fo# Werte in den Olivinen

Die Nickel Gehalte im Olivin erstrecken sich über einen Bereich von 0,011 bis 0,41 mass% NiO und steigen generell mit steigendem Forsterit Anteil (dargestellt in Abb. 161:). Die niedrigsten Werte gehören zu den Olivinen auf Teneriffa von NEUMANN ET AL. (2000), die höchsten Werte erzielen die in dieser Arbeit analysierten Olivine aus Lanzarote, wobei die Gehalte der Olivine

innerhalb der Lava gegenüber denen der Peridotite etwas geringer sind. Das Hauptfeld der eigens analysierten Olivine aus La Gomera und Teneriffa liegt bei einem Fo# zwischen 78 und 85 und weist NiO Gehalte von 0,1 bis 0,3 mass% auf. Generell liegt der Variationsbereich an Nickeloxid bei gegebenen Fo# bei ca. 0,1 mass%.

Der Nickel Gehalt gibt Auskunft über den Grad der Fraktionierung des Magmas, da es bevorzugt im Mg-reichen Olivin eingebaut wird. Mn und Ca sind dagegen eher mit Ortho- und Klinopyroxen kompatibel (HART UND DAVIS, 1978). Der Gehalt an Ni sinkt somit durch fortlaufende Fraktionierungsprozesse (z.B. GURENKO ET AL., 2009). Die Peridotite von Lanzarote (Lz1) stellen demnach die primitivsten Zusammensetzungen dar.

Bezüglich des NiO Gehaltes weisen Gom1 und Gom2 keine Ausreißer ähnlich des Ca- Plots auf. Die Daten passen sehr gut in die Reihe von steigendem NiO bei steigender Fo# und zeigen eine maximale Schwankungsbreite von 0,1 mass% NiO.

Aus Abb. 162 geht mit der Mn- Komponente ein weiterer Trend klar hervor. Der Mangan Gehalt sinkt kontinuierlich mit steigender Forsterit- Komponente. Das Mangan substituiert teilweise das Fe²⁺ und sinkt somit einhergehend mit diesem. Mit fortschreitender fraktionierter Kristallisation eines Magmas steigt dadurch der Mangan Gehalt im Olivin. Das MnO variiert bei den eigenen Proben in einem Bereich von 0,066 mass% in Lanzarote bis zu 0,779 mass% in La Gomera. Der Variationsbereich von MnO bei festgelegter Fo# liegt bei ungefähr 0,2 mass%. Die Daten der eigenen Arbeit ergeben eine perfekte Abhängigkeit zum Fo Gehalt. Die MnO Werte der Hauptgruppe (Fo# 78 – 85) überlappen sich in einem Bereich zwischen 0,15 und 0,4 mass%.

Im Vergleich mit der Literatur erzielt die höchsten Werte NEUMANN ET AL. (2000) mit 1,4 mass% mit den Proben aus Teneriffa. Sämtliche Analysen von GURENKO ET AL. (2009) fallen unter die Schwankungsbreite der Hauptgruppe von 0,2 mass% MnO.

Auch bei den MnO- Werten reihen sich Gom1 und Gom2 perfekt in den Trend ein.

Schlussfolgerungen

Die Probe Can39 mit ihren abnormal hohen Fo- Gehalten (96 mol%) würde anhand ihrer Ni und Mn Werte besser in die Messreihen mit einem Fo- Anteil von rund 82 mol% passen. Es ist somit anzunehmen, dass der hohe MgO Anteil, wie oben erwähnt, durch sekundäre Alteration und damit einhergehender Abreicherung des Eisens bedingt ist.

Bei den Proben Gom1 und Gom2 dürfte als Grund für die teils sehr hohen Ca Gehalte von über 5500 µg/g eine Zufuhr von außen zu nennen sein. Denn für MnO und NiO liegen die Werte genau innerhalb der geringen Schwankungsbreiten der sich ergebenden Trends. Hätte der hohe Ca Einbau in die Gitterplätze während der Kristallisation stattgefunden, würden wahrscheinlich die Mn und Ni Gehalte in diesen Proben viel niedriger ausfallen.

Hinsichtlich des Fraktionierungsgrades stellen die Proben aus Teneriffa von NEUMANN ET AL. (2000) und Can4 (Gabbro, La Gomera) die am Höchsten fraktionierten Produkte dar.

In Anbetracht der hohen Fo# und Ni- Konzentrationen im Olivin sind die peridotitischen Xenolithe von Lanzarote der primitivsten Quelle zuzuordnen. Nach den Kriterien von LI ET AL. (2012) (Fo# > 90 und Ca Gehalt < 1000 µg/g, siehe hellgrauer Bereich in Abb. 159 und Abb. 160) stammen diese Olivine als einzige eindeutig aus dem Erdmantels ab. Sie entsprechen demnach der klassischen Definition eines Xenoliths als Abkömmling des Erdmantels.

Die restlichen Proben überlappen sich dazwischen in einem recht großen Bereich. Die große Masse der Proben mit den Analyseergebnissen zwischen Fo# 78 und 85 dürfte bereits einem gewissen Fraktionierungsgrad unterworfen gewesen sein.

Die dunitischen Xenolithe Gom1 und Gom2, für die aufgrund ihrer petrologischen Eigenschaften ebenfalls eine Mantelquelle vermutet werden kann, weisen für eine Einreihung zu den Mantel Olivinen nach LI ET AL. (2012) sowohl zu hohe Ca Gehalte als auch einen zu niedrigen Fo- Anteil auf. Zur Diskussion steht jedoch die Frage, ob die hohen Ca Werte nicht Folge einer sekundären Anreicherung durch Metasomatose von Fe-reichen, karbonatischen hydrothermalen Fluiden sind. Die Anreicherung von Eisen im Olivin würde auch die Senkung der Fo# erklären.

7.1.2 Spinell- Phasen

Kristallstruktur- und chemie

Unter die Spinell Gruppe fällt eine Vielzahl von Oxiden, die in der Spinellstruktur kristallisieren. Diese ist charakterisiert durch eine kubisch- dichteste Kugelpackung der O- Ionen.

Die Normal-Spinelle besitzen die allgemeine Formel: $A^{[4]}B_2^{[6]}O_4$

Es werden dabei 8 der 64 vorhandenen Tetraederlücken von 2-wertigen (=A), und 16 der 32 oktaedrischen Lücken von 3-wertigen Kationen (=B) besetzt.

Bei den Invers-Spinellen gilt folgender Formeltyp: $B^{[4]}[A^{[6]},B^{[6]}]_2O_4$

Die Tetraederplätze werden hier von 3-wertigen, die Oktaederstellen von 2- und 3-wertigen Kationen eingenommen.

Es sei außerdem gesagt, dass auch eine Vielzahl von Übergangstypen zwischen den beiden Gruppen besteht (OKRUSCH UND MATTHES, 2009).

Möglichkeiten für die Besetzung der 2- und 3-wertigen Kationen bei natürlichen Spinellen sind z.B.:

A = Mg, Fe²⁺, Zn, Mn²⁺, Ni, Co, Cu und Ge

B= Al, Fe³⁺, Mn³⁺, Cr, V und Ti

Beispiele für Oxide der Spinell Gruppe sind in Tabelle 3 angeführt (aus BOWLES ET AL., 2011).

Abb. 163 veranschaulicht die Zusammensetzungsvariationen der Spinell Gruppe in einem Prisma (BOWLES ET AL., 2011).

	Spinel series (Al)		Magnetite series (Fe ³⁺)		Chromite series (Cr)	
Mg	Spinel	N	Magnesioferrite	I	Magnesiochromite	N
Fe ²⁺	Hercynite	N	Magnetite	I	Chromite	N
Zn	Gahnite	N	Franklinite	N	Zincochromite	N
Mn	Galaxite	N	Jacobsite	N	Manganochromite	N (?)
Ni			Trevorite	I	Nichromite	N
Co					Cochromite	N

Tabelle 3: Die Spinell Gruppe (aus Bowles et al., 2011)
N...Normal spinel, I...Invers spinel

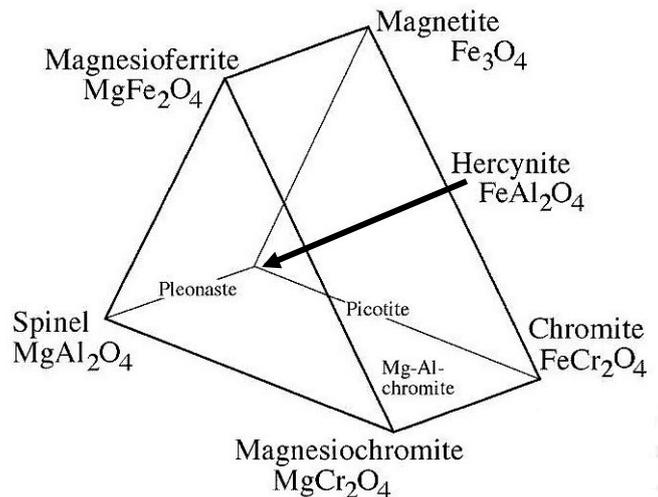


Abb. 163: Zusammensetzungsprisma der Spinell Gruppe (aus Bowles et al., 2011)

Analysen

Die untersuchten Spinelle treten als Einschlüsse in Olivinen und, meist feinkörniger, in Laven auf. Die zu den Analysen herangezogenen Proben sind folgende: Can8, Can38, Lz1, Gom1 und Gom2.

In den 201 Messungen mittels Elektronenstrahl- Mikrosonde wurden die Elemente Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Cr, Ni, Zn und V quantitativ betrachtet. Der Eisengehalt wurde rechnerisch in 2- und 3- wertiges Eisen aufgeteilt. Sämtliche Messergebnisse finden sich unter Tabelle 8 im Anhang.

Allerdings konnte nur bei 45 Messergebnissen der Proben Gom1, Gom2 und Lz1 eine korrekte Spinell- Stöchiometrie nachgewiesen werden. Bei allen anderen konnte nicht einwandfrei auf die Strukturformel $A^{2+}B_2^{3+}O_4$ rückgerechnet werden. Nachfolgende Untersuchungen zeigten, dass der Großteil der analysierten Phasen feine heterogene Bereiche, meist in Form von wenigen μm - mächtigen Lamellen, enthält. Als Grund werden daher Mixanalysen von Spinell- und einer entmischten Phase angenommen, aufgrund derer sich keine exakt passende Stöchiometrie mehr ergibt. Als Beispiel seien Abb. 170 und Abb. 171 angeführt. Abb. 170 zeigt eine Vergesellschaftung von zwei unterschiedlichen Spinell Phasen mit Pyrit. Die Spinelle erschei-

nen homogen. Unter stärkerer Vergrößerung (siehe Abb. 171) werden im rechten Korn allerdings feine Lamellen sichtbar.

Bezugnehmend auf Textur und Gefüge der betrachteten Phasen können folgende Typen unterschieden werden:

- hypidiomorphe bis idiomorphe, homogene Phasen (Abb. 164)
- hypidiomorphe Spinelle mit Entmischungslamellen (Abb. 165)
- Phasen mit im Zentrum rundlichen Einschlüssen die zum Teil aus Verwachsungen von Amphibolen, Phlogopit und Glasphase („Donut Textur“) gebildet werden. (Abb. 166, Abb. 167)
- zonierte Spinelle mit zum Rand hin steigendem Cr+Ti- Gehalten (Abb. 168, Abb. 169)
- weite Phasen mit wie schon oben erwähnt feinsten Lamellen im μm Bereich, sodass sich ebenfalls heterogene Mineralgemenge ergeben (Abb. 170, Abb. 171)

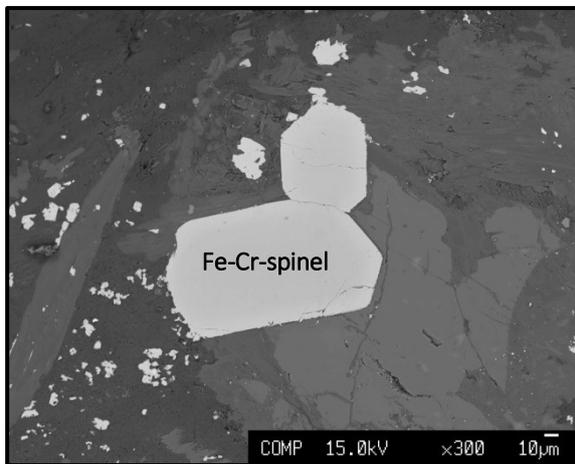


Abb. 164: Hypidiomorphe Spinelle in der Probe Gom1

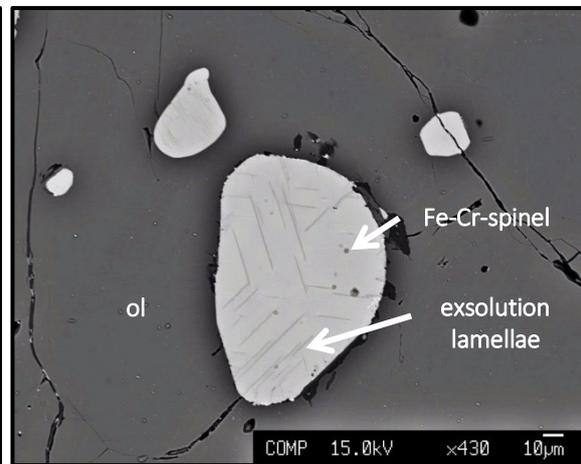


Abb. 165: Spinell ? mit Entmischungslamellen von Titanomagnetit, Probe Gom1

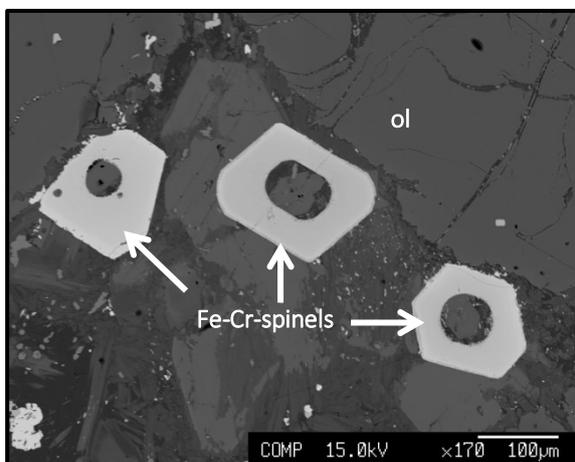


Abb. 166: Spinellphasen mit Donut-Textur, Probe Gom1

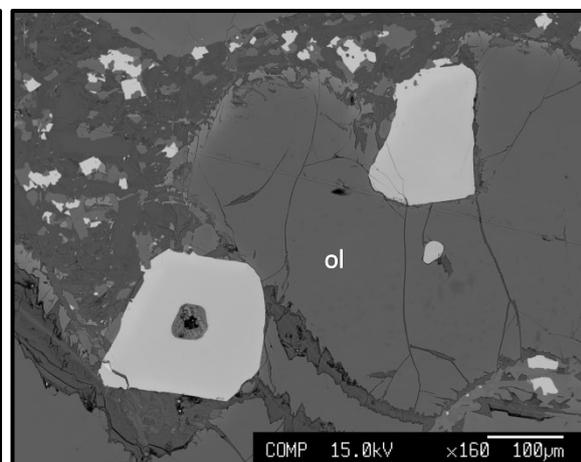


Abb. 167: Spinellphasen mit Donut-Textur, Probe Can8

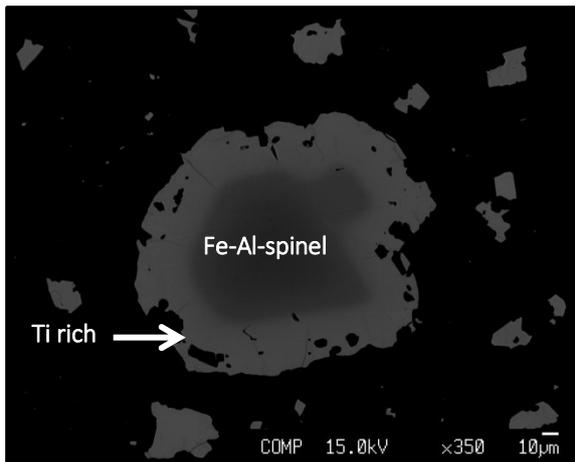


Abb. 168: Zonierte Spinellphase mit sehr Titan reichem Rand, aus Probe Can8

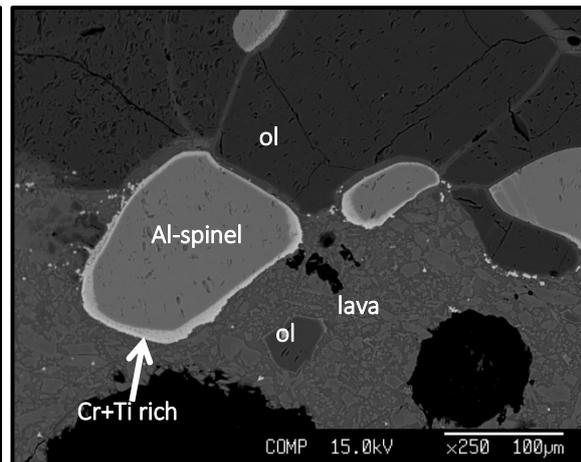


Abb. 169: Zonierter Al-reiche Spinellphase mit Cr+Ti-reichem Rand im Grenzbereich Peridotit - Lava (Probe Lz1)

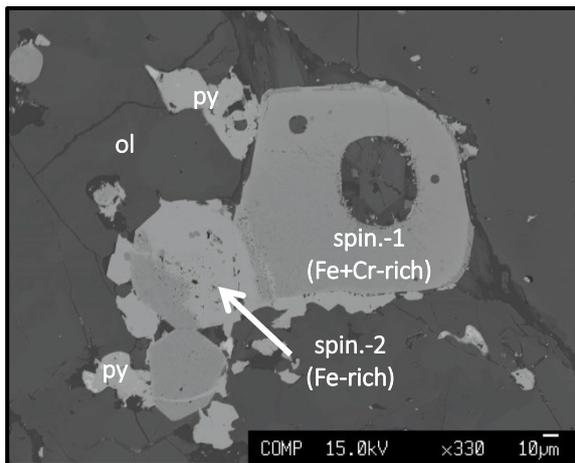


Abb. 170: Vergesellschaftung von 2 Spinellen mit Pyrit im Olivin (Probe Gom1). Spin.-1 wird als homogene Phase wahrgenommen

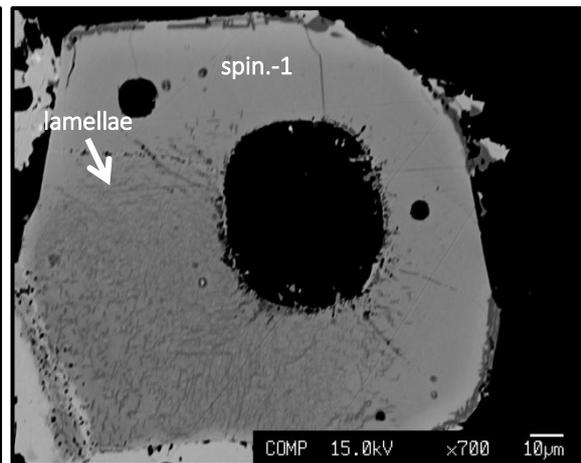


Abb. 171: Vergrößerung des linken Bildes, Unregelmäßigkeiten in Form wenigen µm dicken Lamellen werden erkennbar

Bei den analysierten Spinell-Phasen der Proben Gom1 und Gom2 handelt es sich grob um Chrom- reiche Ferromagnetite (Aluminium- reiche Ferrichromite), die meist mit Olivinen mit Fo_{80-82} vergesellschaftet sind. Im Durchschnitt setzten sie sich aus ca. 31 mass% FeO, zwischen 23 und 45 mass% Fe_2O_3 und 21 bis 29 mass% Cr_2O_3 zusammen. Weiters ist zwischen 5 und 13 mass% Al_2O_3 , etwa 2,5 mass% TiO_2 und 1 bis 5 mass% MgO eingebaut.

Die Eisen- und Chrom- reichen Spinelle im Peridotit (Fo_{91}) der Probe Lz1 bestehen hauptsächlich aus ca. 35 mass% Al_2O_3 , 28 bis 30 mass% Cr_2O_3 , 14,5 mass% MgO, 14 mass% FeO und etwa 2 mass% Fe_2O_3 .

Im Gegensatz dazu gehören die Spinell-Phasen, die in der Lava der Probe Lz1 liegen, zu den Alumchromiten. Ihre durchschnittliche Zusammensetzung liegt bei ca. 26 – 29 mass% Cr_2O_3 , 21 bis 24 mass% Al_2O_3 , 20 - 23 mass% FeO, ca. 13,5 mass% Fe_2O_3 , 10 mass% MgO und rund 3 mass% TiO_2 .

Diese Unterschiede in der Zusammensetzung werden auch in den Diagrammen in den Abb. 172 und Abb. 173 wiedergespiegelt.

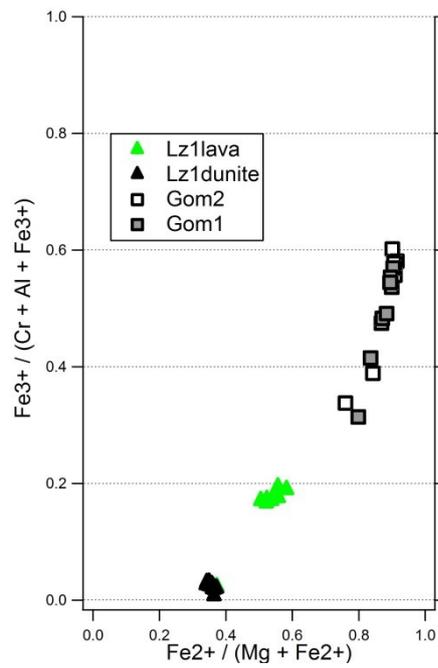
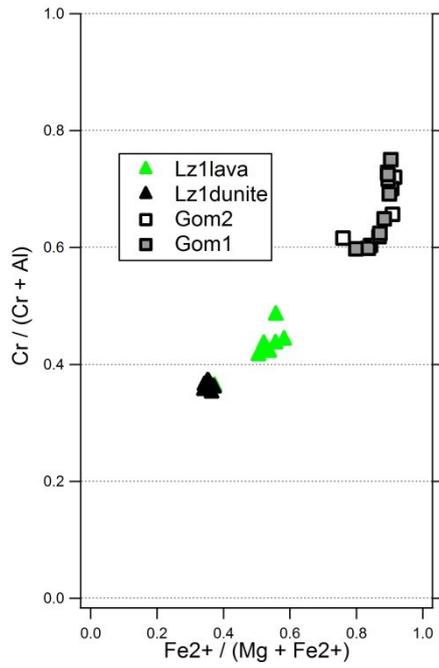
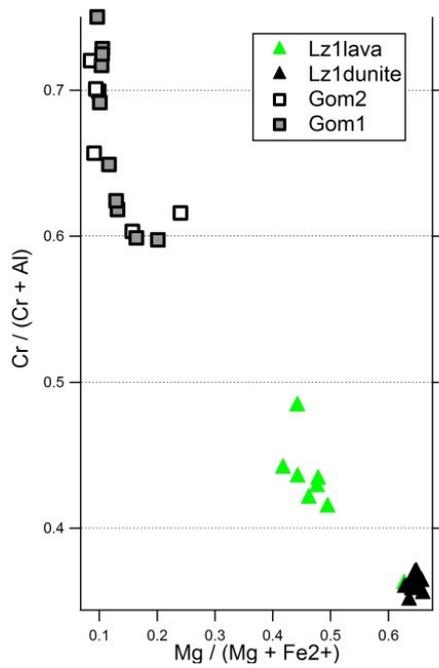
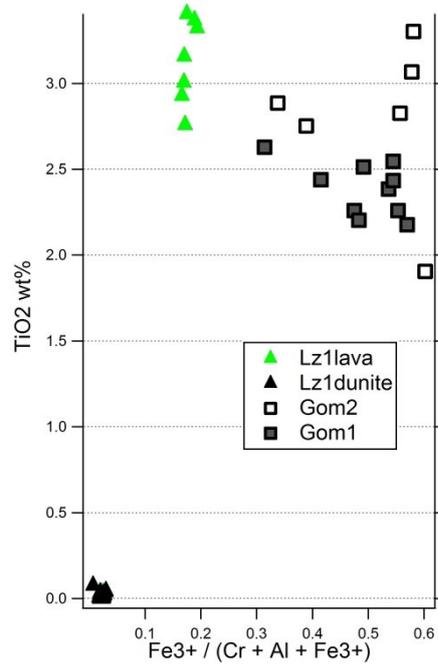


Abb. 172: Ergebnisse der Spinelle-Analysen (a.) Cr# vs. Fe(II)#

(b.) Fe(III)# vs. Fe(II)#



(c) Cr# vs. Mg#



(d): TiO2 vs. Fe(III)#

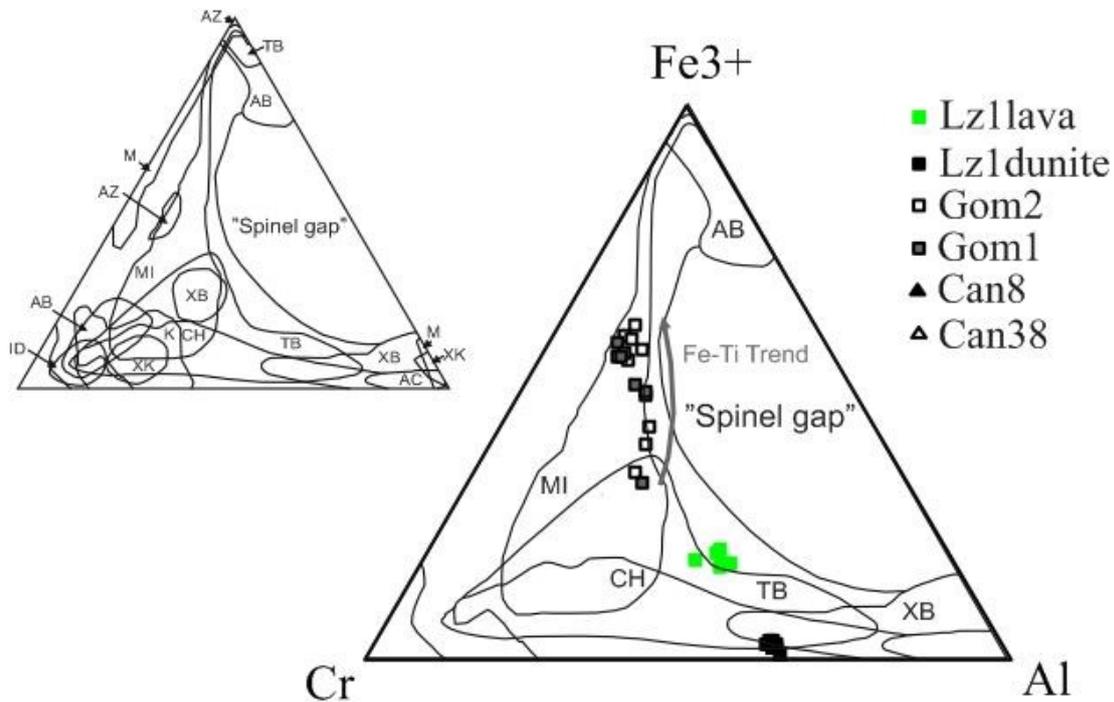


Abb. 173: Darstellung der analysierten Spinelle im Cr-Fe³⁺-Al- Dreiecksdiagramm; im Vergleich mit Daten von Roeder, 1994 und Barnes und Roeder, 2001 (modifiziert nach Bowles et al., 2011). Kleines Dreieck links oben zeigt die ursprüngliche Darstellung von Bowles et al. (2011)

- CH...Chromitites, alpine ultramafics and ophiolites
- AC...HP, HT alpine complex
- MI...Mafic intrusions (continental, layered, sub-volcanic)
- AZ...Alaskan zoned ultramafic intrusions
- TB...Tholeiitic basalts and boninites
- AB...Alkali basalts, lamprophyres and kimberlites
- ID...Inclusions in diamonds
- XK...Xenoliths in kimberlites
- XB...Xenoliths in basalts
- K...Komatiites
- M...Metamorphic rocks

In Abb. 172: Ergebnisse der Spinelle-Analysen (a.) Cr# vs. Fe(II)# werden verschiedene Darstellungen der Ergebnisse der Spinell Untersuchungen gezeigt. (a.) zeigt Fe(III)# (=Fe³⁺ / (Cr + Al + Fe³⁺)) vs. Fe(II)# (=Fe²⁺ / (Mg + Fe²⁺)), (b.) Cr# (=Cr / (Cr + Al)) vs. Fe(II)#, (c.) Cr# vs. Mg# (=Mg / (Mg + Fe(II))) und (d.) TiO₂ vs. Fe(III)#.

Es geht klar hervor, dass sich die Spinelle von Lanzarote (Lz1) durch niedrigere Fe(III)- und Cr-Nummern unterscheiden. Im Cr-Fe³⁺-Al- Dreiecksdiagramm in Abb. 173 wird dies ebenfalls verdeutlicht: die Lz1- Spinelle besitzen die größten Al- Gehalte und niedrigsten Fe³⁺ Konzentrationen. Die Chrom Gehalte sind hingegen ungefähr ausgeglichen. Gom1 und Gom2 überlappen einander in allen Darstellungen.

Gom1 und Gom2 besitzen in den Diagrammen in Abb. 172 höhere Cr# bei gleichzeitig höherer Fe(II)#. Dies deutet auf einen höheren Fraktionierungsgrad der ursprünglichen Magmen hin. Durch fortschreitende Fraktionierung von Olivin und Plagioklas steigt der Gehalt an Fe²⁺ im Magma, die Konzentrationen von Al und Mg sinken dagegen. Daraus resultiert eine Kristallisation von Spinellen mit steigenden Cr# und Fe(II)# und sinkender Mg# (ALLAN ET AL., 1988). Die

Magmen von La Gomera, aus denen die Gabbros des Submarine Edifice kristallisierten, müssen demnach einer stärkeren Fraktionierung unterworfen gewesen sein.

Im Dreiecksdiagramm in Abb. 173 und in Abb. 172 deuten die Spinelle der Proben Gom1 und Gom2 auf einen Trend von steigendem Fe^{3+} und Fe(II)\# bei gleichzeitig steigendem TiO_2 hin. Dieser Trend wird als Fe-Ti Trend bezeichnet und entsteht durch progressive fraktionierte Kristallisation von Olivin und Pyroxen die das Fe/Mg Verhältnis und den Ti- Gehalt in der Schmelze steigen lässt (BARNES UND ROEDER, 2001).

Schlussfolgerungen

In Abb. 173 erfolgt außerdem ein Vergleich der erhaltenen Spinell- Daten mit einer Zusammenfassung langjähriger Untersuchungen von ROEDER (1994) und BARNES UND ROEDER (2001) (aus BOWLES ET AL., 2011). Das Ergebnis ist eine Zuweisung der Spinelle, vor allem von La Gomera (Gom1, Gom2), in das Generationsschema der Mafic Intrusions. Die Lanzarote- Spinelle (Lz1) würden hingegen auch mit den Bereichen der tholeiitischen Basalte, wie sie für Ozean Inseln (z.B. Hawaii) typisch sind, übereinstimmen.

Eine Ursache für die Abweichungen mag möglicherweise mit dem Grund für die sichtbare Zonierung der Ränder mancher Spinelle einhergehen. Diese kann durch eine höher werdende Konzentration von Ti und Cr im Magma verursacht werden, wodurch auch die kristallisierenden Spinelle vermehrt diese Elemente einbauen würden.

NEUMANN ET AL. (1995) kamen zu dem Ergebnis, dass der Grund für die Zonierung ihrer Spinelle aus Lanzarote mit Ti und Fe reichen Rändern in einer Kombination aus Schmelzextraktion und einer Metasomatose durch Fe+Ti reiche silikatische Schmelzen liegt.

Dies würde auch für diesen Fall eine mögliche Erklärung der plötzlichen Änderung der Schmelzzusammensetzung liefern.

Einen Hinweis auf eine externe Zufuhr von Titan und volatilen Phasen gibt auch die unter Kap. 6 festgestellte Formation von Ti- reichen Hornblenden (Kaersutit).

7.2 ICP-MS

Da diverse Spurenelemente bei magmatischen Prozessen unterschiedliches Verhalten zeigen und beispielsweise bei Fraktionierungs- oder Aufschmelzereignissen verschiedene Grade an An- bzw. Abreicherung aufweisen, können Verteilungsmuster derselben als wichtiges Instrument für die Charakterisierung magmatischer Gesteine herangezogen werden. Um weitere Hinweise auf mögliche Metasomatoseprozesse im Erdmantel unterhalb von La Gomera und zusätzliche Aufschlüsse über Herkunft des orbikularen Xenolithen zu erhalten, wurden Spurenelement- und Hauptelementgehalte mittels ICP-MS und RFA Analysen an Proben des orbikularen Gesteins (Proben Gom1 und Gom2) ermittelt (Ergebnisse unter Tabelle 10 im Anhang). Um möglichst aussagekräftige Ergebnisse zu erhalten wurden dafür die dunitischen Kerne und die

umgebende Matrix voneinander separiert und jeweils zu einem homogenen Pulver aufgemahlen.

Je nach Art und Verwendungszweck werden die erhaltenen Daten auf verschiedene Standards normiert. Um verschiedene Charakteristika aufzuzeigen, wurden folgend Analyseergebnisse auf C1 Chondrit-, MORB (Mid Atlantic Ocean Ridge Basalt) –, und PM (Primitiv Mantle)- Gehalte normiert.

7.2.1 Chondrit Normierung: REE- Verteilung

Als „Seltenerdelemente“ (SEE oder „rare earth elements“ (REE)) werden die Metalle der Lanthanoiden des Periodensystems genannt und umfasst folgende 15 Elemente:

Lanthan (La), Cer (Ce), Praseodym (Pr), Neodym (Nd), Promethium (Pm), Samarium (Sm), Europium (Eu), Gadolinium (Gd), Terbium (Tb), Dysprosium (Dy), Holmium (Ho), Erbium (Er), Thulium (Tm), Ytterbium (Yb) und Lutetium (Lu).

Weiter unterteilt ergeben sich 2 Untergruppen:

Die LREE (Light-REE) beinhalten die Elemente Lanthan bis Europium (Ionenradius $> 1 \text{ \AA}$) und die Gruppe der schweren HREE (Heavy-REE) mit den höheren Atomnummern und Massen (Ionenradius $< 1 \text{ \AA}$) reicht von Gadolinium bis Lutetium.

Der Oxidationszustand aller REE beträgt normalerweise +3, wobei +2 von Eu und Yb angenommen werden kann, +4 von Ce und Tb. Besonders Eu tritt schon bei leicht reduzierenden Bedingungen als Eu^{2+} auf und weist dann ähnlichen Ionenradius wie Sr auf. Folglich wird Eu^{2+} gerne in Sr- reiche Minerale wie Plagioklas eingebaut. Bei der Plagioklas- Fraktionierung können sich dadurch stark ausgeprägte Eu- Anomalien ergeben.

Als Lanthanoiden- Kontraktion wird die stetige Abnahme der Ionenradien mit steigender Ordnungszahl, infolge höherer Anziehung der Elektronen im äußeren 4f Orbital, bezeichnet (HENDERSON, 1984).

Abb. 174 zeigt das auf C1-Chondrit (Daten nach MCDONOUGH UND SUN, 1995) normierte REE- Verteilungsmuster der Dunite und ihrer Host-Lava, geordnet nach aufsteigender Ordnungszahl. Bei beiden Proben ist eine stetige Abnahme der Gehalte von den inkompatiblen LREE hin zu den HREE zu beobachten. Des Weiteren verlaufen beide Muster, mit Ausnahme einer geringen negativen Europium- Anomalie und etwas flacherem LREE Verlauf bei den Duniten, nahezu parallel zueinander. Sämtliche Gehalte liegen dabei in der hornblenditischen Lava in etwa um einen Faktor 10 höher angereichert vor. Die Europium- Anomalie könnte durch den bevorzugten Einbau des 2-wertigen Eu von Kalzit, welcher in der Matrix in geringen Mengen vorhandenen ist, verursacht sein.

Abb. 176 zeigt Analysen von REE Verteilungen in Basalten der Inselkette Hawaii (nach WILSON, 1989), die eine der Typlokalitäten für Ozeaninselbasalten (OIB) darstellt. Wie einem Vergleich mit diesen Ergebnissen entnommen werden kann, entsprechen die REE Verläufe beider Proben (Dunitknollen und Hornblendit- Matrix) denen von typischen OIB, wie sie für die Kanaren

auch erwartet werden würden. Die Anreicherung der LREE wird generell durch einen geringeren Aufschmelzgrad von OIB gegenüber MORB erklärt.

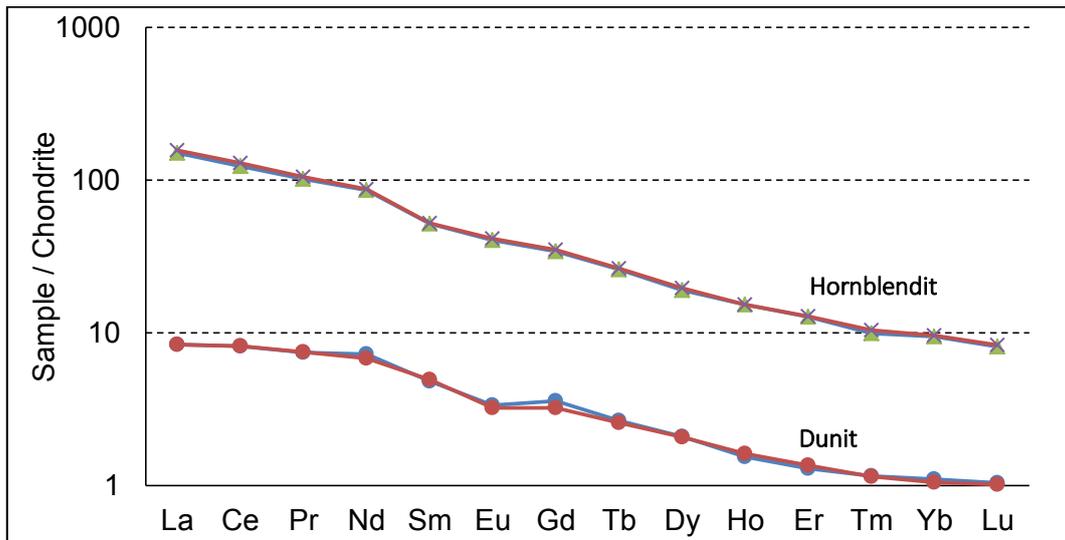


Abb. 174: REE-Muster der Dunite und Host-Lava, normiert nach Chondrit Werten von McDonough und Sun (1995).

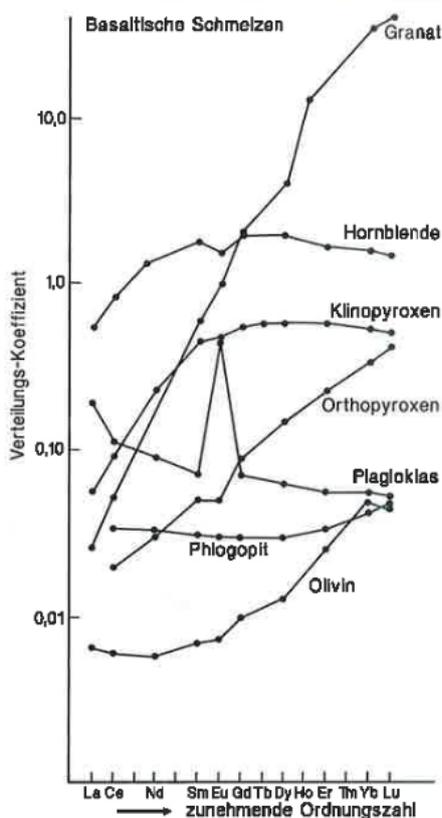


Abb. 175: Verteilungskoeffizienten von REE zwischen gesteinsbildenden Mineralen und einer basaltischen Schmelze (aus Okrusch und Matthes, 1983, nach Rollinson, 1993).

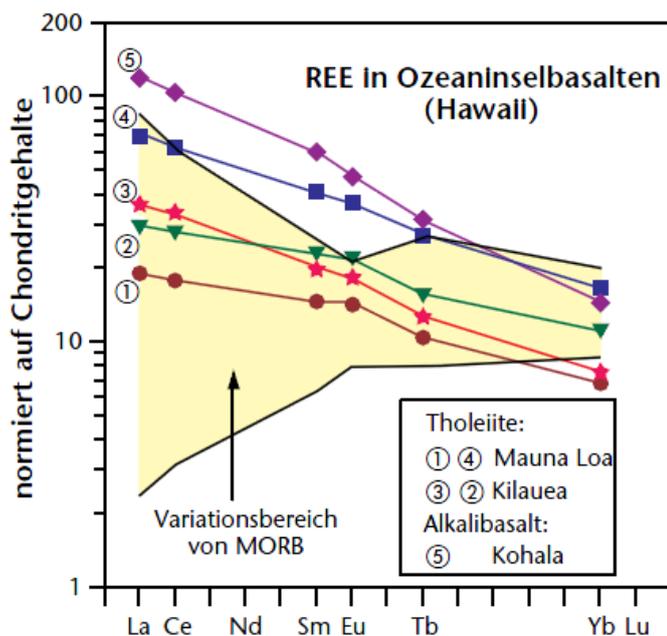


Abb. 176: Typische Verteilungsmuster der REE in OIB von Hawaii (aus Stosch, 2000; nach Wilson, 1989).

Die unterschiedlichen Verläufe der Verteilungskoeffizienten von gesteinsbildenden Mineralien der (ultra-) mafischen Gesteine und einer basaltischen Schmelze werden in Abb. 175 gra-

phisch dargestellt (ROLLINSON, 1993). Wie zu erkennen ist, weisen sowohl Olivin als auch Klino- und Orthopyroxen eindeutig positive REE- Verteilungsmuster auf. Demnach bauen Olivin und die Pyroxene bevorzugt HREE in ihrem Gitter ein, die LREE reichern sich hingegen in der Schmelzphase an. Als logische Konsequenz sollten somit auch die Verteilungsmuster von Peridotiten einen positiven Verlauf zeigen. Die Muster der analysierten Proben geben jedoch, wie schon erwähnt, eine negative Form preis (ersichtlich in Abb. 174). Dies deutet darauf hin, dass die Gesteine entweder aus Schmelzen mit sehr geringem Aufschmelzgrad entstanden sind, oder die REE Gehalte durch einen späteren Metasomatischen Prozess überprägt worden sind. Möglich ist natürlich auch eine Kombination beider Ereignisse.

7.2.2 Primitiv Mantle Normierung: Spurenelement- Verteilung

Abb. 177 zeigt in einem Multielement- Diagramm die Verteilung von weiteren Spurenelementen, normiert auf PM (Primitiv Mantle) nach McDONOUGH UND SUN (1995). Es ist eine stetige Abnahme der Konzentrationen von den inkompatiblen hin zu den kompatiblen Elementen zu erkennen.

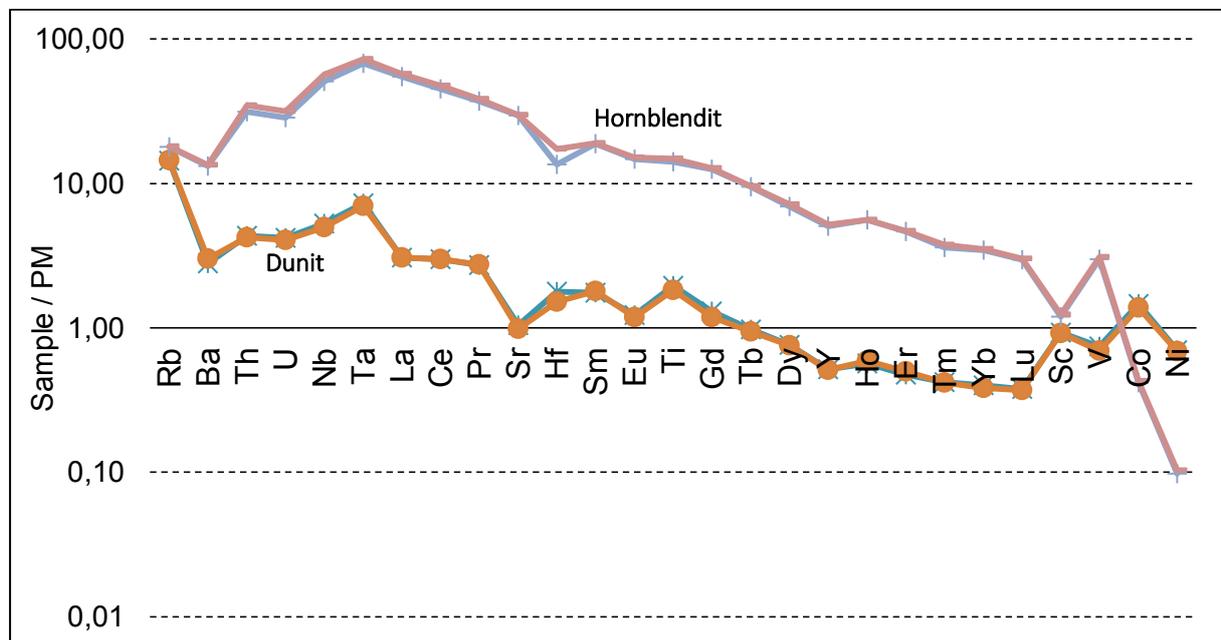


Abb. 177: Spurenelementverteilung der Dunite und Host-Lava, normiert auf PM nach McDonough und Sun (1995).

Bei Betrachtung der Element Gehalte fallen Co und Ni auf, die als einzige höhere Werte in den Duniten gegenüber der Matrix erzielen. Grund dafür ist, dass diese Metalle bevorzugt im Olivingitter eingebaut werden.

Des Weiteren ist eine negative Sr- und, in geringerem Maße, Eu- Anomalie in den Duniten, verglichen mit der Matrix, zu verzeichnen. Da die reduzierte Form des Eu (Eu^{2+}) einen Ionenradius ähnlich dem des Sr besitzt, könnte der verstärkte Einbau in den, in der Matrix vorkommenden, Kalziten eine mögliche Erklärung für beide Anomalien liefern.

Scandium und Rubidium besitzen in den Duniten und der Matrix in etwa gleich große Gehalte. Für Sc sieht es so aus, als ob die Gehalte in der Matrix verarmt, hingegen in den Duniten angereichert sind. Die Ursache dafür wurde noch nicht gefunden.

7.2.3 MORB Normierung: Spurenelement- Verteilung

Abb. 178 zeigt eine Darstellung von Spurenelementen mit einer Einteilung in mobile und immobile Elemente, normiert auf MORB Gehalte nach SUN ET AL. (1989). Bei beiden Gruppen nimmt die Inkompatibilität von innen nach außen ab. Ersichtlich wird eine Anreicherung mobiler aber auch der inkompatiblen, immobilen Elemente sowohl in den Olivinknollen als auch in der sie umgebenden Matrix.

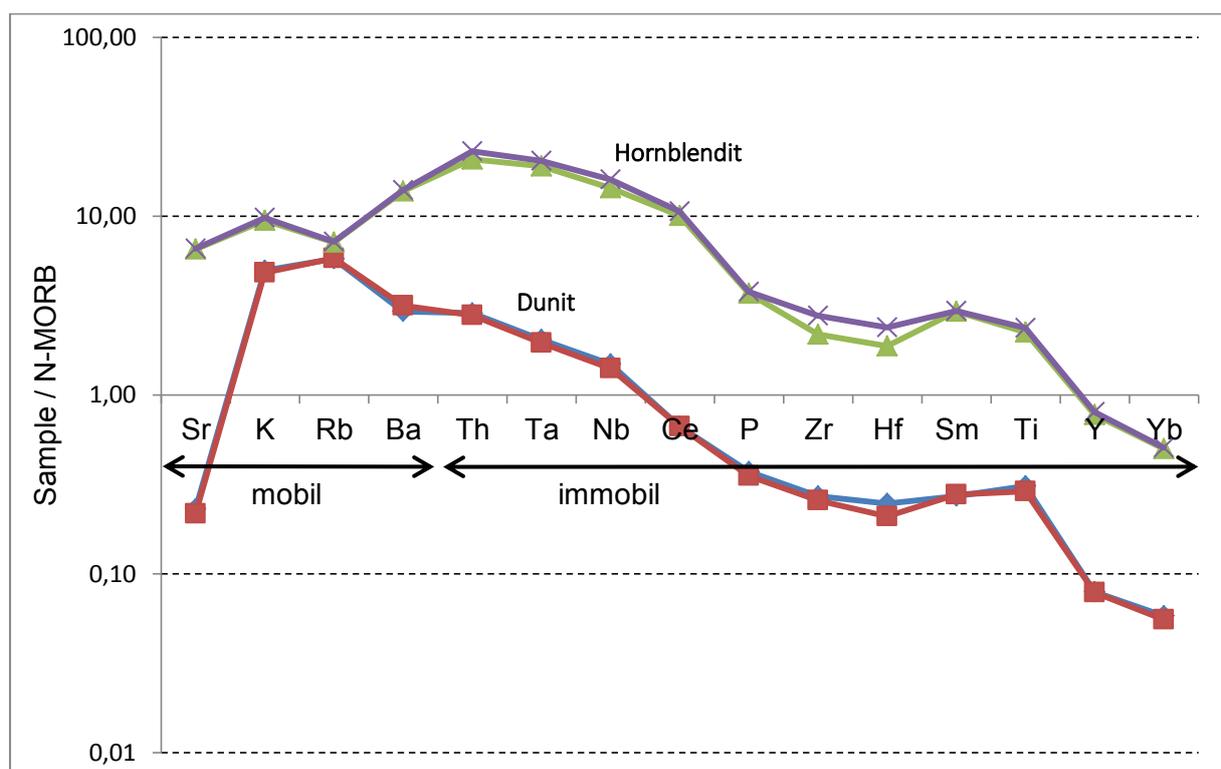


Abb. 178: Spurenelementverteilung – Anordnung nach mobilen- und immobilen Charakter. Normierung auf N-MORB nach Sun et al. (1989).

Schlussfolgerungen

Die abgebildeten normierten Verteilungen der Spurenelemente samt REE zeigen eine starke Anreicherung inkompatibler (LREE, Th, U, Ta, Nb) und mobiler (K, Rb, Ba) Elemente. Nach (HENDERSON, 1984) steigt die Mobilität der REE sehr stark bei Anwesenheit von CO₂-reichen Lösungen.

Beides bekräftigt die in den vorherigen Kapiteln aufgestellte These einer Metasomatose der dunitischen Xenolithe (Gom1, Gom2) durch eine Schmelze, die reich an CO₂, inkompatiblen- und mobilen Elementen war.

7.3 Metasomatose ? – Vergleiche mit der Literatur

Geophysikalische und Geochemische-Studien erbrachten die Grundlage für die nunmehr weithin akzeptierte Annahme, dass sich der gesamte Kanarische Insel Komplex auf ozeanischer Kruste befindet (NEUMANN ET AL., 2002 und Literaturangaben darin). Die Inseln sind jedoch untereinander keinesfalls identisch, vor allem unter geochemischen Gesichtspunkt sind beträchtliche Unterschiede vorzufinden.

GURENKO ET AL. (2006) stellten anhand von verschiedenen Spurenelement- und Isotopenverhältnissen fest, dass die in ihrer Studie untersuchten 3 jüngeren (3-12Ma) westlich gelegenen Inseln (Tenerifa, La Gomera und La Palma) unterschiedliche Lava- Quellen als das weiter östliche und ältere (13-15Ma) Gran Canaria haben müssen.

Aber auch NEUMANN ET AL. (2000) nahmen einen genetischen Unterschied zwischen den westlichen und östlichen Inseln wahr. So sind etwa die Laven auf Lanzarote sehr primitive Schmelzen, während die Magmen von La Palma und Teneriffa sehr viel weiterentwickelt und höher fraktioniert waren. Des Weiteren kamen sie zu dem Schluss, dass es zu einer Reaktion des Mantels unterhalb der Kanarischen Inseln mit alter, ozeanischer Kruste kam. Dies führte zu einer Anreicherung von inkompatiblen Elementen (LREE,...) in den Magmen des Mantels. Von dieser Anreicherung und Interaktion waren jedoch die westlich situierten Regionen stärker betroffen als der östliche Rand.

Nach voran gegangenen Studien berichten bereits mehrere Autoren (z.B. FREZZOTTI ET AL. (1994), FREZZOTTI ET AL. (2002), GURENKO ET AL. (2009), GURENKO ET AL. (2010), GURENKO ET AL. (2011), NEUMANN ET AL. (1995), NEUMANN ET AL. (2002), NEUMANN ET AL. (2004)) von Metasomatoseprozessen im Erdmantel unterhalb der Kanarischen Inseln.

Laut NEUMANN ET AL. (2002) und NEUMANN ET AL. (2004) stand die Metasomatose stark unter dem Einfluss einer silikatischen, Ca- reichen Schmelze. Außerdem fanden NEUMANN ET AL. (1995) Hinweise Fe-Ti reiche silikatische Schmelze, wahrscheinlich im Zusammenhang mit der Inselentstehung.

FREZZOTTI ET AL. (1994) und FREZZOTTI ET AL. (2002) schildern ebenfalls eine Volatil- reiche, karbonatische, silikatische Metasomatose, die in mehreren Phasen im Mantel unterhalb von La Gomera gewirkt hat. Nach Ihnen könnte dies das Ergebnis einer geringen partialen Aufschmelzung des Peridotits in großen Tiefen sein.

8 Abschließende Schlussfolgerungen und Interpretation

8.1 Dunit Genese

Nach ABU EL-RUS ET AL. (2006) (und Referenzen darin) existieren 3 Modelle die zur Entstehung von Duniten führen: (1) Bildung von restitischen Duniten als Überbleibsel aus einem hohen Grad partiellen Schmelzens von Peridotiten; (2) Entstehung durch Reaktion einer basaltischen Schmelze mit Mantel Wall Rock Gesteinen; (3) Duniten als Liquidus Kummulate einer pikritischen Schmelze.

Da in den Dunitknollen kein Enstatit vorhanden ist, müsste der Aufschmelzgrad des ursprünglichen Peridotits extrem hoch gewesen sein. Dagegen spricht die niedrige Fo# der Olivine von ca. 82 die unter diesen Umständen auf jeden Fall größer 90 sein müsste. Bei einer Abstammung aus einem typischen Mantelperidotit müssten auch die NiO Gehalte der Olivine höhere Werte erzielen. Die maximalen Gehalte liegen hier bei 0,28 mass%. Im Vergleich dazu weisen die Olivine aus dem Mantel Xenolith LZ1 von Lanzarote NiO Gehalte bis über 0,4 mass% auf. Ein weiterer wichtiger Punkt, der gegen einen Aufschmelzvorgang spricht, ist die Anreicherung an inkompatiblen Elementen wie z.B. den LREE. Diese würden bei Aufschmelzung bevorzugt in die Schmelze gehen und so im restitischen Olivin verarmt vorliegen.

Aufgrund dieser Gegebenheiten wird davon ausgegangen, dass es sich bei den Dunitknollen nicht um Restite eines teilweise aufgeschmolzenen Mantelperidotits handelt.

Eine Entstehung der Duniten als Kristallisationskumulate aus einer inselbildenden Schmelze der westlichen Kanaren wird durch die nahezu identen Fo#, NiO und MnO Gehalte der Olivine, verglichen mit Olivin-Analyseergebnissen von La Gomera, Teneriffa und El Hierro (siehe Abb. 161 und Abb. 162), gestützt. SEN UND PRESNALL (1986) kommen in einem ähnlichen Fall von der Inselkette Hawaii zu demselben Ergebnis. Auch sie finden in dunitischen Xenolithen auf dem Vulkan Koolau (Oahu) nur sehr niedrige Fo# von ca. 82 bis 89 vor. Diese Tatsache und geochemische Ähnlichkeiten lassen sie die Bildung mit einer Akkumulation von Kristalliten aus pikritischen Schmelzen der Schildbildenden Phase des Koolau's begründen.

REHFELDT ET AL. (2007) untersuchten dunitische Xenolithe aus Kimberliten von Südafrika und lehnen einen restitischen Ursprung der Duniten wegen zu niedriger Fo# (87 bis 89) und NiO Gehalte (0,13 bis 0,28mass%) ab. Nach ihrem Modell stellen die Duniten rekristallisierte Kummulate dar, die sich während der Fraktionierung der Karoo Flood Basalte gebildet haben.

Weitere Beispiele von dunitischen Xenolithen, welche als metasomatisch beeinflusste Kummulate gedeutet werden, kommen von West- Grönland (SCOTT, 1981; SCOTT SMITH, 1987).

8.2 Zur Genese der orbikularen Xenolithe

Für die Genese der orbikularen Gesteine mitsamt ihrer heutigen Gestalt war das genaue aufeinander wirken mehrerer Prozesse und Faktoren nötig.

Zu Beginn steht eine Kristallisation und begleitende Akkumulation von relativ Eisen- reichen Olivinen sowie Spinell Phasen aus einer leicht fraktionierten Schmelze mit OIB Charakter. Im Zuge der Inselbildung kam es immer wieder zur Intrusion von alkali- basaltischen Magmen in die bereits erstarrten mafischen- ultramafischen Gesteine. Bei der Entstehung von einzelnen Dykes durch solche Intrusionen wurde daraufhin umgebendes Gestein in Form der dunitischen Xenolithe mitgerissen.

Die in den Olivinen vorhandenen Dislokationen dienen als Hinweis darauf, dass die Olivine, bevor sie durch das aufsteigende Magma mitbefördert wurden, einer plastischen Deformation unterworfen waren. Da die hierfür notwendigen Temperaturen und Drücke sehr hoch sein müssen, kann angenommen werden, dass der Ursprung der Dunite der unteren Erdkruste bzw. dem oberen Erdmantel zugerechnet werden kann.

Die intrudierende, hornblenditische Schmelze, die heute die feinkörnige Matrix darstellt, war geprägt von einer Anreicherung an Ca, CO₂, Fe, Ti, sowie inkompatiblen (LREE, Th, U, Ta, Nb,...) und mobilen (K, Rb, Ba) Elementen. Das mitgeführte CO₂ bewirkte unter anderem eine Erhöhung der Mobilität der sonst eher immobilen LREE.

Der Kontakt dieser Schmelze mit den Dunitknollen führte zu einer zur kryptischen metasomatischen Überprägung der Olivine, deren Gehalte an den mitgeführten Elementen erhöht wurden. Unter anderem ist die hohe Kalziumanreicherung in den analysierten Olivinen darauf zurückzuführen. Des Weiteren kam es durch den Kontakt zur natürlichen Dekoration der Dislokationen, da entlang der Versetzungen eine Oxidation des Eisens im Forsterit stattfand. Ferner wurde auch die chemische Zusammensetzung der Spinell- Phasen, erkennbar anhand der randlichen Zonierung mit zunehmenden Ti Gehalten zu den Rändern hin, verändert. Bei den „Donut“- Spinellen kam es durch Hydrierung zur Bildung der eingeschlossenen Amphibole und Biotite, die ursprünglich vermutlich als Pyroxene/Olivine und Glasphase vorlagen. Die Volatile müssen hier entlang von Mikrorissen die Spinelle durchdrungen haben.

Als weitere sichtbare Zeugen der Metasomatose dienen die Karbonat- und Magnetit- Präzipitate innerhalb der Flüssigkeitseinschlüsse, welche in zahlreichen Spuren im Olivin vorliegen. Hier ist gut ersichtlich, dass die mitgeführten Fluide reich an Kalzium, Eisen und CO₂ gewesen sein müssen, da sie zur Fällung der ankeritisch- dolomitischen Karbonate bzw. der Magnetite geführt haben. Zusätzlich kam es durch den Kontakt zur Reaktion zwischen den Duniten und der Hornblende- Schmelze und dadurch zur Ausbildung des weißen Tremolit- Randes (modale Metasomatose) nach der Gleichung:

Olivin + Kaersutit → Tremolit + Chlorite + Titanit + Magnetit.

Die Reaktion hatte durch Abrundung der Xenolithe auch maßgeblichen Einfluss an der Gestalt der Dunite und brachte die Ausbildung der orbikularen Gestalt des Gesteins mit sich.

Nach diesen Vorgängen erstarrten die Xenolithe mit samt der Dykes und wurden im Laufe der Zeit durch Erosionsprozesse an der Oberfläche freigelegt.

9 Diskussion und offene Fragen

Grundsätzlich kann davon ausgegangen werden, dass es sich bei den Orbikulen um sekundäre Bildungen handelt, da primäre, an Keimen auskristallisierte Orbikule, meist durch polymineralischen, konzentrischen Lagenbau gekennzeichnet sind.

Nicht gänzlich geklärt sind die hohen Gehalte an inkompatiblen Elementen (z.B. LREE) in den Olivinen. Sie können theoretisch entweder auf eine Herkunft aus einem OIB- Magma oder auf intensive metasomatische Beeinflussung zurückgeführt werden. Am Plausibelsten erscheint eine Kombination beider Ereignisse, da die REE Gehalte der Olivine und Hornblendit Matrix nahezu parallele Verläufe aufweisen. Letztere zeigt einen noch etwas steileren Verlauf und somit höhere Anreicherung in Bezug auf die inkompatiblen LREE, was die Schmelze als potentielle Quelle für die Anreicherung hervorhebt.

Außerdem steht zur Frage, wie weit die Fo# durch die metasomatische Eisenanreicherung beeinflusst wurde. Von der Absenkung einer restitische Fo# > 90 auf die gemessene Fo# von 82 wird jedoch abgesehen, da nicht davon ausgegangen werden kann, dass die Metasomatose zur vollständigen, homogenen Absenkung um 10% im Olivin geführt haben kann.

Als Grund für die sehr hohen Gehalte an Kalzium im Olivin, die bis zu dreimal so hoch wie die der anderen Olivine mit Fo# 82 waren, wird eine spätere, metasomatische Zufuhr gesehen. Dies stützt sich auf die im Trend liegenden Nickel und Mangan Gehalte, da erwartet werden würde, dass diese bei einem derart hohen Ca Einbau während der Kristallisation in sehr viel geringerem Ausmaß eingebaut werden würden. Dass Kalzium in der Schmelze in genügendem Maße vorhanden war, zeigt weiterhin das Vorkommen der Ca reichen Kaersutite, welche als mengenmäßig dominierende Phase die Matrix bilden. Ebenso zeugen, in der Matrix akzessorisch auftretende, Kalzit Kristalle von einer Ca Übersättigung der Schmelze.

Die sekundären Kalzit Gänge, welche einen Großteil der vorkommenden Gesteine in dichten Netzwerken durchziehen, können zusätzlich als das Produkt der Metasomatose, die zu einer Ca und CO₂ Übersättigung der Fluide führte, gesehen werden.

Als Ursprung der Dislokationen wird durch die hierfür benötigten hohen Temperaturen und Drücke der untere Teil der ozeanischen Kruste bzw. der obere Bereich des Erdmantels in Betracht gezogen. In Zusammenhang mit der Inselbildung werden Scher- und Riftbewegungen, welche unter anderem Wege für später aufsteigende Magmen bildeten, gesehen (siehe z.B. „Unifying Model“ von ANGUITA UND HERNÁN, 2000). Es ist gut vorstellbar, dass die Dislokationen darauf zurückgeführt werden können. Weiter belegt ist diese Annahme jedoch nicht.

10 Literaturverzeichnis

Abu El-Rus M.A., Neumann E.-R., Peters V., 2006: Serpentinization and dehydration in the upper mantle beneath Fuerteventura (eastern Canary Islands): Evidence from mantle xenoliths. *Lithos* 89, 24 - 26

Allan J.F., Sack R.O., Batiza R., 1988: Cr-rich spinels as petrogenetic indicators: MORB-type lavas from the Lamont seamount chain, eastern Pacific. *American Mineralogist* 73, 741 - 753

Ancochea E., Hernán F., Huertas M.J., Brändle J.L., Herrera R., 2006. A new chronostratigraphical and evolutionary model for La Gomera: Implications for the overall evolution of the Canarian Archipelago. *J. Volcanol. Geother. Res.* 157, 271–293.

Ancochea E., Fuster J.M., Ibarrola E., Cendrero A., Coello J., Hernan F., Cantagrel J.M., Jamond C., 1990: Volcanic evolution of the island Tenerife (Canary Island) in the light of new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44, 231 - 249

Ancochea E., Brändle J.L., Huertas M.J., Hernán F., Herrera R., 2008: Dike-swarms, key to the reconstruction of major volcanic edifices: The basic dikes of La Gomera (Canary Islands). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 173, 207 - 216

Anguita F., Hernán F., 2000: The Canary Islands origin: a unifying model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 103, 1 - 26

Bai Q., Kohlstedt D.L., 1992: High-temperature creep of olivine single crystals, 2. Dislocation structures. *Tectonophysics* 206, 1 - 29

Bakker R.J., 2012: Package FLUIDS. Part 4: thermodynamic modelling and purely empirical equations for H₂O-NaCl-KCl solutions. *Mineralogy and Petrology* 105, 1 - 29.

Barnes S.J., Roeder P.L., 2001: The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks. *Journal of Petrology* 42, 2279 - 2302

Best M.G., 2003: Igneous and Metamorphic Petrology. *Blackwell Science Ltd.* 10 Auflage (2012)

Bodnar R.J., 1993: Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et cosmochimica acta* 57, 683 - 684

Bowen N.L., 1928: The evolution of igneous rocks. Dover Publ, New York (Nachdruck 1956)

Bowles J.F.W., Howie R.A., Vaughan D.J., Zussman J., 2011: Non-Silicates: Oxides, Hydroxides and Sulphides. *Rock Forming Minerals 5A*, The Geological Society, London

Casillas R., Fernández C., Colmenero J.R., de la Nuez J., García-Navarro E., Martín M. C., 2010: Deformation structures associated with the Tazo Landslide (La Gomera, Canary Islands). *Bulletin of Volcanology* 72(8), 945 – 960

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., 1997: Double-chain silicates. *Rock Forming Minerals 2A*, The Geological Society, London

Demény A., Casillas R., Hegner E., Vennemann T.W., Nagy G., Sipos P., 2010: Geochemical and H-O-Sr-Nd isotope evidence for magmatic processes and meteoric-water interactions in the basal complex of La Gomera, Canary Islands. *Miner. Petrol.* 98, 181 - 195

Frezzotti M.-L., Touret J.L.R., Lustenhouwer W.J., Neumann E.-R., 1994: Melt and fluid inclusions in dunite xenoliths from La Gomera, Canary Islands: tracking the mantle metasomatic fluids. *European Journal of Mineralogy* 6, 805 - 817

Frezzotti M.-L., Touret J.L.R., Neumann E.-R., 2002: Ephemeral carbonate melts in the upper mantle: carbonate-silicate immiscibility in microveins and inclusions within spinel peridotite xenoliths, La Gomera, Canary Islands. *European Journal of Mineralogy* 14, 891 - 904

Frost H.J., Ashby M.F., 1982: Deformation- Mechanism Maps. The Plasticity and Creep of Metals and Ceramics. *Pergamon Press*.

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, 85 - 101

Geyer A., Martí J., 2010: The distribution of basaltic volcanism on Tenerife, Canary Islands: Implications on the origin and dynamics of the rift systems. *Tectonophysics* 483, 310 - 326

Gonzalez de Vallejo L.I., Capote R., Cabrera L., Insua J.M., Acosta J., 2003: Paleoearthquake evidence in Tenerife (Canary Islands) and possible seismotectonic sources. *Marine Geophysical Researches* 24, 149-160

Gurenko A.A., Hoernle K.A., Hauff F., Schmincke H.-U., Han D., Miura Y.N., Kaneoka I., 2006: Major, trace element and Nd-Sr-Pb-O-He-Ar isotope signatures of shield stage lavas from the central and western Canary Islands: Insights into mantle and crustal processes. *Chemical Geology* 233, 75 - 112

Gurenko A.A., Sobolev A.V., Hoernle K.A., Hauff F., Schmincke H.-U., 2009: Enriched, HIMU-type peridotite and depleted recycled pyroxenite in the Canary plume: A mixed-up mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 277, 514 - 524

Gurenko A.A., Bindeman I.N., Chaussidon M., 2011: Oxygen isotope heterogeneity of the mantle beneath the Canary Islands: insights from olivine phenocrysts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 162, 349 – 363

Hart S.R., Davis K.E., 1978: Nickel partitioning between olivine and silicate melt. *Earth Planetary Science Letters* 40, 203 - 219

Henderson P. (Editor), 1984: Rare Earth Element Geochemistry. *Developments in Geochemistry* 2. Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo: Elsevier Science Publishers B.V.

Hoernle K., Schmincke H.-U., 1993: The role of partial melting in the 15 Ma geochemical evolution of Gran Canaria: a blob model for the Canary hotspot. *J. Petrology* 34, 599 - 626

Hoernle K., Zhang Y. S., Graham D., 1995: Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature* 374, 34 - 39

Hoernle K., 1998: Geochemistry of Jurassic Oceanic Crust beneath Gran Canaria (Canary Islands): Implications for Crustal Recycling and Assimilation. *Journal of Petrology* 39, Nr. 5, 859 - 880

Hoernle K., Carracedo J. C., 2009: Canary Islands geology. In: *Encyclopedia of Islands.* , ed. by Gillespie, R. D. and Clague, D. A. University of California Press, Berkeley, California, USA, 133-143.

Izquierdo T., 2011: Hydrogeology of La Gomera (Canary Islands): contributions to conceptual models of volcanic island aquifers. *Dissertation*, Universidad Rey Juan Carlos Madrid

Katayama I., 2009: Thin anisotropic layer in the mantle wedge beneath northeast Japan. *Geology* 37, 211 - 214

Kohlstedt D.L., Goetze C., Durham W.B., Vander Sande J., 1976: New technique for decorating dislocations in olivine. *Science* 191, 1045 - 1046

Leveson D.J., 1966: Orbicular Rocks: A Review. *Geological Society of America Bulletin* 77, 409 - 426

Li C., Thakurta J., Ripley E.M., 2012: Low-Ca contents and kink-banded textures are not unique to mantle olivine: evidence from the Duke Island Complex, Alaska. *Miner Petrol* 104, 147 - 153

McDonough W.F., Sun S.-s., 1995: The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223 - 253

Meisel T., Schöner N., Paliulionyte V., Kahr E., 2002: Determination of Rare Earth Elements, Y, Th, Zr, Hf, Nb and Ta in Geological Reference Materials G-2, G-3, SCo-1 and WGB-1 by Sodium Peroxide Sintering and Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry. *Geo Standards Newsletter* 26, 53 - 61

Müller G., Raith M., 1993: Methoden der Dünnschliffmikroskopie. *Springer Verlag*, 5. überarbeitete Auflage 1993

Neumann E.-R., Wulff-Pedersen E., Johnsen K., Andersen T., Krogh E., 1995: Petrogenesis of spinel harzburgite and dunite suite xenoliths from Lanzarote, eastern Canary Islands: Implications for the upper mantle. *Lithos* 35, 83 - 107

Neumann E.-R., Sorensen V.B., Simonsen 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 Geothermal Research* 103, 313 - 342

Neumann E.-R., Wulff-Pedersen E., Pearson N.J., Spencer E.A., 2002: Mantle Xenoliths from Tenerife (Canary Islands): Evidence for Reactions between Mantle Peridotites and Silicic Carbonatite Melts inducing Ca Metasomatism. *Journal of Petrology* 43, 825 - 857

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, 2573 - 2612

Okrusch M., Matthes S., 1983: Mineralogie, Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. *Springer-Verlag Heidelberg Berlin*, 8 Auflage (2009)

Rehfeldt T., Jacob D.E., Carlson R.W., Foley S.F., 2007: Fe-rich Dunite Xenoliths From South African Kimberlites: Cumulates from Karoo Flood Basalts. *Journal of Petrology*

Roest W. R., Dañobeitia, J. J., Verhoef J., Collette B. J., 1992: Magnetic anomalies in the Canary Basin and the Mesozoic evolution of the Central North Atlantic. *Marine Geophysical Research* 14, 1 – 24.

Rollinson H., 1993: Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman, Harlow, Essex, UK

Scott B. H., 1981: Kimberlite and lamproite dykes from Holsteinsborg, West Greenland. *Meddelelserom Grønland Geoscience*, 3-24.

Scott Smith B. H., 1987: Greenland. In: Nixon P. H. (ed.) *Mantle Xenoliths*. Chichester: John Wiley, 23-32.

Sen G., Presnall G.C., 1986: Petrogenesis of Dunite Xenoliths from Koolau Volcano, Oahu, Hawaii: Implications for Hawaiian Volcanism. *Journal of Petrology* 27, 197 - 217

Stosch G.-H.: Geochemie der Seltenen Erden. Vorlesungen am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität zu Köln, 1988 – 1993, Skript mit Ergänzungen von 1998 und Sommer 2000
(<http://institut-seltene-erden.org/wp-content/uploads/2012/03/uni-koeln-geochemie-der-seltenen-erden.pdf>)

Solana M.C., Kilburn C.R.J., Rodriguez Badiola E., Aparicio A., 2004: Fast emplacement of extensive pahoehoe flow-fields: the case of the 1736 flows from Montaña de las Nueces, Lanzarote. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 132, 189 - 207

Viti C., Frezzotti M.-L., 2000: Re-equilibration of glass and CO₂ inclusions in xenolith olivine: A TEM study. *American Mineralogist* 85, 1390 - 1396

Vonlanthen P., Kunze K., Burlini L., Grobety B., 2006: Seismic properties of the upper mantle beneath Lanzarote (Canary Islands): Model predictions based on texture measurements by EBSD. *Tectonophysics* 428, 65 - 85

Walker G.P.L., 1990: Geology and volcanology of the Hawaiian Islands. *Pacific Sc.* 44, 315 - 347

Wilson B.M., 1989: *Igenous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach*. London (Hymers), 466 Seiten

Yazgan E., Mason E., 1988: Orbicular gabbro from near Baskil, southeastern Turkey. *Mineralogical Magazine* 52, 161 - 176

Zeuch D.H., Green H.W., 1977: Naturally Decorated Dislocations in Olivine from Peridotite Xenoliths. *Contrib. Mineral. Petrol.* 62, 141 - 151

11 Anhang

11.1 Probenliste

Tabelle 4: Probenliste

Probennr.	Bezeichnung	GPS-Punkt	Anmerkung
YE-1	Basalt		
BC-1	Dunit-Xenolith aus Dike, P1		
BC-2	Dunit-Xenolith aus Dike, P2		
BC-3	Dunit-Xenolith aus Dike, P3		
BC-4	Dike=Andesit		
BC-5	Dike, vererzt P1		
BC-6	Gabbro P2		
BC-7	Dike, stark alteriert P2		
BC-8	Tuff P2		
BC-9	Gabbro P2		
BC-10	Foid-Basalt P2		
BC-11	Pyroxenit		
BC-12	Gabbro mit Dike P2		
BC-13	Gabbro P2	421	
BC-14	Wehrlit P2	421	
BC-15	Wehrlit P2	421	
BC-16	Wehrlit P2	421	
BC-17	Gabbro P2	423	
BC-18	Wehrlit P2	421	
BC-19	Gabbro P2	423	
BC-20	Probe mit Kalzit od Qtz Ader	424	
BC-21	Pyroxenit	425	
BC-22	Gabbroider Pegmatit	425	
BC-23	Gabbro	425	
BC-24	Gabbro	425	
BC-25	Pyroxenit	426	
YE-2	Basalt	426	
FR-1	Felsic Rock mit basischen Xenolithen	428	
FR-2	vulk. Brekzie	428	
FR-3	Plagioklas- reicher Plutonit	429	
FR-4	Plagioklas- reicher Plutonit	429	
FR-5	Plagioklas- reicher Plutonit	429	
FR-6	Gabbro	429	
FR-7	Gabbro?	429	
FR-8	Plagioklas- reicher Plutonit	429	
FR-9	Gabbro	429	
FR-10	Plagioklas- reicher Plutonit	429	
FR-11	Plagioklas- reicher Plutonit	429	
FR-12	Gabbro, sulfidreich		

FR-13	Gabbro, sulfidreich = Brekzie?		
FR-14	Gabbro, sulfidreich		
FR-15	Gabbro, sulfidreich		
BC-26			
BC-27	Gabbroider Pegmatit		
BC-28			
BC-29	Gabbro		
BC-30	Gabbroider Pegmatit		
BC-31	Basalt		
BC-32	Basalt		
BC-33	Gabbro Block		
BC-34			
BC-35	bas. Dike mit Hornblende?		
BC-36	Andesit Dike ?		
BC-37	Pyroxenit	444	
BC-38	Gabbro		km35
BC-39	basaltischer Dike	420	km35
X-1	Orbikularer Gesteinsblock		
X-2	Dunit-Xenolith aus Dike		
X-3	Orbikular Gestein aus Dike		
X-4	Dunit-Xenolith aus Dike		
X-5	Dunit-Xenolith aus Dike		
X-6	Dunit-Xenolith aus Dike		
X-7	Dunit-Xenolith aus Dike		
X-20	Orbikularer Gesteinsblock, Verwittert		
CAN 4	Olivingabbro		
CAN 8	Olivinbasalt		
CAN 9			
Gom 1	Orbikulargestein		
Gom 01	Basalt		
Gom 02	Orbikulargestein		
Gom 03	Orbikulargestein		
Gom 04	Magnetit- Mikrogabbro		

GPS Punkte

Tabelle 5: Angaben zu aufgenommenen GPS Punkten

GPS-Punkt	N	WO	Anmerkung
	° ' "	° ' "	
420	28 11 7,6	17 15 0,6	
421	28 11 0,9	17 15 4,5	
422	28 11 15,8	17 14 46,6	
423	28 11 55,6	17 14 50,6	
424	28 12 12,5	17 14 47,2	
425	28 12 2,3	17 14 40,5	
426	28 11 50	17 11 50,2	

427	28	11	38	17	12	6,6	
428	28	11	4,8	17	14	6,6	
429	28	10	52,9	17	14	29,7	
430	28	12	26,3	17	15	54,3	Top Chijere
431	28	12	24,5	17	15	38,1	Hydr. Alteration
432	28	12	22,3	17	15	31,7	Hydr. Alteration
433	28	12	20,3	17	15	22,9	Hydr. Alteration
434	28	12	15,9	17	15	23,8	Hydr. Alteration
435	28	10	57,8	17	16	25,9	
436	28	10	56,2	17	16	23	
437	28	9	3,6	17	16	23,3	Tal südl. Vallehermoso
438	28	9	3,6	17	16	23,3	Tal südl. Vallehermoso
439	28	8	48,1	17	16	42,2	Tal südl. Vallehermoso
440	28	9	9,9	17	16	43,1	Tal südl. Vallehermoso
441	28	11	34,6	17	18	21,3	
442	28	11	37,9	17	18	1,6	
443	28	9	36,5	17	17	17,2	
444	28	9	46,6	17	17	3,8	

11.2 Messdaten und Berechnungen

11.2.1 Flüssigkeitseinschlüsse im Kalzit

Tabelle 6: Messdaten der Flüssigkeitseinschlüsse im Kalzit

FI-Bildname	Nr.	Tm	Th	Tm,korr	Th,korr	Salinität		Dichte	Mol Volumen
		(°C +0,5)	(°C +0,5)	°C	°C	mass % NaCl	x NaCl	g/cm ³	mol/cm ³
29.11.									
IMG_0001	1	0,00	193,50	-0,40	188,60	0,66	0,0022	0,88	20,50
IMG_0002	2	0,00	183,50	-0,40	178,60	0,66	0,0022	0,89	20,30
IMG_0003	3	0,00	191,50	-0,40	186,60	0,66	0,0022	0,89	20,50
IMG_0004	4	0,00	191,50	-0,40	186,60	0,66	0,0022	0,89	20,50
IMG_0005	5	-0,10	202,50	-0,50	197,60	0,83	0,0027	0,87	20,70
IMG_0006	6	-0,10	202,00	-0,50	197,10	0,83	0,0027	0,87	20,70
IMG_0007	7	-0,40	213,50	-0,80	208,60	1,32	0,0043	0,87	21,00
IMG_0001_1	8	0,00	197,50	-0,40	192,60	0,66	0,0022	0,88	20,60
IMG_0002_1	9	0,00	201,00	-0,40	196,10	0,66	0,0022	0,87	20,70
IMG_0003_1	10	0,00	201,00	-0,40	196,10	0,66	0,0022	0,87	20,70
IMG_0004_1	11	-0,10	200,50	-0,50	195,60	0,83	0,0027	0,87	20,70
10.12.									
IMG_0001	12	-0,10	208,50	-0,30	203,60	0,50	0,0016	0,87	20,90
IMG_0002	13	-0,20	208,50	-0,40	203,60	0,66	0,0022	0,87	20,90
IMG_0003	14	-0,10	208,50	-0,30	204,50	0,50	0,0016	0,87	20,90
IMG_0004	15	-0,20	219,50	-0,40	215,50	0,66	0,0022	0,85	21,20
IMG_0005	16	-0,20	205,50	-0,40	201,50	0,66	0,0022	0,87	20,90
IMG_0006	17	-0,20	223,50	-0,40	219,50	0,66	0,0022	0,85	21,20
IMG_0001_1	18	-0,20	207,50	-0,40	203,50	0,66	0,0022	0,87	20,80
IMG_0002_1	19	-0,10	223,50	-0,30	219,50	0,50	0,0016	0,85	21,20

IMG_0003_1	20	-0,20	233,70	-0,40	229,70	0,66	0,0022	0,83	21,70
IMG_0001_2 links	21	-0,10	264,50	-0,30	260,50	0,50	0,0016	0,79	22,90
IMG_0001_2 mitte	22	-0,10	207,50	-0,30	203,50	0,50	0,0016	0,87	20,80
IMG_0001_2 rechts	23	-0,10	210,50	-0,30	206,50	0,50	0,0016	0,87	20,80
IMG_0002_2 links	24	0,00	212,50	-0,20	208,50	0,33	0,0011	0,86	21,10
IMG_0002_2 2.v.links	25	0,00	213,50	-0,20	209,50	0,33	0,0011	0,86	21,10
IMG_0002_2 2.v.rechts	26	0,00	211,50	-0,20	207,50	0,33	0,0011	0,86	21,10
IMG_0002_2 rechts	27	0,00	214,50	-0,20	210,50	0,33	0,0011	0,86	21,10
IMG_0003_2	28	0,00	211,50	-0,20	207,50	0,33	0,0011	0,86	21,10
IMG_0004_1	29	0,10	189,50	-0,10	185,50	0,17	0,0006	0,88	20,40
11.12.									
IMG_0001	30	0,00	209,50	-0,20	205,50	0,33	0,0011	0,87	20,81
IMG_0002	31	0,00	210,50	-0,20	206,50	0,33	0,0011	0,87	20,81

Calibration		IST	SOLL	Korr.-Faktor
26.11.	Tm(CO ₂)	-55,70	-56,60	-0,90
	Tm(ice)	0,40	0,00	-0,40
	Th(ice, crit)	378,00	374,00	-4,00
	Tm(eut)	-21,10		21,10

10.12.	Tm(CO ₂)	-55,90	-56,60	-0,70
	Tm(ice)	0,20	0,00	-0,20
	Th(ice, crit)	378,90	374,00	-4,90
	Tm(eut)			0,00

8.1.	Tm(CO ₂)	-56,30	-56,60	-0,30
-------------	----------------------	--------	--------	-------

	Tm(ice)	0,10	0,00	-0,10
	Th(ice, crit)	378,00	374,00	-4,00
	Tm(eut)			0,00

11.2.2 Olivin

Tabelle 7: Messergebnisse Olivine

Nr.	Comment	Na	Cr	Si	Mg	K	Fe	Total	Fo [%]	Ca [ppm]	NiO [wt%]	MnO [wt%]	TiO ₂ [wt%]	Al ₂ O ₃ [wt%]
	Gom1													
1	gomera1zone4oliv1	0,0	0,0	0,99	1,63	0,0	0,36	3,01	81,90	1575,91	0,21	0,32	0,06	0,01
2	gomera1zone4oliv2	0,0	0,0	0,99	1,64	0,0	0,36	3,01	81,91	1996,16	0,19	0,24	0,00	0,02
3	gomera1zone4oliv3	0,0	0,0	0,99	1,65	0,0	0,36	3,01	82,21	1197,69	0,27	0,19	0,03	0,00
4	gomera1zone4oliv4	0,0	0,0	0,99	1,64	0,0	0,35	3,01	82,35	1134,66	0,24	0,28	0,00	0,02
5	gomera1zone1oliv1	0,0	0,0	0,99	1,65	0,0	0,35	3,01	82,33	1456,84	0,19	0,25	0,00	0,03
6	gomera1zone1oliv2	0,0	0,0	0,99	1,65	0,0	0,36	3,01	82,29	518,30	0,23	0,20	0,00	0,03
7	gomera1zone1oliv3	0,0	0,0	0,99	1,64	0,0	0,36	3,01	82,22	1470,85	0,17	0,28	0,00	0,02
8	gomera1zone2oliv2	0,0	0,0	0,99	1,65	0,0	0,35	3,01	82,52	1246,72	0,21	0,23	0,05	0,00
9	gomera1zone2oliv3	0,0	0,0	0,99	1,65	0,0	0,35	3,01	82,45	1561,91	0,27	0,23	0,02	0,00
10	gomera1zone6olivcalc1	0,0	0,0	0,99	1,62	0,0	0,37	3,01	81,42	1856,08	0,21	0,30	0,08	0,03
11	gomera1zone6olivcalc2	0,0	0,0	1,00	1,63	0,0	0,36	3,00	82,04	1744,01	0,23	0,25	0,00	0,01
12	gomera1zone7olivcalc1	0,0	0,0	1,00	1,62	0,0	0,36	3,00	81,66	1772,03	0,14	0,18	0,01	0,04
13	gomera1zone7olivcalc2	0,0	0,0	0,99	1,63	0,0	0,37	3,01	81,52	4013,33	0,22	0,26	0,07	0,02
14	gomera1zone7olivcalc3	0,0	0,0	1,00	1,63	0,0	0,35	3,00	82,10	2346,36	0,22	0,34	0,03	0,04
	Gom2													
15	gomera2olivcalc1	0,0	0,0	1,00	1,58	0,0	0,38	3,00	80,51	5680,29	0,17	0,26	0,06	0,06
16	gomera2olivcalc2	0,0	0,0	0,99	1,63	0,0	0,37	3,01	81,56	1814,05	0,17	0,19	0,00	0,01
17	gomera2olivcalc3	0,0	0,0	0,98	1,65	0,0	0,37	3,02	81,76	847,49	0,17	0,29	0,03	0,01
18	gomera2olivcalc4	0,0	0,0	0,99	1,63	0,0	0,36	3,00	81,82	1877,09	0,19	0,28	0,03	0,02
19	gomera2olivcalc5	0,0	0,0	1,00	1,61	0,0	0,36	3,00	81,69	1498,87	0,20	0,21	0,00	0,00
20	gomera2olivcalc6	0,0	0,0	1,00	1,62	0,0	0,36	3,00	82,04	1477,86	0,16	0,25	0,06	0,01
21	gomera2olivcalc7	0,0	0,0	0,99	1,64	0,0	0,37	3,01	81,77	1715,99	0,18	0,27	0,04	0,03

	Can 4													
22	Can4an1	0,0	0,0	0,99	1,27	0,0	0,72	3,01	63,84	2969,72	0,09	0,64	0,08	0,00
23	Can4an2	0,0	0,0	0,99	1,29	0,0	0,70	3,01	64,69	2997,74	0,04	0,51	0,06	0,02
24	Can4an3	0,0	0,0	1,00	1,30	0,0	0,68	3,00	65,52	2857,66	0,06	0,53	0,00	0,03
25	Can4an4	0,0	0,0	0,99	1,19	0,0	0,79	3,01	60,09	3025,75	0,01	0,70	0,00	0,01
26	Can4an5	0,0	0,0	0,99	1,14	0,0	0,86	3,01	56,98	2682,55	0,07	0,70	0,04	0,00
27	Can4an6	0,0	0,0	0,99	1,49	0,0	0,50	3,01	74,85	2633,53	0,11	0,40	0,00	0,00
28	Can4an7	0,0	0,0	1,00	1,33	0,0	0,65	3,00	66,97	2444,42	0,03	0,57	0,01	0,03
29	Can4an8	0,0	0,0	0,99	1,31	0,0	0,67	3,01	66,06	3137,82	0,10	0,53	0,00	0,00
30	Can4an9	0,0	0,0	0,99	1,14	0,0	0,84	3,01	57,51	2843,65	0,06	0,78	0,02	0,05
31	Can4an10	0,0	0,0	0,99	1,14	0,0	0,84	3,01	57,51	2871,66	0,11	0,74	0,00	0,02
	Can 8													
32	Can8an1	0,0	0,0	1,00	1,58	0,0	0,40	3,00	79,85	2052,19	0,19	0,29	0,03	0,02
33	Can8an2	0,0	0,0	0,99	1,59	0,0	0,40	3,01	79,88	1891,10	0,21	0,24	0,00	0,02
34	Can8an3	0,0	0,0	1,00	1,58	0,0	0,40	3,00	79,76	2087,21	0,18	0,28	0,03	0,00
35	Can8an4	0,0	0,0	0,99	1,59	0,0	0,41	3,01	79,53	1996,16	0,13	0,30	0,04	0,02
36	Can8an5	0,0	0,0	1,00	1,58	0,0	0,41	3,00	79,42	2150,25	0,12	0,27	0,01	0,00
37	Can8an6	0,0	0,0	0,99	1,59	0,0	0,41	3,01	79,61	2031,18	0,15	0,30	0,01	0,02
38	Can8an7	0,0	0,0	0,99	1,59	0,0	0,40	3,01	79,79	1975,14	0,25	0,26	0,02	0,03
39	Can8an8	0,0	0,0	0,99	1,63	0,0	0,37	3,01	81,68	2164,25	0,18	0,24	0,07	0,01
40	Can8an9	0,0	0,0	0,99	1,62	0,0	0,38	3,01	80,96	1926,12	0,18	0,26	0,00	0,04
41	Can8an10	0,0	0,0	0,99	1,62	0,0	0,37	3,01	81,34	1996,16	0,18	0,28	0,09	0,02
42	Can8an11	0,0	0,0	1,00	1,58	0,0	0,41	3,00	79,60	2227,29	0,15	0,28	0,02	0,03
43	Can8an12	0,0	0,0	1,00	1,55	0,0	0,42	3,00	78,62	1835,06	0,16	0,29	0,07	0,05
44	Can8an13	0,0	0,0	0,98	1,57	0,0	0,43	3,02	78,37	1765,02	0,19	0,38	0,05	0,03
45	Can8an14	0,0	0,0	0,99	1,56	0,0	0,43	3,01	78,23	2010,17	0,16	0,28	0,07	0,04
46	Can8an15	0,0	0,0	0,99	1,56	0,0	0,44	3,01	78,13	1968,14	0,15	0,32	0,02	0,01
47	Can8an16	0,0	0,0	1,00	1,56	0,0	0,43	3,00	78,48	1968,14	0,16	0,24	0,07	0,01
48	Can8an17	0,0	0,0	1,00	1,56	0,0	0,43	3,00	78,51	1884,09	0,19	0,32	0,08	0,02
49	Can8an18	0,0	0,0	0,99	1,56	0,0	0,43	3,01	78,18	1856,08	0,17	0,29	0,01	0,02
50	Can8an19	0,0	0,0	1,00	1,56	0,0	0,43	3,00	78,48	2094,21	0,20	0,33	0,01	0,04
51	Can8an20	0,0	0,0	1,00	1,55	0,0	0,43	3,00	78,13	1968,14	0,10	0,33	0,08	0,00
52	Can8an21	0,0	0,0	1,00	1,65	0,0	0,33	3,00	83,49	1929,69	0,25	0,24	0,05	0,03
53	Can8an22	0,0	0,0	1,01	1,64	0,0	0,33	3,00	83,40	1786,75	0,26	0,16	0,00	0,02

54	Can8an23	0,0	0,0	1,00	1,67	0,0	0,32	3,00	84,07	1658,10	0,21	0,18	0,04	0,03
55	Can8an24	0,0	0,0	1,00	1,63	0,0	0,35	3,00	82,24	1877,09	0,23	0,21	0,00	0,02
56	Can8an25	0,0	0,0	1,01	1,64	0,0	0,33	2,99	83,39	1815,34	0,15	0,25	0,00	0,04
57	Can8an26	0,0	0,0	1,00	1,65	0,0	0,33	3,00	83,34	1772,46	0,18	0,21	0,11	0,03
58	Can8an27	0,0	0,0	1,00	1,64	0,0	0,33	2,99	83,24	1808,19	0,19	0,25	0,07	0,04
59	Can8an28	0,0	0,0	1,01	1,64	0,0	0,33	2,99	83,43	1879,66	0,16	0,25	0,01	0,05
60	Can8an29	0,0	0,0	1,01	1,65	0,0	0,32	2,99	83,62	1786,75	0,14	0,21	0,01	0,02
61	Can8an30	0,0	0,0	1,00	1,65	0,0	0,33	3,00	83,25	1708,13	0,15	0,27	0,00	0,03
62	can8olivcalcspn7	0,0	0,0	1,00	1,55	0,0	0,43	3,00	78,44	2144,10	0,18	0,24	0,07	0,01
63	can8olivcalcspn7bis	0,0	0,0	1,00	1,55	0,0	0,43	3,00	78,48	2115,51	0,14	0,33	0,09	0,02
64	can8oliv1	0,0	0,0	1,00	1,60	0,0	0,37	3,00	81,11	2194,13	0,17	0,28	0,00	0,02
65	can8spincaloliv3456	0,0	0,0	1,00	1,61	0,0	0,38	3,00	80,76	1943,98	0,18	0,20	0,01	0,02
66	can8spincaloliv3456	0,0	0,0	0,99	1,61	0,0	0,38	3,00	80,93	2215,57	0,21	0,28	0,07	0,04
67	can8spincalolivconlava1	0,0	0,0	1,00	1,59	0,0	0,38	3,00	80,61	2015,45	0,22	0,30	0,02	0,00
68	can8spincalolivconlava2	0,0	0,0	1,00	1,60	0,0	0,39	3,00	80,32	2101,22	0,19	0,34	0,01	0,03
69	can8spincalol2	0,0	0,0	1,00	1,65	0,0	0,33	3,00	83,49	1822,49	0,20	0,17	0,03	0,03
	Lanzarote													
	Contact lava													
70	Lz1siliincotactlava	0,0	0,0	1,01	1,80	0,0	0,17	2,99	91,43	200,12	0,37	0,15	0,00	0,01
71	Lz1siliincotactlava	0,0	0,0	1,01	1,80	0,0	0,16	2,99	91,61	350,20	0,30	0,13	0,04	0,03
72	Lz1siliincotactlava	0,0	0,0	1,01	1,79	0,0	0,17	2,99	91,25	271,59	0,37	0,14	0,00	0,00
73	Lz1siliincotactlava	0,0	0,0	1,02	1,78	0,0	0,17	2,98	91,29	293,03	0,31	0,11	0,01	0,02
74	Lz1siliincotactlava	0,0	0,0	1,02	1,79	0,0	0,17	2,98	91,48	335,91	0,33	0,07	0,00	0,00
75	Lz1siliincotactlava	0,0	0,0	1,01	1,80	0,0	0,16	2,99	91,69	335,91	0,39	0,16	0,04	0,01
76	Lz1silicloselava33	0,0	0,0	1,00	1,81	0,0	0,17	3,00	91,58	321,62	0,39	0,15	0,05	0,02
77	Lz1silicloselava34	0,0	0,0	1,01	1,81	0,0	0,17	2,99	91,61	264,44	0,34	0,14	0,01	0,00
	In dunite													
78	Lz1oliv1	0,0	0,0	1,01	1,80	0,0	0,17	2,99	91,55	293,03	0,40	0,12	0,00	0,02
79	Lz1sili4	0,0	0,0	1,02	1,79	0,0	0,17	2,98	91,37	235,85	0,30	0,10	0,00	0,00
80	Lz1sili5	0,0	0,0	1,02	1,79	0,0	0,17	2,99	91,44	343,06	0,34	0,12	0,00	0,00
81	Lz1sili6	0,0	0,0	1,00	1,81	0,0	0,17	3,00	91,52	343,06	0,39	0,15	0,00	0,02
82	Lz1sili7	0,0	0,0	1,01	1,80	0,0	0,17	2,99	91,40	435,97	0,33	0,09	0,10	0,00
83	Lz1sili8	0,0	0,0	1,01	1,80	0,0	0,17	2,99	91,52	314,47	0,36	0,13	0,00	0,02
84	Lz1sili9	0,0	0,0	1,02	1,79	0,0	0,17	2,99	91,53	357,35	0,39	0,12	0,00	0,01

85	Lz1sili13	0,0	0,0	1,01	1,81	0,0	0,17	2,99	91,42	243,00	0,33	0,10	0,00	0,00
86	Lz1sili14	0,0	0,0	1,01	1,80	0,0	0,17	2,99	91,25	357,35	0,36	0,10	0,00	0,00
87	Lz1sili16	0,0	0,0	1,02	1,78	0,0	0,16	2,98	91,59	400,23	0,36	0,13	0,01	0,00
88	Lz1sili20	0,0	0,0	1,01	1,80	0,0	0,17	2,99	91,36	285,88	0,40	0,13	0,02	0,02
89	Lz1sili22	0,0	0,0	1,00	1,82	0,0	0,17	3,00	91,32	443,11	0,39	0,17	0,04	0,03
90	Lz1sili24	0,0	0,0	1,01	1,80	0,0	0,17	2,99	91,36	285,88	0,35	0,12	0,00	0,00
91	Lz1sili25	0,0	0,0	1,02	1,78	0,0	0,17	2,98	91,40	278,73	0,32	0,12	0,04	0,01
92	Lz1sili26	0,0	0,0	1,01	1,80	0,0	0,17	2,99	91,38	443,11	0,37	0,15	0,00	0,02
93	Lz1sili27	0,0	0,0	1,00	1,81	0,0	0,17	3,00	91,44	142,94	0,38	0,15	0,05	0,00
94	Lz1sili28	0,0	0,0	1,01	1,80	0,0	0,17	2,99	91,33	428,82	0,37	0,14	0,00	0,02
95	Lz1sili29	0,0	0,0	1,01	1,80	0,0	0,17	2,99	91,39	357,35	0,32	0,13	0,04	0,00
96	Lz1sili30	0,0	0,0	1,01	1,80	0,0	0,17	2,99	91,34	243,00	0,31	0,08	0,04	0,02
97	Lz1sili31	0,0	0,0	1,00	1,81	0,0	0,17	3,00	91,45	185,82	0,38	0,10	0,02	0,00
98	Lz1olivdunspincalc1	0,0	0,0	1,01	1,79	0,0	0,17	2,99	91,33	286,00	0,30	0,08	0,01	0,00
99	Lz1olivdunspincalc2	0,0	0,0	1,02	1,78	0,0	0,17	2,98	91,24	364,65	0,31	0,13	0,00	0,01
100	Lz1olivdunspincalc3	0,0	0,0	1,01	1,79	0,0	0,17	2,98	91,51	336,05	0,34	0,16	0,02	0,02
101	Lz1olivdunspincalc4	0,0	0,0	1,02	1,78	0,0	0,17	2,98	91,33	357,50	0,42	0,22	0,08	0,00
102	Lz1olivdunspincalc5	0,0	0,0	1,01	1,79	0,0	0,17	2,99	91,35	257,40	0,41	0,17	0,00	0,00
103	Lz1olivdunspincalc6	0,0	0,0	1,01	1,79	0,0	0,17	2,98	91,28	221,65	0,34	0,14	0,01	0,02
104	Lz1olivdunspincalc7	0,0	0,0	1,06	1,70	0,0	0,17	2,94	90,84	321,75	0,38	0,13	0,02	0,02
105	Lz1olivdunspincalc8	0,0	0,0	1,02	1,78	0,0	0,17	2,98	91,11	314,60	0,31	0,10	0,01	0,00
106	Lz1olivdunspincalc9	0,0	0,0	1,07	1,66	0,0	0,17	2,93	90,59	371,80	0,41	0,15	0,01	0,02
107	Lz1olivdunspincalc10	0,0	0,0	1,01	1,79	0,0	0,17	2,99	91,38	235,95	0,29	0,14	0,03	0,02
	In lava													
108	Lz1olivinlavacolse spinrim	0,0	0,0	1,00	1,68	0,0	0,30	3,00	84,72	2458,57	0,23	0,18	0,03	0,04
109	Lz1olivinlavacolse spinrim	0,0	0,0	1,00	1,65	0,0	0,32	3,00	83,68	1500,87	0,24	0,24	0,04	0,07
110	Lz1olivinlavacolse spinrim	0,0	0,0	1,01	1,67	0,0	0,29	2,99	85,26	1679,55	0,25	0,25	0,03	0,04
111	Lz1olivinlavacolse spinrim	0,0	0,0	1,01	1,67	0,0	0,29	2,99	85,08	1743,87	0,20	0,24	0,03	0,03
112	Lz1olivinlavacolse spinrim	0,0	0,0	1,00	1,67	0,0	0,29	3,00	85,03	1543,75	0,22	0,18	0,05	0,05
113	Lz1olivinlavacolse spinrim	0,0	0,0	1,01	1,67	0,0	0,30	2,99	84,70	1665,25	0,23	0,19	0,02	0,05
114	Lz1olivinlavacolse spinrim	0,0	0,0	1,00	1,68	0,0	0,30	3,00	84,99	1758,16	0,29	0,22	0,04	0,02
115	Lz1olivincontaspinrim	0,0	0,0	1,00	1,81	0,0	0,17	2,99	91,64	471,70	0,34	0,15	0,02	0,01
116	Lz1olivincontaspinrim	0,0	0,0	1,01	1,78	0,0	0,18	2,99	90,99	1150,67	0,32	0,14	0,07	0,09
117	Lz1olivlavaspincalc2	0,0	0,0	1,01	1,66	0,0	0,29	2,99	84,93	2330,90	0,18	0,19	0,06	0,02

118	Lz1olivlavaspincalc3	0,0	0,0	1,00	1,68	0,0	0,30	3,00	84,74	2366,65	0,21	0,18	0,06	0,05
119	Lz1olivlavaspincalc4	0,0	0,0	1,00	1,66	0,0	0,31	3,00	84,21	2938,65	0,16	0,24	0,03	0,06
120	Lz1olivlavaspincalc5	0,0	0,0	1,00	1,68	0,0	0,30	3,00	85,06	1866,15	0,14	0,16	0,03	0,03
121	Lz1olivlavaspincalc6	0,0	0,0	1,00	1,69	0,0	0,30	3,00	84,94	1351,35	0,27	0,21	0,00	0,02
122	Lz1olivlavaspincalc7	0,0	0,0	1,01	1,67	0,0	0,29	2,99	85,20	1537,25	0,25	0,27	0,11	0,04
123	Lz1olivlavaspincalc8	0,0	0,0	1,01	1,66	0,0	0,30	2,99	84,62	1337,05	0,20	0,25	0,06	0,03
124	Lz1olivlavaspincalc9	0,0	0,0	1,00	1,68	0,0	0,30	2,99	84,98	1451,45	0,28	0,22	0,01	0,05
125	Lz1olivlavaspincalc10	0,0	0,0	1,01	1,66	0,0	0,30	2,99	84,84	1708,85	0,22	0,21	0,09	0,05
	Can 38													
126	Can38olivbig1	0,0	0,0	0,99	1,67	0,0	0,31	3,01	84,27	1936,84	0,21	0,21	0,00	0,19
127	Can38olivbig2	0,0	0,0	0,99	1,68	0,0	0,32	3,01	84,12	1536,61	0,31	0,21	0,05	0,04
128	Can38olivbig3	0,0	0,0	1,00	1,65	0,0	0,32	3,00	83,81	1579,49	0,29	0,29	0,00	0,07
129	Can38olivbig4	0,0	0,0	0,99	1,66	0,0	0,33	3,00	83,59	1515,16	0,20	0,20	0,04	0,04
130	Can38olivbig5	0,0	0,0	1,00	1,63	0,0	0,34	3,00	82,64	1629,52	0,20	0,25	0,04	0,03
131	Can38olivbig6	0,0	0,0	1,00	1,60	0,0	0,38	3,00	80,80	1622,37	0,19	0,32	0,00	0,03
132	Can38olivbig7	0,0	0,0	0,99	1,61	0,0	0,38	3,01	80,79	1736,72	0,19	0,28	0,03	0,03
133	Can38olivbig8	0,0	0,0	0,99	1,61	0,0	0,39	3,01	80,49	1836,78	0,15	0,22	0,11	0,02
134	Can38olivbig9	0,0	0,0	1,00	1,60	0,0	0,38	3,00	80,83	1686,69	0,19	0,32	0,04	0,01
135	Can38olivbig10	0,0	0,0	0,98	1,63	0,0	0,39	3,02	80,89	1729,57	0,12	0,26	0,03	0,03
136	Can38olivinlava1	0,0	0,0	0,99	1,65	0,0	0,35	3,01	82,47	1457,99	0,19	0,33	0,02	0,01
137	Can38olivinlava2	0,0	0,0	1,00	1,66	0,0	0,32	3,00	83,79	2194,13	0,20	0,19	0,00	0,02
138	Can38olivinlava3	0,0	0,0	0,98	1,60	0,0	0,41	3,02	79,67	2615,80	0,14	0,29	0,08	0,06
	Can 39													
139	Can39olivalt1	0,0	0,0	1,00	1,92	0,0	0,08	3,00	96,05	500,29	0,14	0,32	0,00	0,00
140	Can39olivalt2	0,0	0,0	0,99	1,91	0,0	0,09	3,00	95,73	1179,26	0,21	0,25	0,08	0,02
141	Can39olivalt3	0,0	0,0	1,00	1,91	0,0	0,08	3,00	95,92	421,67	0,07	0,26	0,00	0,00
142	Can39olivalt4	0,0	0,0	1,00	1,92	0,0	0,08	3,00	95,91	743,29	0,15	0,25	0,00	0,03
143	Can39olivalt5	0,0	0,0	1,00	1,92	0,0	0,08	3,00	96,15	550,32	0,15	0,24	0,06	0,00
144	Can39olivalt6	0,0	0,0	1,00	1,92	0,0	0,08	3,00	96,16	150,09	0,14	0,29	0,03	0,00
145	Can39olivalt7	0,0	0,0	1,00	1,91	0,0	0,07	2,99	96,34	478,85	0,15	0,24	0,04	0,05
146	Can39olivalt8	0,0	0,0	1,00	1,92	0,0	0,06	3,00	97,04	879,08	0,15	0,27	0,04	0,00
147	Can39olivalt9	0,0	0,0	1,00	1,91	0,0	0,07	3,00	96,24	364,50	0,16	0,26	0,02	0,01
148	Can39olivalt10	0,0	0,0	1,00	1,92	0,0	0,07	3,00	96,48	257,29	0,21	0,23	0,04	0,03
149	Can39olivalt11	0,0	0,0	0,99	1,92	0,0	0,08	3,01	96,05	678,97	0,15	0,27	0,08	0,01

150	Can39olivalt12	0,0	0,0	0,99	1,93	0,0	0,08	3,01	96,06	907,67	0,09	0,18	0,00	0,00
-----	----------------	-----	-----	------	------	-----	------	------	-------	--------	------	------	------	------

	Gom03	Na ₂ O [wt%]	Cr ₂ O ₃ [wt%]	SiO ₂ [wt%]	MgO [wt%]	FeO [wt%]	K ₂ O [wt%]	NiO [wt%]	MnO [wt%]	Al ₂ O ₃ [wt%]	Total	Fo [%]	Ca [ppm]
151	Gom03randan11	0,00	0,03	39,01	43,25	18,70	0,02	0,26	0,24	0,00	101,77	69,82	1608,08
152	Gom03randan12	0,01	0,00	39,49	43,15	18,76	0,00	0,20	0,31	0,02	102,24	69,69	1922,54
153	Gom03randan13	0,03	0,07	38,78	43,08	18,45	0,02	0,17	0,34	0,03	101,18	70,01	1465,14

11.2.3 Spinell – Phasen

Tabelle 8: Messergebnisse Spinell- Phasen

Nr.	Sample	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO*	Fe2O3*	MgO	MnO	Cr2O3	NiO	ZnO	V2O3	Total	R2	R3
1	Can8spin1inlava	0,01	17,71	8,01	43,77	12,44	3,10	0,65	14,99	0,09	0,16	0,00	100,93	1,46	1,53
2	Can8spininoliv2	0,01	4,90	11,84	24,06	15,75	7,47	0,30	28,95	0,16	0,12	0,00	93,55	1,13	1,87
3	Can8spinincpx1	0,02	4,58	8,01	30,81	34,99	4,30	0,89	21,01	0,02	0,21	0,00	104,83	1,12	1,88
4	Can8spinincpx2	0,10	18,70	4,89	42,96	28,95	4,94	0,35	4,14	0,17	0,00	0,00	105,19	1,48	1,52
5	Can8spincontactolivlava1	0,02	9,93	10,41	34,11	24,45	6,05	0,35	19,54	0,12	0,13	0,00	105,11	1,24	1,75
6	Can8spincontactolivlava2	0,07	9,85	10,83	34,41	25,27	6,11	0,35	19,13	0,14	0,13	0,00	106,29	1,24	1,76
7	Can8spinoliv3	0,09	7,79	11,43	30,97	29,38	6,92	0,35	17,77	0,18	0,05	0,00	104,93	1,19	1,80
8	Can8spinoliv4	0,09	8,93	11,32	31,63	27,89	7,01	0,31	16,54	0,19	0,00	0,00	103,91	1,22	1,77
9	Can8spinoliv5	0,07	11,04	10,57	34,07	24,35	6,30	0,41	15,77	0,15	0,01	0,00	102,73	1,28	1,72
10	Can8spinoliv6	0,04	11,92	10,66	34,76	22,52	6,46	0,36	16,52	0,20	0,13	0,00	103,58	1,30	1,70
11	Line 1 can8spininlavezoned	0,01	28,59	2,77	54,20	10,17	2,47	0,76	3,18	0,00	0,13	0,00	102,28	1,76	1,24
12	Line 2 can8spininlavezoned	0,03	26,24	3,35	52,19	10,25	2,55	0,79	7,17	0,00	0,12	0,00	102,70	1,70	1,30
13	Line 3 can8spininlavezoned	0,02	18,07	5,78	44,80	9,86	2,65	0,72	19,78	0,02	0,15	0,00	101,84	1,48	1,52
14	Line 4 can8spininlavezoned	0,03	8,54	11,68	35,62	13,21	3,40	0,55	27,40	0,07	0,26	0,00	100,76	1,22	1,78
15	Line 5 can8spininlavezoned	0,06	6,57	11,70	33,87	20,24	4,26	0,51	27,19	0,05	0,13	0,00	104,58	1,16	1,83
16	Line 6 can8spininlavezoned	0,00	6,53	11,68	32,52	20,32	5,09	0,41	27,69	0,19	0,00	0,00	104,42	1,16	1,84
17	Line 7 can8spininlavezoned	0,00	7,00	11,96	32,02	20,08	5,82	0,40	27,32	0,13	0,02	0,00	104,75	1,17	1,83
18	Line 8 can8spininlavezoned	0,06	6,83	11,94	30,82	20,16	6,24	0,33	26,87	0,20	0,13	0,00	103,58	1,17	1,83
19	Line 9 can8spininlavezoned	0,03	7,01	12,02	30,84	20,16	6,51	0,35	26,96	0,15	0,00	0,00	104,03	1,17	1,83

20	Line 10 can8spininlavezoned	0,04	6,77	11,86	30,62	20,95	6,42	0,35	26,89	0,15	0,21	0,00	104,25	1,17	1,83
21	Line 11 can8spininlavezoned	0,01	6,72	11,83	31,12	20,48	5,91	0,41	27,01	0,18	0,19	0,00	103,86	1,17	1,83
22	Line 12 can8spininlavezoned	0,02	6,47	11,87	31,15	17,68	5,12	0,47	27,44	0,12	0,13	0,00	100,46	1,17	1,83
23	Line 13 can8spininlavezoned	0,00	8,12	11,89	35,04	14,03	3,58	0,57	27,32	0,10	0,14	0,00	100,78	1,21	1,79
24	Line 14 can8spininlavezoned	0,08	17,07	6,05	44,04	11,33	2,68	0,70	19,79	0,01	0,06	0,00	101,81	1,45	1,55
25	Line 15 can8spininlavezoned	0,00	25,28	3,58	51,07	11,03	2,49	0,73	7,18	0,02	0,08	0,00	101,46	1,68	1,32
26	Line 16 can8spininlavezoned	0,02	26,93	2,88	52,18	12,79	2,53	0,76	2,83	0,00	0,15	0,00	101,06	1,73	1,27
27	Can8spin2inlava	0,00	32,66	1,62	58,95	7,42	1,87	0,81	0,14	0,00	0,21	0,00	103,67	1,87	1,13
28	Can8spin3inlava	0,00	24,63	5,93	50,75	11,34	2,74	0,72	6,28	0,00	0,21	0,00	102,58	1,64	1,36
29	Can8spininoliv7	0,02	11,49	7,60	35,32	33,58	5,77	0,39	10,61	0,15	0,00	0,00	104,93	1,29	1,71
30	Can8spininoliv8	0,04	11,21	7,76	35,17	34,16	5,59	0,39	10,34	0,24	0,23	0,00	105,13	1,28	1,72
31	Can8spininoliv9	0,07	11,44	7,93	35,31	31,88	5,82	0,36	11,95	0,17	0,08	0,00	104,99	1,29	1,71
32	Can8spininoliv10	0,07	10,29	8,05	33,87	33,88	5,96	0,32	11,73	0,26	0,04	0,00	104,46	1,26	1,74
33	Can8spininpx3	0,00	15,18	6,57	37,44	29,78	5,53	0,43	5,68	0,18	0,10	0,00	100,90	1,40	1,60
34	Can8spininpx4	0,07	16,11	6,11	39,41	32,45	5,64	0,35	4,24	0,12	0,13	0,00	104,63	1,41	1,59
35	Can8ilminlava1	0,09	28,89	2,03	54,86	11,16	2,05	0,77	1,76	0,00	0,17	0,00	101,78	1,78	1,22
36	Can8ilminlava2	0,06	28,04	2,26	54,00	10,59	2,02	0,79	3,35	0,02	0,09	0,00	101,21	1,76	1,24
37	Can8ilminlava3	0,05	30,05	1,84	55,53	9,24	2,05	0,86	1,19	0,02	0,11	0,00	100,94	1,82	1,18
38	Can8ilminlava4	0,02	29,43	1,94	55,45	9,90	1,88	0,89	2,01	0,00	0,08	0,00	101,60	1,80	1,20
39	Can8ilminlava5	0,05	30,82	1,67	56,13	7,72	1,76	0,90	0,07	0,00	0,07	0,00	99,21	1,86	1,14
40	Can8ilminlava6	0,19	29,74	1,65	55,21	8,39	1,55	0,88	0,03	0,00	0,03	0,00	97,65	1,84	1,15
41	Can8ilminlava7	0,03	29,22	1,98	55,09	10,29	1,99	0,76	1,88	0,05	0,10	0,00	101,39	1,79	1,21
42	Can8ilminlava8	0,12	29,76	1,66	55,32	8,82	1,46	0,84	0,07	0,00	0,24	0,00	98,27	1,84	1,16
43	Can8ilminlava9	0,08	30,34	1,68	55,49	8,60	1,82	0,85	0,05	0,00	0,28	0,00	99,18	1,84	1,15
44	Can8ilminlava10	0,13	30,43	1,51	55,68	8,11	1,75	0,82	0,04	0,00	0,16	0,00	98,63	1,85	1,14
45	Lz1 spincloselavaolivinan69	0,08	0,03	35,49	14,88	2,00	14,06	0,19	30,00	0,13	0,12	0,00	96,97	1,00	1,99
46	Lz1 spincontactolivinlavaan67	0,11	4,79	17,90	26,24	18,43	8,06	0,37	24,27	0,17	0,10	0,00	100,44	1,12	1,88
47	Lz1 spinrimaltinlavapictur1	0,07	0,03	35,46	14,42	2,06	14,25	0,21	29,92	0,20	0,07	0,00	96,67	1,00	2,00
48	Lz1 spinlavaolivcalc1	0,21	3,41	20,74	22,42	13,35	9,98	0,37	28,98	0,20	0,16	0,00	99,83	1,09	1,91
49	Lz1 spinlavaolivcalc2	0,19	5,66	15,45	27,90	19,26	7,45	0,46	24,80	0,09	0,16	0,00	101,41	1,14	1,85
50	Lz1 spinlavaonolivcalc3	0,18	3,32	22,19	22,33	14,72	9,97	0,37	25,46	0,14	0,08	0,00	98,75	1,08	1,91
51	Lz1 spinlavaolivcalc4	0,28	7,63	13,08	30,37	23,18	6,74	0,38	18,85	0,12	0,06	0,00	100,67	1,20	1,79
52	Lz1 spinlavaolivcalc5	0,38	4,77	16,38	23,96	19,31	9,50	0,38	24,96	0,18	0,07	0,00	99,89	1,13	1,86
53	Lz1 spinlavaolivcalc6	0,11	2,93	23,84	21,11	13,14	10,87	0,37	27,20	0,19	0,05	0,00	99,83	1,07	1,92

54	Lz1 spinlavaolivcalc7	0,30	3,16	23,67	21,74	13,13	10,49	0,34	25,60	0,18	0,12	0,00	98,73	1,08	1,91
55	Lz1 spinlavaolivcalc8	0,18	3,01	24,56	20,55	13,46	11,30	0,35	25,92	0,21	0,23	0,00	99,76	1,08	1,92
56	Lz1 spinlavaolivcalc9	0,12	3,37	22,20	23,44	14,48	9,43	0,37	26,13	0,15	0,09	0,00	99,78	1,08	1,91
57	Lz1 spinlavaolivcalc10	0,32	2,76	23,62	21,00	13,42	10,74	0,36	26,38	0,23	0,16	0,00	98,99	1,08	1,91
58	Lz1spindunitecalcsil1516171819an1	0,14	0,03	35,64	14,67	1,70	14,20	0,20	29,84	0,13	0,07	0,00	96,61	1,00	1,99
59	Lz1spindunitecalcsil1516171819an2	0,18	0,02	35,79	14,40	2,02	14,50	0,26	30,21	0,27	0,09	0,00	97,73	1,01	1,99
60	Lz1spindunitecalcsil1516171819an3	0,00	0,03	35,17	14,14	2,31	14,25	0,19	30,25	0,28	0,19	0,00	96,81	1,00	2,00
61	Lz1spindunitecalcsil1516171819an4	0,13	0,00	35,74	14,36	1,70	14,32	0,16	29,68	0,19	0,04	0,00	96,32	1,00	1,99
62	Lz1spindunitecalcsil1516171819an5	0,11	0,04	35,97	14,90	1,77	14,13	0,19	30,07	0,18	0,24	0,00	97,59	1,00	1,99
63	Lz1spindunitecalcsil1516171819an6	0,01	0,00	35,86	14,55	1,89	14,29	0,22	30,04	0,11	0,00	0,00	96,99	1,00	2,00
64	Lz1spindunitecalcsil1516171819an7	0,11	0,03	35,76	13,99	2,42	14,64	0,24	29,84	0,18	0,22	0,00	97,43	1,00	1,99
65	Lz1spindunitecalcsil1516171819an8	0,07	0,00	35,95	14,53	1,69	14,31	0,15	30,15	0,24	0,11	0,00	97,21	1,00	2,00
66	Lz1spindunitecalcsil1516171819an9	0,12	0,05	35,28	13,95	2,68	14,59	0,20	29,72	0,21	0,12	0,00	96,91	1,00	1,99
67	Lz1spindunitecalcsil1516171819an10	0,15	0,01	35,88	14,64	1,60	14,37	0,18	30,21	0,19	0,05	0,00	97,29	1,00	1,99
68	Lz1spindunolivcalc1	0,13	0,02	35,15	14,17	2,11	14,49	0,29	30,67	0,19	0,11	0,00	97,32	1,00	1,99
69	Lz1spindunolivcalc2	0,14	0,03	35,02	13,99	2,34	14,51	0,24	30,20	0,13	0,18	0,00	96,77	1,00	1,99
70	Lz1spindunolivcalc3	0,13	0,00	35,11	13,86	2,21	14,49	0,25	30,15	0,22	0,17	0,00	96,59	1,00	1,99
71	Lz1spindunolivcalc4	0,14	0,01	34,83	14,12	2,29	14,33	0,22	30,15	0,26	0,03	0,00	96,36	1,00	1,99
72	Lz1spindunolivcalc5	0,17	0,02	34,86	14,09	2,47	14,57	0,23	30,52	0,15	0,10	0,00	97,19	1,01	1,99
73	Lz1spinincludunolivcalc6	0,23	0,02	34,83	13,86	2,30	14,41	0,21	29,44	0,25	0,07	0,00	95,61	1,01	1,99
74	Lz1spinincludunolivcalc7	0,17	0,04	34,94	13,63	2,61	14,69	0,29	29,75	0,20	0,04	0,00	96,36	1,01	1,99
75	Lz1spinincludunolivcalc8	0,14	0,00	35,13	13,87	2,16	14,52	0,19	30,14	0,23	0,15	0,00	96,51	1,00	1,99
76	Lz1spinincludunolivcalc9	1,00	0,08	35,35	14,83	0,60	14,54	0,19	28,45	0,24	0,00	0,00	95,27	1,03	1,94
77	Lz1spinincludunolivcalc10	0,09	0,02	35,47	13,41	2,28	14,57	0,25	29,11	0,19	0,23	0,00	95,62	1,00	1,99
78	gomera2spincalc1	0,11	1,91	5,70	32,54	44,90	2,01	0,72	19,77	0,05	0,34	0,00	108,04	1,05	1,95
79	gomera2spincalc3	0,03	2,75	11,27	31,28	28,35	3,28	0,46	25,58	0,14	0,06	0,00	103,21	1,07	1,93
80	gomera2spincalc4	0,04	3,30	5,34	33,59	41,49	1,75	0,94	20,52	0,11	0,40	0,00	107,48	1,09	1,91
81	gomera2spincalc4bis	0,02	2,83	7,04	33,05	40,40	1,86	0,89	20,10	0,06	0,46	0,00	106,70	1,07	1,93
82	gomera2spincalc5	0,02	3,07	5,76	32,88	41,28	1,92	0,94	20,14	0,06	0,42	0,00	106,49	1,08	1,92
83	gomera2spincalc6	0,03	2,89	11,89	28,48	24,76	5,06	0,43	28,43	0,19	0,09	0,00	102,24	1,07	1,93
84	gomera2spincalc7	0,00	14,10	10,22	37,58	13,19	5,96	0,46	22,06	0,15	0,12	0,00	103,84	1,35	1,65
85	gomera2spincalc2	0,19	11,66	11,05	36,86	11,88	4,16	0,73	22,74	0,16	0,15	0,00	99,58	1,31	1,68
86	gomera1zone6spincalc1	0,00	4,35	7,59	33,24	33,29	2,21	1,08	23,20	0,15	0,75	0,00	105,86	1,11	1,89
87	gomera1zone6spincalc2	0,06	2,39	6,55	31,26	38,49	1,97	1,06	21,90	0,05	0,89	0,00	104,60	1,06	1,93

88	gomera1zone7spincalc1	0,00	4,09	11,44	31,35	23,22	3,60	0,93	27,80	0,14	0,17	0,00	102,74	1,10	1,90
89	gomera1zone7spincalc2	0,06	25,61	7,00	47,61	0,00	4,48	1,12	16,80	0,07	0,16	0,00	102,90	1,61	1,38
90	gomera1zone7spincalc3	0,05	2,44	11,12	31,07	30,83	3,42	0,37	24,77	0,24	0,13	0,00	104,44	1,06	1,94
91	Can8spincalcoliv30an1	0,06	4,20	11,61	19,35	13,24	6,56	0,25	20,35	0,06	0,07	0,00	75,75	1,14	1,86
92	Gom1zone2spin1	0,11	2,43	5,76	32,45	39,79	2,15	0,76	23,06	0,07	0,40	0,00	106,98	1,07	1,93
93	Gom1zone2spin2	0,00	2,18	5,03	32,19	41,77	1,93	0,79	22,55	0,08	0,42	0,00	106,95	1,06	1,94
94	Gom1zone2spin3	0,03	2,26	9,57	31,37	35,54	2,66	0,90	23,13	0,06	0,77	0,00	106,30	1,06	1,94
95	Gom1zone2spin4	0,05	2,20	9,20	31,43	35,88	2,62	0,75	22,80	0,07	0,62	0,00	105,63	1,06	1,94
96	Gom1zone2spin5	0,01	2,26	5,83	31,21	39,97	2,04	1,03	22,02	0,15	0,59	0,00	105,12	1,06	1,94
97	Gom1zone2spin6	0,05	2,55	5,80	32,14	39,51	2,11	0,92	22,78	0,04	0,48	0,00	106,38	1,07	1,93
98	Gom1zone7spin1	0,04	8,72	9,83	36,55	21,20	2,68	1,28	23,49	0,07	0,73	0,00	104,59	1,22	1,78
99	Gom1zone7spin2	0,04	4,47	8,32	34,38	32,69	1,85	1,13	22,83	0,08	0,64	0,00	106,43	1,11	1,88
100	Gom1zone7spin3	0,00	2,51	8,34	31,85	35,93	2,36	0,76	23,01	0,05	0,61	0,00	105,42	1,06	1,94
101	Gom1zone7spin4	0,00	8,72	9,79	36,77	21,43	2,84	0,93	23,55	0,10	0,54	0,00	104,67	1,22	1,78
102	Gom1zone7spin5	0,04	2,63	13,31	29,90	23,71	4,23	0,90	29,47	0,17	0,30	0,00	104,65	1,07	1,93
103	Can38spin1	0,05	8,83	12,71	33,37	23,83	5,79	0,60	18,47	0,06	0,05	0,00	103,76	1,22	1,78
104	Can38spin2	0,00	9,73	10,47	33,68	24,03	5,84	0,49	19,12	0,09	0,04	0,00	103,49	1,24	1,76
105	Can38spin3	0,00	18,71	5,62	42,46	27,93	4,93	0,61	4,04	0,00	0,22	0,00	104,51	1,48	1,52
106	Can38ilm1	0,09	21,12	4,86	45,06	29,08	5,03	0,57	0,09	0,07	0,08	0,00	106,06	1,54	1,46
107	Can38ilm2	0,05	21,01	4,90	45,16	28,91	4,75	0,63	0,14	0,05	0,11	0,00	105,71	1,53	1,46
108	Can38spin4	0,07	19,01	5,43	42,78	29,05	5,05	0,59	2,79	0,00	0,20	0,00	104,98	1,49	1,51
109	Can38spin5	0,06	14,26	7,09	38,33	28,40	5,32	0,59	10,90	0,06	0,23	0,00	105,23	1,36	1,64
110	Can38spin6	0,04	9,23	11,29	33,39	22,96	5,79	0,48	19,84	0,02	0,14	0,00	103,18	1,23	1,77
111	Can38spin7	0,06	8,93	11,56	33,31	22,48	5,76	0,54	20,82	0,00	0,20	0,00	103,67	1,22	1,77
112	Can38spin8	0,08	13,91	7,83	38,11	25,71	5,41	0,56	12,95	0,03	0,02	0,00	104,60	1,35	1,65
113	Can8oxluca1an1	0,09	10,40	10,26	33,84	23,14	6,25	0,37	18,79	0,08	0,00	0,00	103,21	1,26	1,73
114	Can8oxluca1an2	0,00	9,92	10,23	32,83	24,13	6,43	0,33	18,81	0,12	0,03	0,00	102,83	1,25	1,75
115	Can8oxluca1an3	0,03	22,49	5,04	48,79	14,23	3,09	0,63	9,71	0,03	0,09	0,00	104,13	1,58	1,42
116	Can8oxluca2an1	0,02	10,41	10,70	33,73	22,12	6,18	0,29	19,38	0,21	0,20	0,00	103,23	1,26	1,74
117	Can8oxluca2an2	0,01	10,81	10,00	35,14	21,27	5,45	0,40	20,08	0,18	0,13	0,00	103,46	1,27	1,73
118	Can8oxluca2an3	0,03	25,15	4,18	51,49	12,71	3,16	0,58	8,41	0,06	0,18	0,00	105,96	1,64	1,36
119	Can38o39ox1an1	0,06	6,22	18,74	26,45	20,38	8,93	0,31	19,41	0,13	0,08	0,00	100,71	1,15	1,85
120	Can38o39ox1an2	0,07	6,27	18,68	26,10	20,53	9,09	0,32	19,34	0,23	0,11	0,00	100,74	1,15	1,84
121	Can38o39ox1an3	0,09	6,54	18,67	26,84	19,94	8,98	0,23	19,62	0,25	0,07	0,00	101,23	1,16	1,84

122	Can38o39ox2an1	0,07	4,80	20,38	24,87	20,44	9,18	0,32	19,89	0,17	0,00	0,00	100,13	1,12	1,88
123	Can38o39ox2an2	0,00	4,75	20,54	24,92	20,92	9,07	0,28	19,79	0,25	0,16	0,00	100,68	1,11	1,89
124	Can38o39ox2an3	0,04	4,60	20,72	25,31	20,70	8,92	0,29	20,02	0,19	0,04	0,00	100,82	1,11	1,89
125	Can38o39ox3an1	0,04	6,00	19,01	26,46	19,37	8,96	0,28	21,01	0,19	0,02	0,00	101,35	1,14	1,85
126	Can38o39ox3an2	0,00	5,83	19,16	25,71	19,85	9,17	0,32	20,69	0,16	0,15	0,00	101,06	1,14	1,86
127	Can38o39ox3an3	0,02	5,82	19,10	26,15	19,59	8,94	0,27	21,04	0,18	0,20	0,00	101,31	1,14	1,86
128	Can38o39ox4an1	0,02	6,03	19,58	26,39	20,68	9,03	0,26	19,08	0,16	0,09	0,00	101,33	1,14	1,86
129	Can38o39ox4an2	0,01	6,05	19,68	26,33	20,47	9,07	0,24	19,06	0,21	0,04	0,00	101,15	1,14	1,85
130	Can38o39ox4an3	0,02	6,05	19,94	26,28	20,06	9,05	0,30	19,27	0,21	0,18	0,00	101,35	1,14	1,85

11.2.4 OH- hältige Phasen

Tabelle 9: Messergebnisse verschiedener OH-hältiger Phasen (Analysen in wt%)

Nr.	Comment	F	Na ₂ O	Cl	Cr ₂ O ₃	SiO ₂	MgO	CaO	FeO	NiO	Al ₂ O ₃	K ₂ O	TiO ₂	MnO	Total	Bemerkung
1	Gom03an3	0	0,214	0,428	0	39,646	22,406	0	7,657	0,053	13,512	10,816	0,611	0,02	95,266	Phlogopit
2	Gom03an4	0,166	3,101	0,013	0	39,508	12,757	10,894	12,965	0	11,468	0,782	6,003	0,228	97,812	Kaersutit
3	Gom03an5	0,008	2,754	0,014	0,003	38,726	12,695	10,749	13,287	0,04	11,608	0,882	5,97	0,204	96,934	Kaersutit
4	Gom03an6	0,005	2,919	0,001	0,008	37,755	12,052	11,097	11,883	0	12,527	0,936	7,493	0,139	96,813	Kaersutit
5	Gom03an7	0,077	2,804	0,023	0	37,886	11,755	11,355	12,899	0,013	12,671	1,009	7,582	0,17	98,207	Kaersutit
6	Gom03an8	0,047	2,833	0,003	0	37,6	12,09	11,065	12,556	0,042	12,46	1,014	8,747	0,183	98,619	Kaersutit
7	Gom03an9	0	3,03	0,026	0	39,659	12,399	10,763	13,315	0	11,805	0,851	4,804	0,276	96,922	Kaersutit
8	Gom03an10	0,143	2,953	0,031	0	37,866	11,772	11,169	13,595	0	12,294	0,847	6,509	0,227	97,339	Kaersutit
9	Gom03an11	0,213	2,923	0,02	0	38,383	11,987	10,995	13,757	0,021	12,023	0,888	5,484	0,179	96,778	Kaersutit
10	Gom03an12	0,078	2,813	0,01	0,017	38,265	12,411	11,103	12,014	0,021	12,117	0,946	7,328	0,13	97,218	Kaersutit
11	Gom03an13	0,165	2,958	0,021	0	37,719	12,383	11,256	12,549	0	12,15	0,898	7,214	0,186	97,425	Kaersutit
12	Gom03an14	0,117	2,82	0,004	0	38,077	12,452	10,885	12,149	0	12,312	0,916	6,852	0,117	96,651	Kaersutit
13	Gom03an15	0,19	2,966	0	0,064	39,166	12,437	11,142	12,984	0,001	12,049	0,951	5,922	0,209	98,001	Kaersutit
14	Gom03an16	0,036	3,149	0,019	0,02	39,945	12,825	11,071	12,306	0,007	11,092	0,714	5,867	0,208	97,24	Kaersutit
15	Gom03an17	0,182	2,937	0,047	0,029	38,228	12,295	11,098	12,743	0	12,258	0,79	6,38	0,208	97,107	Kaersutit
16	Gom03an18	0,131	2,8	0,01	0,024	38,042	12,242	11,12	12,362	0,035	12,485	0,908	6,525	0,221	96,848	Kaersutit
17	Gom03an19	0,173	2,838	0,01	0,058	37,976	12,05	11,171	13,077	0	12,654	0,895	5,897	0,145	96,869	Kaersutit
18	Gom03an20	0,146	2,93	0,02	0,015	38,141	11,84	11,102	12,82	0,051	12,267	0,966	5,874	0,141	96,247	Kaersutit

19	Gom03an21	0,235	2,925	0,032	0	38,175	12,071	11,055	13,178	0,07	12,362	0,931	5,931	0,179	97,038	Kaersutit
20	Gom03an22	0,079	2,851	0,051	0,011	38,017	12,302	11,385	11,964	0,009	12,189	0,775	6,518	0,185	96,291	Kaersutit
21	Gom03an23	0,17	2,93	0,041	0	37,996	12,279	11,221	12,548	0	12	1,022	6,628	0,167	96,921	Kaersutit
22	Gom03an24	0,144	2,845	0,032	0,012	38,785	12,105	11,108	13,268	0,005	11,673	0,944	6,175	0,212	97,24	Kaersutit
23	Gom03an25	0,141	2,918	0,003	0,049	37,556	11,983	11,285	12,405	0,016	12,297	1,001	7,865	0,143	97,602	Kaersutit
24	Gom03an26	0	0,253	0,123	0	38,421	20,8	0,034	9,402	0	14,011	9,9	0,501	0,057	93,474	Phlogopit
25	Gom03an27	0	0,199	0,468	0,017	38,676	21,77	0,039	7,903	0,082	12,881	9,826	1,618	0,041	93,414	Phlogopit
26	Gom03an28	0	0,21	0,178	0,052	38,59	22,005	0	7,685	0,145	14,146	9,709	0,418	0,082	93,18	Phlogopit
27	Gom03an29	0	0,211	0,339	0	38,404	21,832	0,011	8,192	0,036	14,087	10,432	0,519	0,065	94,051	Phlogopit
28	Gom03an30	0	0,181	0,43	0	38,874	22,409	0	7,717	0,029	13,178	9,998	0,526	0,067	93,312	Phlogopit
29	Gom03an31	0	0,203	0,275	0,002	39,559	22,5	0	7,566	0,051	13,584	9,556	0,463	0,063	93,76	Phlogopit
30	Gom03an32	0	0,358	0,383	0	38,611	21,798	0,13	7,862	0,115	14,058	9,854	0,5	0,028	93,611	Phlogopit
31	Gom03an33	0	0,222	0,245	0	39,266	21,903	0,012	7,669	0,091	13,667	9,602	0,433	0,036	93,091	Phlogopit
32	Gom03randan1	0,14	2,916	0,03	0	38,41	13,049	10,944	11,677	0	12,383	0,836	6,073	0,189	96,581	Kaersutit
33	Gom03randan2	0,113	3,044	0,018	0	39,467	13,307	10,709	11,828	0	11,823	0,796	4,897	0,198	96,148	Kaersutit
34	Gom03randan3	0,045	2,925	0,031	0	40,476	13,77	10,593	11,749	0,003	11,661	0,782	4,455	0,216	96,68	Kaersutit
35	Gom03randan4	0	1,887	0,054	0	50,69	20,222	11,312	4,689	0	5,125	0,124	1,068	0,112	95,271	Kaersutit
36	Gom03randan5	0	1,311	0,113	0,032	50,793	20,253	11,747	5,53	0,056	4,266	0,274	1,051	0,09	95,49	Tremolite
37	Gom03randan6	0	0,519	0,085	0,046	54,356	21,603	11,823	4,655	0	1,52	0,085	0,256	0,139	95,068	Tremolite
38	Gom03randan7	0	1,361	0,07	0	51,936	20,811	11,447	5,15	0,004	3,872	0,103	0,856	0,161	95,755	Tremolite
39	Gom03randan8	0	0,31	0,008	0	59,457	29,569	0,043	1,282	0,015	0,485	0,039	0,064	0,03	91,3	Glas?
40	Gom03randan9	0	1,135	0,068	0,034	51,784	20,565	11,869	4,848	0,038	3,556	0,136	0,776	0,201	94,995	Tremolite
41	Gom03randan10	0	0,243	0,053	0	55,418	22,019	12,285	3,407	0,048	1,091	0,076	0,252	0,123	95,003	Tremolite
42	Gom03randan11	0	0	0	0,03	39,008	43,251	0,225	18,697	0,261	0,004	0,023	0,033	0,236	101,768	Olivine
43	Gom03randan12	0	0,012	0	0	39,492	43,153	0,269	18,764	0,195	0,015	0	0,03	0,31	102,24	Olivine
44	Gom03randan13	0	0,028	0,005	0,065	38,777	43,084	0,205	18,453	0,167	0,031	0,021	0,003	0,344	101,182	Olivine
45	Gom03randan14	0,111	2,933	0,014	0,007	38,346	13,131	11,056	11,708	0,027	12,385	0,926	5,594	0,182	96,37	Kaersutit
46	Gom03randan15	0	3,011	0,016	0,03	39,874	13,537	10,903	11,578	0,028	11,291	0,832	4,801	0,145	96,042	Kaersutit
47	Gom03randan16	0,11	2,836	0	0,032	37,363	12,567	11,195	11,646	0	12,361	0,947	6,836	0,17	96,017	Kaersutit
48	Gom03randan17	0	0,193	0,411	0,043	38,745	21,936	0,013	7,842	0,122	13,231	9,889	0,659	0,02	93,011	
49	Gom03randan18	0,052	3,023	0,017	0	38,157	12,601	10,86	12,496	0,071	12,086	0,983	5,726	0,182	96,228	Kaersutit
50	Gom03randan19	0,264	2,959	0,017	0,029	38,383	12,685	10,731	12,775	0	11,916	1,028	5,966	0,276	96,914	Kaersutit
51	Gom03randan20	0	0,155	0,461	0,015	38,121	21,855	0,032	7,641	0,065	13,247	10,683	0,656	0,043	92,87	Kaersutit
52	Gom03randan21	0,101	2,983	0,008	0,023	38,991	12,47	10,944	12,74	0	11,289	0,948	5,497	0,299	96,248	Kaersutit

53	Gom03randan22	0,14	2,802	0,012	0	38,353	12,737	10,765	12,37	0,042	12,031	0,962	5,397	0,181	95,73	Kaersutit
54	Gom03randan23	0	0,477	0,04	0,02	55,402	22,941	11,165	3,947	0,025	1,085	0,063	0,01	0,158	95,324	Tremolite?!
55	Gom03randan24	0	1,159	0,137	0,061	51,334	20,508	11,801	5,438	0,028	3,867	0,268	0,975	0,071	95,616	Tremolite?!
56	Gom03randan25	0,217	2,964	0,013	0,028	38,857	13,641	10,79	11,483	0	12,061	0,845	5,705	0,179	96,689	
57	Gom03randan26	0	3,143	0,018	0,002	39,257	12,926	10,604	12,856	0,012	11,662	1,024	4,707	0,252	96,459	
58	Gom03randan27	0	0,123	0,004	0,028	59,754	29,031	0,058	1,536	0,059	0,292	0,011	0,054	0,01	90,959	
59	Gom03randan28	0	0,109	0	0,041	59,646	29,403	0,037	1,996	0	0,323	0	0,042	0	91,597	
60	Gom03randan29	0	1,571	0,1	0	51,001	20,196	11,433	5,291	0,026	4,251	0,16	1,103	0,152	95,261	Tremolite?!
61	bc25circle2an1	0	0,875	0,182	0,08	37,609	18,37	0,034	9,463	0,08	13,981	9,919	7,966	0,032	98,55	Oxyphlogopit?
62	bc25circle2an2	0	1,118	0,196	0,037	37,915	19,637	0,025	8,563	0,089	13,846	9,12	7,337	0,031	97,87	Oxyphlogopit?
63	bc25circle2an3	0	0,965	0,136	0,07	38,007	18,591	0,025	8,906	0,088	13,855	9,385	8,314	0,04	98,351	Oxyphlogopit?
64	bc25circle2an4	0,016	0	0,011	0,019	38,145	40,477	0,027	23,162	0,1	0,004	0	0	0,409	102,361	Olivine
65	bc25circle2an5	0	0,013	0,02	0,031	38,732	40,542	0,018	23,004	0,15	0	0	0	0,399	102,904	Olivine
66	bc25circle2an6	0	0,021	0	0,06	38,17	40,547	0,005	22,772	0,149	0	0	0,055	0,423	102,202	Olivine
67	bc25circle2an7	0	0,661	0	0,135	52,049	15,279	20,521	6,482	0,03	2,05	0,008	1,134	0,089	98,438	CPX
68	bc25circle2an8	0	0,568	0	0,131	51,31	14,871	20,91	6,595	0,007	2,525	0,006	1,203	0,144	98,27	CPX
69	bc25circle2an9	0	0,624	0,001	0,147	50,319	14,792	20,848	6,527	0,003	3,208	0	1,469	0,113	98,051	CPX
70	bc25circle2an10	0	0,768	0,159	0,091	37,152	17,257	0,047	10,56	0,064	14,056	9,383	8,53	0,109	98,14	Oxyphlogopit?
71	bc25circle2an11	0	0,79	0,15	0,137	36,338	17,169	0,092	10,519	0,112	14,031	8,473	8,42	0,005	96,202	
72	bc25circle2an12	0	0	0	0,008	38,79	40,334	0	23,346	0,144	0,017	0	0,037	0,394	103,07	Olivine
73	bc25circle2an13	0	0,021	0,012	0	38,43	40,249	0,013	23,164	0,245	0	0	0,028	0,443	102,602	Olivine
74	bc25circle2an14	0	0	0	0	38,352	40,255	0	23,38	0,115	0	0,024	0,011	0,434	102,571	Olivine
75	bc25circle2an15	0	0	0,01	0,016	38,552	39,709	0,03	23,53	0,135	0	0	0	0,42	102,4	Olivine
76	bc25circle1an1	0	3,243	0,042	0,133	40,948	13,803	11,079	10,716	0	12,277	0,976	6,673	0,115	99,996	Kaersutit
77	bc25circle1an2	0	3,145	0,018	0,068	40,231	13,601	11,095	10,8	0,033	12,1	0,981	6,887	0,095	99,05	Kaersutit
78	bc25circle1an3	0,032	3,064	0,128	0,067	42,648	15,018	10,454	10,651	0,011	10,616	1,119	5,183	0,143	99,092	Kaersutit
79	bc25circle1an4	0,002	3,175	0,107	0,127	40,946	13,946	10,703	10,665	0,034	11,241	1,421	6,67	0,132	99,144	Kaersutit
80	bc25circle1an5	0	3,143	0	0,028	40,359	13,335	11,043	10,835	0,006	12,199	1,091	7,376	0,143	99,558	Kaersutit
81	bc25circle1an6	0	0,466	0	0,047	48,657	14,211	20,451	7,292	0	4,898	0	2,752	0,154	98,928	
82	bc25circle1an7	0	0,626	0	0,025	50,182	14,802	21,177	6,669	0,024	3,275	0,002	1,605	0,164	98,551	
83	bc25circle1an8	0,051	3,174	0,126	0,083	40,563	13,77	10,952	10,461	0,084	11,843	1,103	6,612	0,104	98,877	Kaersutit
84	bc25circle1an9	0,063	3,199	0,135	0,108	41,018	13,4	10,96	10,836	0,054	11,603	1,238	6,66	0,103	99,32	Kaersutit
85	bc25circle1an10	0	0,051	0,004	0	38,721	40,637	0,02	22,327	0,093	0	0,018	0,01	0,447	102,327	Olivine

86	bc25circle1an11	0,029	0,023	0,01	0	38,492	39,64	0,052	22,796	0,144	0	0,014	0	0,39	101,576	Olivine
87	bc25circle1an12	0,036	3,125	0,111	0,091	40,485	13,725	10,989	11,517	0,027	11,805	1,47	5,767	0,119	99,227	Kaersutit
88	bc25circle1an13	0,038	2,794	0,161	0,424	42,01	13,893	10,997	10,726	0,039	11,215	1,523	5,457	0,037	99,262	Kaersutit
89	bc25circle1an14	0,034	2,898	0,051	0,016	40,775	13,715	10,897	10,633	0,025	11,489	1,579	6,709	0,104	98,899	Kaersutit
90	bc25circle1an15	0,034	2,909	0,234	0,032	41,538	14,218	10,904	10,316	0,006	10,979	1,366	5,422	0,164	98,055	Kaersutit
91	bc22circle3an1	0,515	0,676	0,303	0,014	35,157	14,097	0,146	13,578	0,042	13,309	10,479	9,039	0,121	97,191	Oxyphlogopit?
92	bc22circle3an2	0,557	0,681	0,055	0,038	36,302	14,861	0	13,467	0,032	13,806	10,55	9,377	0,065	99,544	Oxyphlogopit?
93	bc22circle3an3	0,495	0,678	0,106	0,023	36,049	14,682	0,001	13,544	0,054	13,664	10,501	9,706	0,131	99,402	Oxyphlogopit?
94	bc22circle3an4	0,366	0,439	0,089	0,016	35,959	14,121	0,004	14,852	0,007	13,645	10,864	8,722	0,116	99,026	Oxyphlogopit?
95	bc22circle3an5	0,631	0,716	0,089	0,033	36,233	15,15	0,017	13,618	0,084	13,558	10,323	9,31	0,103	99,579	Oxyphlogopit?
96	bc22circle3an6	0,579	0,744	0,07	0,02	35,823	15,043	0,008	13,45	0,01	13,54	10,3	9,281	0,101	98,709	Oxyphlogopit?
97	bc22circle3an7	0,629	0,748	0,059	0,019	36,318	14,846	0,002	13,319	0,026	13,705	10,152	9,162	0,075	98,782	Oxyphlogopit?
98	bc22circle3an8	0,568	0,846	0,067	0,08	36,286	15,017	0,022	13,545	0,081	13,567	10,249	9,001	0,151	99,226	Oxyphlogopit?
99	bc22circle3an9	0,562	0,618	0,062	0,008	36,191	15,149	0	13,486	0,063	13,749	10,818	9,004	0,09	99,549	Oxyphlogopit?
100	bc22circle3an10	0,526	0,758	0,064	0	36,14	14,996	0,006	13,559	0,007	13,373	10,677	9,121	0,114	99,106	Oxyphlogopit?
101	bc22circle3an11	0,612	0,782	0,06	0,048	36,241	14,983	0	13,526	0,009	13,596	10,813	9,239	0,126	99,763	Oxyphlogopit?
102	bc22circle3an12	0	0,445	0,011	0	48,259	14,005	20,731	7,634	0,018	4,809	0,007	2,428	0,147	98,492	
103	bc22circle3an13	0	0,406	0,004	0,018	47,892	14,234	20,375	7,55	0,047	4,517	0,025	2,35	0,191	97,608	
104	bc22circle3an14	0	0,345	0,004	0,378	48,594	14,554	20,962	6,644	0,065	4,641	0	1,978	0,146	98,31	
105	bc22circle3an15	0	0,325	0,008	0,307	48,474	14,6	20,829	6,808	0	4,311	0	2,129	0,109	97,898	
106	bc22circle1an1	0,547	0,727	0,06	0,066	36,49	14,787	0	13,876	0,043	13,47	10,329	9,148	0,102	99,401	Oxyphlogopit?
107	bc22circle1an2	0,552	0,858	0,052	0,043	35,497	14,693	0,013	13,677	0,034	13,567	10,09	9,268	0,151	98,251	Oxyphlogopit?
108	bc22circle1an3	0,604	0,793	0,075	0,044	36,421	14,794	0	13,816	0,064	13,489	10,255	9,295	0,087	99,466	Oxyphlogopit?
109	bc22circle1an4	0,573	0,778	0,031	0,027	36,126	14,799	0,033	13,707	0,001	13,523	10,329	9,49	0,07	99,239	Oxyphlogopit?
110	bc22circle1an5	0,665	0,641	0,059	0	36,296	15,19	0,022	13,474	0	13,528	10,815	9,095	0,055	99,547	Oxyphlogopit?
111	bc22circle1an6	0,613	0,657	0,062	0,039	36,484	15,04	0	13,768	0	13,693	10,746	9,093	0,126	100,049	Oxyphlogopit?
112	bc22circle1an7	0,152	3,388	0,02	0,019	40,27	13,268	10,892	10,809	0	11,493	0,981	6,875	0,15	98,248	Kaersutit
113	bc22circle1an8	0,201	3,198	0,047	0,047	39,942	13,105	10,786	11,053	0,006	11,564	1,024	7,223	0,142	98,242	Kaersutit
114	bc22circle1an9	0,211	3,385	0,048	0,051	40,214	13,133	10,998	10,95	0,107	11,387	1,017	7,228	0,186	98,815	Kaersutit
115	bc22circle1an10	0,157	3,1	0,028	0,002	39,627	13,528	10,877	10,766	0,004	11,821	0,906	6,88	0,144	97,768	Kaersutit
116	bc22circle1an11	0,212	3,143	0,025	0	39,895	13,422	11,021	10,961	0,082	11,582	0,947	6,702	0,151	98,048	Kaersutit
117	bc22circle1an12	0,187	3,326	0,019	0,03	40,338	12,944	10,874	11,198	0,055	11,131	1,112	6,926	0,153	98,21	Kaersutit
118	bc22circle1an13	0	0,672	0	0,022	50,822	14,097	20,815	7,817	0,023	1,768	0,002	0,901	0,223	97,162	CPX

119	bc22circle1an14	0	0,706	0	0,038	51,639	14,13	20,933	7,696	0,007	1,802	0	0,987	0,154	98,092	CPX
120	bc22circle1an15	0	0,733	0	0,066	50,968	14,32	21,233	7,791	0,001	1,93	0,02	1,131	0,23	98,423	CPX
121	bc22circle2an1	0	0,328	0	0,153	48,762	14,797	20,654	6,963	0,031	3,984	0,004	1,861	0,13	97,667	CPX
122	bc22circle2an2	0	0,393	0,01	0,251	47,138	13,557	20,629	7,662	0,02	5,821	0,006	2,757	0,117	98,359	CPX
123	bc22circle2an3	0	0,437	0,008	0,158	47,473	13,951	20,87	7,791	0,051	4,872	0	2,505	0,095	98,209	CPX
124	bc22circle2an4	0	0,586	0,021	0,157	48,548	14,272	20,533	7,525	0,043	4,366	0,019	2,151	0,254	98,47	CPX
125	bc22circle2an5	0	0,387	0,008	0,109	48,751	14,545	20,663	6,964	0,072	4,309	0	1,987	0,16	97,953	CPX
126	bc22circle2an6	0	0,394	0	0,199	48,161	13,825	20,806	7,213	0,027	5,057	0	2,46	0,212	98,354	CPX
127	bc22circle2an7	0	0,337	0,003	0,119	49,17	14,497	20,594	6,991	0,031	3,719	0	1,644	0,129	97,233	CPX
128	bc22circle2an8	0	0,451	0	0,281	46,674	13,483	20,396	7,357	0	5,472	0	2,775	0,158	97,047	CPX
129	bc22circle2an9	0	0,447	0	0,273	46,764	13,426	20,498	7,656	0,072	5,817	0,017	3,077	0,093	98,14	CPX
130	Fr10circle1an1	1,186	0,739	0,036	0,023	36,9	12,311	0,02	19,486	0	12,692	10,207	7,409	0,499	101,001	Oxyphlogopit?
131	Fr10circle1an2	1,041	0,851	0,016	0	36,262	11,815	0,001	19,535	0	12,777	10,089	7,561	0,552	100,058	Oxyphlogopit?
132	Fr10circle1an3	1,116	0,653	0,02	0	36,875	12,792	0,004	18,513	0,037	12,657	10,4	7,108	0,47	100,17	Oxyphlogopit?
133	Fr10circle1an4	1,08	0,616	0,012	0	36,627	12,688	0	18,804	0	12,513	10,412	7,087	0,573	99,954	Oxyphlogopit?
134	Fr10circle1an5	1,081	0,837	0,025	0,022	36,667	11,619	0	19,794	0	13,086	10,146	7,586	0,584	100,986	Oxyphlogopit?
135	Fr10circle1an6	1,105	0,802	0,044	0,013	36,213	11,375	0,01	19,987	0	12,895	10,086	7,394	0,546	99,995	Oxyphlogopit?
136	Fr10circle1an7	0,915	0,663	0,017	0,022	36,772	11,961	0	19,962	0,011	12,53	10,175	7,113	0,577	100,329	Oxyphlogopit?
137	Fr10circle1an8	1,592	0,764	0,037	0	37,735	13,582	0,033	18,426	0,011	11,57	10,209	6,444	0,576	100,301	Oxyphlogopit?
138	Fr10circle1an9	1,107	0,881	0,021	0,007	36,285	11,51	0	20,006	0	12,83	9,997	7,258	0,518	99,949	Oxyphlogopit?
139	Fr10circle1an10	1,132	0,925	0,019	0	36,126	11,998	0,021	19,371	0	12,89	9,907	7,649	0,547	100,104	Oxyphlogopit?
140	Fr10circle1an11	1,203	0,909	0,025	0	36,328	11,886	0	19,216	0,001	12,965	9,73	7,48	0,571	99,801	Oxyphlogopit?
141	Fr10circle1an12	1,148	1,002	0,025	0,003	36,222	12,059	0,002	19,434	0,041	13,094	9,957	7,546	0,601	100,645	Oxyphlogopit?
142	Fr10circle1an13	1,168	1,11	0,019	0	35,754	12,216	0	18,267	0	13,316	9,718	7,373	0,624	99,069	Oxyphlogopit?
143	Fr10circle1an14	1,104	0,693	0,02	0,017	36,23	12,486	0	18,706	0,038	12,934	10,467	7,588	0,491	100,304	Oxyphlogopit?
144	Fr10circle1an15	1,285	0,822	0,016	0	36,008	12,867	0	17,759	0	12,988	10,369	7,366	0,565	99,5	Oxyphlogopit?
145	Fr10circle1an16	1,29	0,911	0,018	0,006	36,271	12,944	0	18,012	0	12,962	10,056	7,296	0,517	99,736	Oxyphlogopit?
146	Fr10circle1an17	1,133	0,744	0,031	0	36,331	12,216	0	19,39	0,011	12,91	10,3	7,605	0,587	100,774	Oxyphlogopit?
147	Fr10circle1an18	1,118	0,527	0,018	0	35,9	11,926	0	20,014	0	12,453	10,6	7,163	0,545	99,789	Oxyphlogopit?
148	Fr10circle1an19	1,179	0,889	0,017	0,016	36,614	11,928	0	19,79	0	12,913	10,278	7,377	0,62	101,121	Oxyphlogopit?
149	Fr10circle1an20	1,164	0,974	0,016	0	36,576	11,939	0	19,051	0	12,806	10,275	7,743	0,599	100,649	Oxyphlogopit?
150	Fr10circle1an21	1,093	0,711	0,028	0	36,019	12,211	0	19,312	0,007	12,857	10,361	7,09	0,477	99,7	Oxyphlogopit?
151	Fr10circle1an22	1,281	0,789	0,016	0,017	35,803	12,729	0	18,182	0,003	12,887	10,2	7,206	0,48	99,05	Oxyphlogopit?

152	Fr10circle1an23	1,192	0,762	0,021	0,002	36,115	12,005	0	18,669	0,015	12,921	9,916	7,382	0,597	99,09	Oxyphlogopit?
153	Fr10circle1an24	1,122	0,865	0,009	0,042	35,976	12,174	0	18,842	0	12,946	10,236	7,613	0,555	99,906	Oxyphlogopit?
154	Fr10circle1an25	1,131	1,027	0,021	0	35,561	11,283	0	20,342	0	13,147	10,025	7,358	0,523	99,937	Oxyphlogopit?
155	Fr10circle1an26	0	0,03	0,002	0,031	0,023	0,978	51,817	1,58	0,006	0	0,078	0	0,154	54,699	
156	Fr10circle1an27	0	0	0,003	0	0	0,872	49,957	1,22	0	0,007	0,048	0	0,154	52,26	
157	Fr10circle1an28	1,165	0,844	0,003	0	36,541	12,108	0,034	19,268	0	12,952	10,116	7,494	0,626	100,659	Oxyphlogopit?
158	Fr10circle1an29	1,208	1,028	0,031	0,017	36,277	12,17	0,002	19,001	0	13,382	10,034	7,615	0,479	100,728	Oxyphlogopit?
159	Fr10circle1an30	1,241	0,974	0	0	36,413	12,215	0	18,867	0	13,158	9,968	7,162	0,576	100,051	Oxyphlogopit?
160	Fr10circle1an31	1,11	0,902	0,045	0,011	35,969	11,557	0	19,707	0	12,88	9,95	7,583	0,591	99,828	Oxyphlogopit?
161	Fr10circle1an32	1,028	0,767	0,028	0,027	36,098	11,179	0	20,196	0,007	12,981	10,257	7,447	0,661	100,237	Oxyphlogopit?
162	Fr10circle1an33	1,036	0,859	0,013	0	35,935	11,443	0	20,199	0	12,921	9,959	7,244	0,61	99,78	Oxyphlogopit?
163	Fr10circle1an34	1,168	0,73	0,037	0	36,04	12,628	0	19,234	0,001	12,298	10,407	7,175	0,583	99,801	Oxyphlogopit?
164	Fr10circle1an35	1,168	0,794	0,044	0,035	35,549	11,65	0	20,203	0	13,101	10,213	7,169	0,556	99,98	Oxyphlogopit?
165	Fr10circle2an1	1,068	0,725	0,026	0	35,929	11,999	0	19,552	0	13,011	10,3	7,608	0,622	100,384	Oxyphlogopit?
166	Fr10circle2an2	0,97	0,69	0,032	0,01	36,143	12,528	0	19,182	0	12,766	9,939	7,294	0,638	99,777	Oxyphlogopit?
167	Fr10circle2an3	1,157	0,847	0,024	0,003	36,398	12,141	0	18,923	0,065	12,817	10,38	7,432	0,595	100,29	Oxyphlogopit?
168	Fr10circle2an4	1,136	0,806	0,031	0	36,109	11,83	0	20,701	0,005	12,574	10,156	7,259	0,602	100,724	Oxyphlogopit?
169	Fr10circle2an5	1,16	0,843	0,025	0	35,799	12	0,002	19,746	0,003	12,826	10,203	7,484	0,558	100,155	Oxyphlogopit?
170	Fr10circle2an6	1,134	0,65	0,027	0	36,804	12,107	0	19,535	0	12,751	10,418	6,931	0,63	100,504	Oxyphlogopit?
171	Fr10circle2an7	1,208	0,717	0,023	0,035	36,222	12,099	0	19,744	0	12,756	10,339	7,311	0,562	100,502	Oxyphlogopit?
172	Fr10circle2an8	1,199	0,839	0,011	0,009	35,974	12,04	0,023	18,808	0	12,721	10,272	7,075	0,575	99,039	Oxyphlogopit?
173	Fr10circle2an9	1,24	0,872	0,014	0,047	36,046	11,941	0	18,661	0,072	12,672	10,047	6,725	0,648	98,46	Oxyphlogopit?
174	Fr10circle2an10	1,261	1,152	0,008	0,018	35,743	12,227	0	18,392	0,033	13,112	9,826	7,329	0,528	99,096	Oxyphlogopit?
175	Fr10circle2an11	1,12	0,784	0,023	0	35,329	11,288	0,01	20,642	0,038	12,598	10,216	6,741	0,622	98,934	Oxyphlogopit?
176	Fr10circle2an12	1,285	0,949	0,023	0,012	35,229	11,573	0	19,222	0	12,898	9,839	7,104	0,569	98,157	Oxyphlogopit?
177	Fr10circle2an13	0,896	0,651	0,02	0	35,632	11,174	0	19,941	0	12,841	10,198	7,232	0,6	98,803	Oxyphlogopit?
178	Fr10circle2an14	0,998	0,805	0,024	0,021	34,839	11,45	0	19,235	0,013	12,967	10,022	7,535	0,578	98,062	Oxyphlogopit?
179	Fr10circle2an15	1,014	0,866	0,003	0	35,629	11,682	0	19,29	0	13,093	9,984	7,626	0,577	99,336	Oxyphlogopit?
180	Fr10circle2an16	0,924	0,817	0,042	0	35,544	11,256	0	19,856	0	12,538	10,14	7,28	0,576	98,575	Oxyphlogopit?
181	Fr10circle2an17	1,143	0,681	0,026	0	35,923	11,841	0	19,194	0	12,751	10,108	7,158	0,527	98,865	Oxyphlogopit?
182	Fr10circle2an18	1,223	0,859	0,012	0,008	35,676	11,785	0	18,998	0	12,587	10,109	7,1	0,596	98,435	Oxyphlogopit?
183	Fr10circle2an19	1,06	0,659	0,015	0	35,921	11,965	0	19,06	0	12,593	10,208	6,912	0,59	98,534	Oxyphlogopit?
184	Fr10circle2an20	1,164	0,744	0,018	0,017	35,943	11,844	0,005	20,294	0,068	12,708	10,219	7,276	0,593	100,399	Oxyphlogopit?
185	Fr10circle2an21	1,064	0,806	0,022	0	36,213	11,712	0,013	19,553	0,018	12,352	10,211	6,97	0,538	99,019	Oxyphlogopit?

186	Fr10circle2an22	1,155	0,973	0,031	0	35,703	11,442	0	19,936	0	12,924	9,792	7,233	0,569	99,265	Oxyphlogopit?
187	Fr10circle2an23	1,281	1,003	0,014	0	35,949	12,2	0,003	19,245	0	12,875	9,997	7,602	0,562	100,189	Oxyphlogopit?
188	Fr10circle2an24	0,975	0,825	0,014	0,024	35,508	11,45	0	20,306	0,059	12,608	9,744	7,211	0,687	98,997	Oxyphlogopit?
189	Fr10circle2an25	1,23	0,883	0,029	0	35,891	12,239	0	19,165	0	12,966	9,822	7,293	0,542	99,535	Oxyphlogopit?
190	Fr10circle2an26	1,16	0,843	0,017	0,081	35,438	12,09	0	19,458	0	12,939	9,98	7,57	0,596	99,68	Oxyphlogopit?
191	Fr10circle2an27	1,153	0,865	0,046	0	35,826	12,415	0,01	18,784	0,044	13,219	9,88	7,715	0,595	100,057	Oxyphlogopit?
192	Fr10circle2an28	1,194	0,87	0,013	0,026	36,473	11,679	0	19,986	0,038	12,88	9,913	7,542	0,588	100,696	Oxyphlogopit?
193	Fr10circle2an29	1,141	0,864	0,01	0,027	35,929	11,634	0	20,012	0	12,794	10,005	7,177	0,594	99,705	Oxyphlogopit?
194	BC24circle2an1	0	3,281	0,002	0	39,095	12,733	11,133	11,303	0	12,701	1,048	7,697	0,144	99,137	Kaersutit
195	BC24circle2an2	0	3,227	0,033	0	39,224	12,837	11,193	10,647	0,06	12,702	1,023	7,723	0,105	98,767	Kaersutit
196	BC24circle2an3	0,046	3,238	0,03	0,051	39,022	12,727	11,202	10,942	0,001	12,564	1,079	7,467	0,187	98,53	Kaersutit
197	BC24circle2an4	0,016	3,087	0,018	0,009	39,151	12,847	11,113	10,843	0,028	12,825	1,087	7,436	0,252	98,701	Kaersutit
198	BC24circle2an5	0,023	3,096	0,026	0	39,002	12,691	11,126	10,974	0,056	12,736	1,138	7,341	0,148	98,341	Kaersutit
199	BC24circle2an6	0,076	3,067	0,04	0	39,089	12,561	11,072	11,129	0,027	12,532	1,058	7,695	0,179	98,484	Kaersutit
200	BC24circle2an7	0,049	3,2	0,031	0,038	38,832	12,566	10,972	11,315	0	12,446	1,01	7,248	0,144	97,823	Kaersutit
201	BC24circle2an8	0,012	3,191	0,042	0	39,749	12,37	11,144	11,801	0,055	12,446	1,015	7,619	0,187	99,617	Kaersutit
202	BC24circle2an9	0,012	3,185	0,014	0,014	39,311	12,429	11,129	11,185	0	12,471	0,987	7,597	0,099	98,425	Kaersutit
203	BC24circle2an10	0,001	3,096	0,033	0,011	39,466	12,846	11,308	10,916	0	12,572	1,043	7,431	0,147	98,863	Kaersutit
204	BC24circle2an11	0,063	3,071	0,025	0,042	39,83	12,833	11,259	10,307	0,023	12,5	1,039	7,664	0,195	98,818	Kaersutit
205	BC24circle2an12	0,061	3,185	0	0,044	39,48	12,887	11,344	10,735	0	12,454	1,02	7,701	0,202	99,087	Kaersutit
206	BC24circle2an13	0,066	3,013	0,007	0,05	39,185	12,709	11,034	11,032	0,053	12,417	1,053	7,387	0,152	98,128	Kaersutit
207	BC24circle2an14	0,046	3,234	0,017	0,041	39,341	12,815	11,067	11,209	0,034	12,255	1,103	7,241	0,128	98,508	Kaersutit
208	BC24circle2an15	0,047	3,007	0,027	0	39,427	12,859	10,932	11,453	0,054	12,292	1,177	7,409	0,197	98,855	Kaersutit
209	BC24circle2an16	0	2,977	0,043	0,005	39,653	12,554	11,133	11,622	0	12,536	1,396	7,162	0,143	99,214	Kaersutit
210	BC24circle2an17	0,048	3,274	0,028	0,011	39,611	12,334	11,126	11,275	0	12,471	1,06	7,405	0,175	98,792	Kaersutit
211	BC24circle2an18	0	3,066	0,037	0,035	39,267	12,085	10,927	11,76	0	12,546	1,068	7,652	0,211	98,646	Kaersutit
212	BC24circle2an19	0	2,984	0,028	0,027	39,389	12,259	10,968	11,143	0	12,213	1,161	7,411	0,229	97,806	Kaersutit
213	BC24circle2an20	0,014	3,193	0,022	0	39,501	12,517	11	10,996	0	12,371	1,09	7,06	0,184	97,937	Kaersutit
214	BC24circle2an21	0	0,662	0,09	0,024	35,92	15,884	0,009	11,525	0	14,534	10,598	9,245	0,07	98,541	Oxyphlogopit?
215	BC24circle2an22	0	0,579	0,072	0	35,502	15,941	0	11,849	0	14,447	10,053	9,179	0,136	97,742	Oxyphlogopit?
216	BC24circle2an23	0	0,648	0,067	0,033	36,029	15,749	0,03	11,077	0,067	14,25	10,866	9,692	0,12	98,613	Oxyphlogopit?
217	BC24circle2an24	0	0,569	0,121	0,031	36,153	15,898	0	12,465	0,001	14,529	10,962	8,797	0,144	99,643	Oxyphlogopit?
218	BC24circle2an25	0	0,396	0,078	0	36,067	14,787	0	13,615	0,079	14,468	10,494	8,501	0,067	98,534	Oxyphlogopit?

219	BC24circle2an26	0,045	0,514	0,093	0,002	35,76	16,223	0,004	12,031	0,043	14,537	11,079	8,884	0,071	99,246	Oxyphlogopit?
220	BC24circle2an27	0,034	0,582	0,082	0	35,757	15,914	0	11,976	0	14,216	10,751	9,08	0,104	98,463	Oxyphlogopit?
221	BC24circle1an1	0,089	3,232	0,024	0	39,013	12,659	11,107	12,667	0,008	12,314	1,047	6,959	0,148	99,225	Kaersutit
222	BC24circle1an2	0,028	3,045	0,028	0	39,53	12,692	11,188	11,434	0,008	12,424	1,073	7,477	0,208	99,117	Kaersutit
223	BC24circle1an3	0,022	3,167	0	0,051	39,593	13,04	10,933	10,929	0,006	12,482	0,985	7,693	0,239	99,131	Kaersutit
224	BC24circle1an4	0,007	2,616	0,096	0	40,682	12,534	10,856	12,446	0,017	11,03	1,729	6,151	0,167	98,306	Kaersutit
225	BC24circle1an5	0,047	2,834	0,097	0	39,966	12,089	11,047	12,179	0,099	11,636	1,914	6,936	0,182	98,984	Kaersutit
226	BC24circle1an6	0,044	2,676	0,072	0,03	39,752	12,143	10,883	12,507	0	11,418	1,881	6,871	0,131	98,373	Kaersutit
227	BC24circle1an7	0	0,484	0,021	0	47,404	13,629	20,41	7,154	0	5,082	0,015	2,779	0,203	97,176	CPX
228	BC24circle1an8	0	0,66	0,013	0,024	49,083	13,408	21,562	6,399	0,08	4,561	0,007	2,05	0,183	98,027	CPX
229	BC24circle1an9	0	0,496	0,011	0,04	46,883	13,614	20,771	7,291	0,044	5,395	0,009	2,817	0,243	97,612	CPX
230	BC24circle1an10	0	0,503	0,01	0,054	47,078	13,85	20,658	7,527	0	5,397	0,036	2,818	0,16	98,089	CPX
231	BC24circle1an11	0	0,511	0,003	0,001	47,907	13,761	20,652	7,376	0	5,197	0	2,796	0,238	98,441	CPX
232	BC24circle1an12	0,082	3,022	0,023	0,076	39,639	12,456	11,17	11,496	0,003	12,295	1,174	7,419	0,163	98,978	Kaersutit
233	BC24circle1an13	0,074	3,097	0,042	0,082	39,601	12,61	10,938	11,719	0,003	12,325	1,128	7,134	0,203	98,916	Kaersutit
234	BC24circle1an14	0,075	3,038	0,032	0	39,376	12,718	11,025	11,765	0,029	12,161	1,152	7,593	0,204	99,129	Kaersutit
235	BC24circle1an15	0,095	2,971	0,021	0	39,865	12,21	10,957	12,11	0	12,098	1,359	7,118	0,101	98,86	Kaersutit
236	BC24circle1an16	0	2,843	0,046	0	39,316	12,016	10,977	12,485	0,036	11,928	1,693	7,356	0,192	98,878	Kaersutit
237	BC24circle1an17	0	2,712	0,073	0	39,555	12,108	10,971	12,579	0,066	11,93	1,659	7,028	0,178	98,843	Kaersutit
238	BC24circle1an18	0,023	2,916	0,042	0	39,368	12,278	11,148	12,09	0,024	12,017	1,534	7,04	0,178	98,639	Kaersutit
239	BC37circle1an1	0	0	0,002	0	38,757	42,041	0,084	20,605	0,149	0,018	0	0,099	0,381	102,136	Olivine
240	BC37circle1an2	0	0,03	0,002	0	38,425	42,29	0,04	19,98	0,178	0,013	0,015	0,076	0,351	101,4	Olivine
241	BC37circle1an3	0	0,025	0,003	0,017	38,725	42,58	0,022	20,121	0,158	0,012	0	0,072	0,36	102,094	Olivine
242	BC37circle1an4	0	0	0,029	0	39,153	42,041	0,079	20,536	0,168	0,018	0	0	0,398	102,415	Olivine
243	BC37circle1an5	0	0,007	0,001	0,034	38,74	42,304	0,068	20,32	0,141	0	0,001	0	0,294	101,91	Olivine
244	BC37circle1an6	0	0,008	0,001	0,017	38,839	42,769	0	19,528	0,102	0,034	0,014	0,119	0,286	101,717	Olivine
245	BC37circle1an7	0	2,975	0,055	0,357	40,984	13,975	10,938	9,829	0	10,903	1,522	7,241	0,112	98,879	Kaersutit
246	BC37circle1an8	0	3,4	0,062	0,458	41,812	14,299	10,705	9,576	0	10,565	1,372	6,82	0,132	99,187	Kaersutit
247	BC37circle1an9	0	3,012	0,116	0,386	40,703	13,6	10,852	9,839	0,08	10,9	1,58	7,609	0,117	98,768	Kaersutit
248	BC37circle1an10	0	3,012	0,088	0,357	40,383	13,405	10,905	10,141	0,05	11,163	1,566	7,556	0,113	98,719	Kaersutit
249	BC37circle1an11	0	0,421	0,007	0,213	47,26	14,388	20,909	6,633	0,038	5,066	0,012	2,907	0,072	97,924	CPX
250	BC37circle1an12	0	0,365	0	0,573	47,928	14,517	20,982	6,623	0,065	4,413	0	2,544	0,119	98,129	CPX
251	BC37circle1an13	0	0,437	0	0,135	47,571	14,092	20,876	6,933	0,022	5,285	0,001	3,053	0,08	98,485	CPX

252	BC37circle1an14	0	0,372	0,004	0,299	48,442	14,324	20,869	6,649	0,039	4,747	0	2,615	0,047	98,406	CPX
253	BC37circle1an15	0	3,092	0,065	0,41	40,081	13,692	10,907	9,789	0,084	11,119	1,485	7,69	0,177	98,576	Kaersutit
254	BC37circle1an16	0	2,989	0,064	0,366	40,284	13,589	10,828	9,724	0,05	11,243	1,496	7,973	0,089	98,681	Kaersutit
255	BC37circle1an17	0	3,024	0,1	0,264	40,063	13,8	10,848	9,708	0,108	11,259	1,585	7,742	0,096	98,574	Kaersutit
256	BC37circle1an18	0	3,051	0,057	0,473	40,051	13,573	10,886	9,72	0,033	11,013	1,59	7,691	0,06	98,185	Kaersutit
257	BC37circle1an19	0	3,081	0,048	0,411	40,264	13,539	10,81	10,138	0,043	11,352	1,514	7,445	0,042	98,676	Kaersutit
258	BC37circle1an20	0	3,201	0,072	0,516	40,112	13,492	11,008	10,04	0,038	11,074	1,538	7,272	0,137	98,484	Kaersutit
259	BC37circle1an21	0	2,956	0,079	0,469	40,846	13,953	10,636	9,592	0	10,673	1,469	7,433	0,083	98,171	Kaersutit
260	BC37circle1an22	0	3,076	0,105	0,457	39,723	13,878	10,695	9,999	0,025	11,443	1,523	7,557	0,113	98,57	Kaersutit
261	BC37circle1an23	0	2,991	0,074	0,41	40,229	13,625	10,618	9,66	0,062	11,349	1,568	7,415	0,118	98,102	Kaersutit
262	BC37circle1an24	0	2,865	0,085	0,398	40,709	13,711	11,125	9,956	0,032	11,343	1,488	7,52	0,105	99,318	Kaersutit

11.2.5 ICP-MS und RFA

Die Hauptelemente wurden mittels RFA analysiert (Angaben in Gew.%). Die Spurenelemente wurden mit ICP-MS ermittelt (Angaben in µg/g).

Tabelle 10: Gesamte Messergebnisse

	Li	MgO	Al2O3	SiO2	P2O5	K2O	CaO	Sc	TiO2	V	Cr2O3	MnO	Fe2O3	Co	Ni	Cu	Zn
Olivine A	3,154	31,968	1,225	38,117	0,044	0,358	1,233	15,046	0,392	60,856	2719,146	0,234	17,536	154,258	1368,080	53,614	198,724
Olivine B	3,002	30,133	1,179	36,427	0,041	0,348	1,172	14,902	0,367	56,667	2426,321	0,224	16,657	144,522	1344,415	56,453	173,919
Matrix A	5,101	9,315	10,283	33,649	0,433	0,680	10,127	19,293	2,843	245,723	212,256	0,222	12,186	43,766	191,623	46,437	93,893
Matrix B	5,278	9,623	10,521	34,904	0,441	0,704	10,344	19,938	2,992	253,134	238,997	0,233	12,539	45,070	201,413	61,531	105,716
	Ga	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	107Ag	109 Ag	Cd	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce
Olivine A	3,698	1,953	8,633	20,702	2,212	20,066	3,460	3,747			0,121	0,473	0,498	0,175	18,470	1,980	5,000
Olivine B	3,412	1,905	8,718	19,462	2,197	19,027	3,264	2,440			0,173	0,285	0,508	0,172	19,828	1,981	5,009
Matrix A	17,767	1,580	10,706	585,386	21,728	161,638	33,537	0,417	0,311	0,389	0,264	1,119	0,789	0,235	86,654	35,585	75,570
Matrix B	18,012	1,876	10,804	592,245	22,360	204,712	37,234	0,481	0,529	0,444	0,571	1,275	0,863	0,254	88,153	37,005	79,483
	Pr	Nd	Sm	Eu	Tb	Gd	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Hg	Tl
Olivine A	0,690	3,325	0,713	0,189	0,096	0,710	0,513	0,084	0,207	0,029	0,177	0,026	0,506	0,268	0,358	0,004	0,023
Olivine B	0,695	3,107	0,727	0,182	0,093	0,642	0,509	0,088	0,218	0,028	0,168	0,025	0,429	0,257	0,345	0,004	0,025

Matrix A	9,444	39,236	7,674	2,273	0,937	6,791	4,674	0,834	2,027	0,244	1,519	0,199	3,840	2,508	0,495	0,001	0,021
Matrix B	9,749	39,722	7,733	2,335	0,949	6,960	4,804	0,834	2,057	0,256	1,546	0,204	4,897	2,683	0,587	0,001	0,018
	Pb	Bi	Th	U													
Olivine A	3,291	0,274	0,345	0,085													
Olivine B	2,626	0,199	0,335	0,082													
Matrix A	4,901	0,188	2,495	0,578													
Matrix B	2,564	0,204	2,768	0,640													

Tabelle 11: REE (in µg/g), Chondrit normiert nach McDonough und Sun (1995)

REE	Olivine A	Olivine B	Matrix A	Matrix B	C1_McDonough1995	Olivine Anorm	Olivine Bnorm	Matrix Anorm	Matrix Bnorm
La	1,980	1,981	35,585	37,005	0,237	8,352	8,360	150,146	156,141
Ce	5,000	5,009	75,570	79,483	0,613	8,157	8,171	123,279	129,662
Pr	0,690	0,695	9,444	9,749	0,093	7,432	7,489	101,772	105,051
Nd	3,325	3,107	39,236	39,722	0,457	7,276	6,799	85,856	86,919
Sm	0,713	0,727	7,674	7,733	0,148	4,817	4,915	51,854	52,248
Eu	0,189	0,182	2,273	2,335	0,056	3,352	3,232	40,369	41,470
Gd	0,710	0,642	6,791	6,960	0,199	3,566	3,227	34,123	34,976
Tb	0,096	0,093	0,937	0,949	0,036	2,662	2,582	25,952	26,298
Dy	0,513	0,509	4,674	4,804	0,246	2,086	2,069	18,999	19,527
Ho	0,084	0,088	0,834	0,834	0,055	1,541	1,615	15,275	15,270
Er	0,207	0,218	2,027	2,057	0,160	1,291	1,360	12,669	12,857
Tm	0,029	0,028	0,244	0,256	0,025	1,155	1,147	9,886	10,373
Yb	0,177	0,168	1,519	1,546	0,161	1,098	1,045	9,434	9,600
Lu	0,026	0,025	0,199	0,204	0,025	1,037	1,013	8,092	8,285

Tabelle 12: Spurenelemente, PM normiert nach McDonough und Sun (1995)

Trace elements	Olivine A	Olivine B	Matrix A	Matrix B	PM_McDonough1995	Olivine Anorm	Olivine Bnorm	Matrix Anorm	Matrix Bnorm
Rb	8,633	8,718	10,706	10,804	0,600	14,389	14,529	17,844	18,006
Ba	18,470	19,828	86,654	88,153	6,600	2,798	3,004	13,129	13,357
Th	0,345	0,335	2,495	2,768	0,080	4,340	4,216	31,384	34,820
U	0,085	0,082	0,578	0,640	0,020	4,197	4,043	28,481	31,524
Nb	3,460	3,264	33,537	37,234	0,658	5,259	4,961	50,969	56,587
Ta	0,268	0,257	2,508	2,683	0,037	7,255	6,954	67,791	72,514
La	1,980	1,981	35,585	37,005	0,648	3,055	3,058	54,915	57,107
Ce	5,000	5,009	75,570	79,483	1,675	2,985	2,990	45,117	47,453
Pr	0,690	0,695	9,444	9,749	0,254	2,715	2,736	37,183	38,381
Sr	20,702	19,462	585,386	592,245	19,900	1,040	0,978	29,416	29,761
Hf	0,506	0,429	3,840	4,897	0,283	1,786	1,514	13,568	17,305
Sm	0,713	0,727	7,674	7,733	0,406	1,756	1,792	18,902	19,046
Eu	0,189	0,182	2,273	2,335	0,154	1,225	1,182	14,758	15,161
Ti	2351,763	2199,561	17043,871	17938,600	1205,000	1,952	1,825	14,144	14,887
Gd	0,710	0,642	6,791	6,960	0,544	1,304	1,180	12,483	12,794
Tb	0,096	0,093	0,937	0,949	0,099	0,971	0,942	9,463	9,589
Dy	0,513	0,509	4,674	4,804	0,674	0,761	0,755	6,934	7,127
Y	2,212	2,197	21,728	22,360	4,300	0,514	0,511	5,053	5,200
Ho	0,084	0,088	0,834	0,834	0,149	0,565	0,592	5,598	5,595
Er	0,207	0,218	2,027	2,057	0,438	0,471	0,497	4,628	4,697
Tm	0,029	0,028	0,244	0,256	0,068	0,420	0,417	3,591	3,768
Yb	0,177	0,168	1,519	1,546	0,441	0,401	0,382	3,444	3,505
Lu	0,026	0,025	0,199	0,204	0,068	0,378	0,369	2,949	3,020
Sc	15,046	14,902	19,293	19,938	16,200	0,929	0,920	1,191	1,231
V	60,856	56,667	245,723	253,134	82,000	0,742	0,691	2,997	3,087

Co	154,258	144,522	43,766	45,070	105,000	1,469	1,376	0,417	0,429
Ni	1368,080	1344,415	191,623	201,413	1960,000	0,698	0,686	0,098	0,103

Tabelle 13: Spurenelemente, N-MORB normiert nach nach Sun et al. (1989), Anordnung mobil – immobil

Trace elements	Olivine A	Olivine B	Matrix A	Matrix B	MORB_Sun1989	Olivine Anorm	Olivine Bnorm	Matrix Anorm	Matrix Bnorm
Sr	20,702	19,462	585,386	592,245	90,000	0,230	0,216	6,504	6,580
K	2968,078	2887,249	5648,221	5847,535	600,000	4,947	4,812	9,414	9,746
Rb	8,633	8,718	10,706	10,804	1,500	5,755	5,812	7,138	7,202
Ba	18,470	19,828	86,654	88,153	6,300	2,932	3,147	13,755	13,993
Th	0,345	0,335	2,495	2,768	0,120	2,876	2,793	20,792	23,068
Ta	0,268	0,257	2,508	2,683	0,132	2,034	1,949	19,002	20,326
Nb	3,460	3,264	33,537	37,234	2,330	1,485	1,401	14,394	15,980
Ce	5,000	5,009	75,570	79,483	7,500	0,667	0,668	10,076	10,598
P	189,863	179,890	1889,625	1923,066	510,000	0,372	0,353	3,705	3,771
Zr	20,066	19,027	161,638	204,712	74,000	0,271	0,257	2,184	2,766
Hf	0,506	0,429	3,840	4,897	2,050	0,247	0,209	1,873	2,389
Sm	0,713	0,727	7,674	7,733	2,630	0,271	0,277	2,918	2,940
Ti	2351,763	2199,561	17043,871	17938,600	7600,000	0,309	0,289	2,243	2,360
Y	2,212	2,197	21,728	22,360	28,000	0,079	0,078	0,776	0,799
Yb	0,177	0,168	1,519	1,546	3,050	0,058	0,055	0,498	0,507

11.3 Geologische Karte

Die eigens erstellte geologische Karte wurde wegen besserer Anschaulichkeit auf zwei Teile (West, Ost) aufgeteilt und ist im Umschlag beigelegt.