

Geologie und Petrologie der mafischen Plutone im Trinity Ophiolith,
Kalifornien (USA)

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades

der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität zu Köln

vorgelegt von

Kolja Stremmel

aus Wipperfürth

2012

Berichtersteller: PD. Dr. Günter Suhr

(Gutachter) Prof. Dr. Reiner Kleinschrodt

Tag der mündlichen Prüfung: 26.01.2012

Kurzzusammenfassung

Im Trinity Komplex (Kalifornien, USA) treten innerhalb einer peridotitischen Mantelumgebung ca. 10, im Durchmesser bis zu acht Kilometer große, ca. 404-431 Ma. alte Gabbro-Plutone auf. Durch dieses Nebeneinander von Mantel und Kruste entspricht der Trinity Komplex scheinbar den Modellen zur Ausbildung ozeanischer Kruste bei langsamen Spreizungsraten. Entsprechend sollte in der vorliegenden Arbeit durch die geologische Bearbeitung dreier ausgewählter Plutone das Verständnis zur Bildung ozeanischer Kruste bei langsamen Spreizungsraten vertieft werden.

Die Geländeaufnahme ergab, dass – im Gegensatz zu typischen Ophiolithen – im Trinity keine geordnete Pseudostratigrafie und keine strukturelle Konkordanz zwischen den Mantelgefügen und dem Krustenaufbau vorliegt, eine einheitliche Dehnungsrichtung nicht offensichtlich ist (equidimensionale Aufsicht der Plutone, verschiedene Richtungen der nur rudimentär ausgebildeten Gangschar) und typischerweise mit langsamem Spreizen auftretende tektonische Dehnung abwesend ist. Vorherrschend sind vielmehr Indikatoren für eine stabile, lithosphärische Umgebung wie zum Beispiel eckige, cm- bis metergroße Nebengesteinsfragmente entlang der Kontakte, nur untergeordnet entwickelte magmatische Gefüge, sowie das Nebeneinander von bei unterschiedlichen Temperaturen gebildeter Gesteine, z.B. Pyroxenit in Gabbro, Dolerit-Gänge in Mantelgestein. Lokal sind die Trinity Gabbros sogar in eine strukturell wie geochemisch stark abweichend ausgebildete, neoproterozoische Kruste eingedrungen.

Strukturell wie auch geochemisch ergibt sich keine Notwendigkeit, dass der Trinity Mantel mit den Plutonen kogenetisch ist. Trotz der nur geringfügigen Dehnung bei gleichzeitig durch Altersdaten suggeriertem langanhaltendem Magmatismus, kam es zu keiner Ausbildung einer lateral kontinuierlichen Kruste. Dies läßt auf ein sehr geringes Magmen- (und damit Wärme-) Budget schließen, was durch die generell kalten magmatischen Kontakte bestätigt wird.

Im Gelände konnten drei intrusive Serien unterschieden werden. Anhand sehr niedriger REE und HFSE Gehalte zeigt sich geochemisch für diese Serien, eine Abstammung aus einer verarmten Quelle. Eine solch verarmte Quelle könnte wiederum die Erklärung für das oben erwähnte stark reduzierte Magmenbudget sein. Phasenpetrologisch gilt für die Plutone grundsätzlich die Ausscheidungsreihenfolge Olivin => Pyroxen (meist Klino- vor Orthopyroxen) => Plagioklas => Amphibol und damit die Gesteinsabfolge Dunit, Wehrlit, Pyroxenit, Gabbro, Plagiogranit. Zusammen mit der extrem Anorthit-reichen Natur der Plagioklase, welches auf ein wasserreiches Magma schließen läßt, ergeben sich somit starke Hinweise auf ein Suprasubduktionszonenmilieu. Gleichfalls grenzen sich die Klinopyroxene in den Serien durch

ihre niederen Gehalte an Natrium, Aluminium und Titan klar von ihren ozeanischen Pendanten ab.

Die kartierten intrusiven, paläozoischen Serien können bei der Mineralchemie, den REE wie auch den HFSE, allein durch Fraktionierung voneinander abgeleitet werden, sind somit aus einem Stammagma ableitbar.

Bei den LILE Gehalten der Dolerite übersteigt die Streubreite allerdings die durch Fraktionierung alleine erklärbare Variation, so daß hier Stammagmen mit unterschiedlichen starken Subduktionszonenkomponenten gefordert werden müssen. Inwieweit diese dann mit den kartierbaren intrusiven Serien (d.h. den Kumulaten) korrelieren, kann derzeit nicht abschließend geklärt werden

Anhand der Resultate der Geländearbeiten in Kombination mit der Geochemie wird hier das Setting für die Genese des Trinity Komplexes in ein nur schwach extensives Fore-Arc Milieu gelegt und mit der Subduktion eines Rückens in Verbindung gebracht. Diese Setting erlaubt die Zufuhr von Wasser und LILE aus der abtauchende Platte in den Mantelkeil. Der abtauchende Rücken gewährleistet einen hohen Wärmefluss und verhindert durch seine geringe Dichte ein Roll-back und somit eine Dehnung im Fore-Arc Bereich. Die Gegenwart neoproterozoische Kruste (und Mantel?) bestätigt, dass ein erfolgreiches Rifting im Falle des Trinity Komplexes nicht stattgefunden hat. Die vom Mantel abgegebene Schmelzmenge war offenbar gering, da trotz nur sehr geringer Dehnung keine durchgehende Kruste, sondern nur isolierte Plutone, gebildet wurden.

Als *on-land* Analog für langsames Spreizen (z.B. Indischer Ozean) erscheint der Trinity hingegen wenig geeignet, denn die typischen Charakteristika für langanhaltende, gerichtete Dehnung sind nur ansatzweise vorhanden.

Abstract

The Trinity Complex (Northern California, U.S.A.) exposes numerous gabbro intrusions, up to 8 km across, within a mantle peridotite host. Their ages range from 404 to 431 Ma. The juxtaposition of mantle and crust rendered the Trinity Complex a good analogue to slow spreading oceanic crust and mantle. Accordingly, three plutons were selected to perform a detailed geological study with the aim to enhance our understanding of how oceanic crust is constructed when plates slowly diverge.

Mapping of the selected Trinity gabbros demonstrated that – in contrast to typical ophiolites – a regular stacked pseudo-stratigraphic is not present, mantle flow appears not related to pluton fabrics, a uniform extension direction is not obvious (i.e. dykes/local swarms have a diverse orientation and pluton cross sections are equant in map view), and tectonic extension, normally abundant during slow spreading conditions, is absent. In contrast, there exists overwhelming evidence for a stable and relatively cold lithospheric setting, e.g. cm- to meter-scale host-rock fragments lining contacts or marking completely disintegrated former cumulate strata, absent to poorly developed magmatic fabrics, juxtaposition of rocks which formed at widely different temperatures, i.e. pyroxenite in gabbro, dolerite in peridotite; and, finally, in the Northwestern Trinity Complex, gabbros intruding in a preexisting, structurally and geochemically distinct, Neoproterozoic crust.

Three intrusive series 1-3 could be discriminated during field work. For all plutons, the order of crystallization is olivine, followed by pyroxene (typically cpx before opx), plagioclase and finally amphibole. Consequently, the appearance of cumulate rocks is dunite => wehrlite => pyroxenite => gabbro => plagiogranite. This order of crystallisation, and the extremely anorthite-rich nature of plagioclase (implying a water-rich magma) support an origin in a supra-subduction zone setting. Low concentrations of Na, Al, and Ti mark cpx as chemically distinct from that in oceanic gabbros.

By considering mineral chemical data, the Rare Earth Elements (REE), and the High Field Strength Elements (HFSE), the mapped intrusive Paleozoic Series 1-3 can all be derived from a single parent magma by fractional crystallization only. Very low REE and HFSE contents for all series demonstrate their derivation from a depleted source. For the Large Ion Lithophile Element (LILE) content of the dolerites, however, the spread in the data exceeds the range explicable by fractionation alone such that different kinds of source magmas having proprietary LILE contents need to be called for. It is currently not clear whether these diverse LILE components can be correlated with the mapped gabbro series 1-3.

Even though in the Trinity Complex spreading has been limited and magmatism has been long-lived (as indicated by age data) no laterally continuous crust was formed. This suggests that the magma budget – and thus also the heat budget – was low. This conclusion is consistent with generally observed cold magmatic contacts and a chemically depleted source capable of generating only limited amounts of melts.

In order to explain field, mineralogic and geochemical data an origin in a weakly extensional fore arc environment appears the most suitable setting. Subduction probably involved a spreading ridge. This overall setting allowed for the abundant supply of water and LILE from the downgoing plate. The subducting ridge would guarantee a high heat flow and its low density would prevent a roll-back and thus prohibit massive fore-arc extension. The presence of Neoproterozoic crust (and mantle?) independently confirms that a successful rifting did not occur in the case of the Trinity Complex.

It is concluded that the Trinity Complex appears poorly suited as an *on-land* analogue for slow spreading environments (such as in the Indian Ocean), instead, evidence points to a relatively stable, lithospheric fore-arc setting.

Danksagung

Zunächst möchte ich Herrn Prof. H. Palme (Köln) sowie Herrn Prof. J. Koepke (Hannover) danken, die es mir ermöglichten, die Thematik dieser Arbeit zu bearbeiten. Herrn Prof. J. Koepke sei zudem für die zahlreichen stimulierenden Diskussionen während seines Besuchs im Trinity Ophiolith gedankt. Herrn Prof. M. Melles (Köln) danke ich für die Übernahme des Projektes nach der Emeritierung von Herrn Prof. Palme. Für viele konstruktive Diskussionen sowie für die Übernahme des Koreferates gebührt mein Dank Herrn Prof. R. Kleinschrodt.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) sei gedankt für die großzügige Bereitstellung von Forschungsmitteln (PA 346/41-1 und PA 346-41-2) für diese Arbeit.

Besonderen Dank gebührt Herrn PD Dr. G. Suhr, dessen Anregungen am Institut und im Gelände und sein kontinuierliches Interesse an der Thematik sehr zur Fertigstellung der Arbeit beigetragen haben. Zudem führte er mich in die faszinierende Thematik der Ophiolithe ein und hatte vor allem in den kritischen Phasen der Arbeit stets Zeit für Diskussionen und Lösungen.

Herrn P. Garcia sei für die Herstellung hunderter polierter Dünnschliffe von überragender Qualität gedankt.

Zu dem erfolgreichen Gelingen meiner Geländearbeiten haben auch die Geländeassistenten Dipl. Geol. B. Rosleff-Sörensen (2006) und Dipl. Geol. N. Noack (2007) sehr viel beigetragen. Durch ihren uneingeschränkten Einsatz, wie auch für die vielen stimulierenden Diskussionen bin ich Ihnen sehr zum Dank verpflichtet. Herrn Dipl. Geol. C. Burckhardt sei für die Bereitschaft, seine Diplomkartierung im Trinity anzufertigen, wie auch die gemeinsame Kartierzeit im Trinity gedankt.

Dr. H. U. Kasper (Köln) und Dr. M. Seitz (Frankfurt) möchte ich für die Einführung und Hilfe bei der Spurenelementanalytik mittels ICP-MS bzw. LA-ICP-MS danken.

Für ihre Hilfe bei der Vorbereitung und Durchführung verschiedener analytischer Verfahren sei Dipl. Min. A. K. Vogel (Probenaufbereitung RFA, ICP-MS), Dipl. Geol. M. Gellissen (RFA), A. Katzemich (RFA), A. Gölden (Labor), gedankt.

Meinen Eltern möchte ich den größten Dank aussprechen für ihre uneingeschränkte Unterstützung während meines Studiums und während allen Phasen dieser Arbeit.

Kurzzusammenfassung	i
Abstract	iii
Danksagung	v
Inhaltsverzeichnis	vii
Abbildungsverzeichnis	xii
Tabellenverzeichnis	xix
Liste der benutzten Abkürzungen	xx
1 Einleitung	1
1.1 Einleitung	1
1.2 Ziele der Studie	4
2 Regionale Geologie	6
2.1 Die Klamath Mountains	6
2.2 Das Eastern Klamath Terrane	11
2.2.1 Das Yreka Subterrane	11
2.2.2 Das Trinity Subterrane	12
2.2.3 Das Redding Subterrane	16
3 Die auskartierten intrusiven Serien – Ihre Grundlagen	18
3.1 Einleitung	18
4 Gesteinsbeschreibung der auskartierten Serien	23
4.1 Einleitung	23
4.2 Mantelperidotit	23
4.2.1 Charakteristik	23
4.2.2 Vorkommen	23
4.2.3 Ausbildung	24
4.2.3.1 Lherzolith und Plagioklas-Lherzolith	24
4.2.3.2 Harzburgit und Plagioklas-Harzburgit	26
4.2.3.3 Dunit	27
4.2.3.4 Serpentin	28
4.2.4 Kontakte	28
4.2.5 Verwechslungen	30
4.3 Neoproterozoischer Gabbro und assoziierte Gesteine	30
4.3.1 Charakteristik	30
4.3.2 Vorkommen	30
4.3.3 Ausbildung	30
4.3.3.1 Amphibol- / Metagabbro	31
4.3.3.2 Assoziierte Plagiogranite	32
4.3.3.3 Assoziierte Dolerite und der Doleritkomplex	32
4.3.4 Kontakte	34
4.3.5 Verwechslungen	34
4.4 Gesteine der Mantel-Krusten Übergangszone (MTZ)	35
4.4.1 Charakteristik	35
4.4.2 Vorkommen	36
4.4.3 Ausbildung	37
4.4.3.1 Bear Creek Pluton	37
4.4.3.2 China Mountain Pluton	39
4.4.3.3 Bonanza King Pluton	40
4.4.4 Kontakte	42
4.4.5 Verwechslungen	42
4.5 Gesteine der Serie 1	43
4.5.1 Charakteristik	43
4.5.2 Vorkommen	43
4.5.3 Ausbildung	43
4.5.3.1 Pyroxenite	43
4.5.3.2 Gabbro	46
4.5.4 Kontakte	48
4.5.5 Verwechslungen	50
4.6 Gesteine der Serie 2	50
4.6.1 Charakteristik	50
4.6.2 Vorkommen	51
4.6.3 Ausbildung	51
4.6.3.1 Variabel texturierter Gabbronorit	51
4.6.3.2 Pegmatitische Gabbronoritgänge	54

4.6.3.3 Variabel texturierter Amphibolgabbro	54
4.6.3.4 Mikrogabbros, Dolerite und assoziierte Subvulkanite	55
4.6.4 Kontakte	57
4.6.5 Verwechslungen	59
4.7 Gesteine der Serie 3	59
4.7.1 Charakteristik	59
4.7.2 Vorkommen	59
4.7.3 Ausbildung	60
4.7.3.1 Unterschiede in der Bänderung zwischen den Plutonen	61
4.7.4 Kontakte	62
4.7.5 Verwechslungen	63
4.8 Plagiogranite	63
4.8.1 Charakteristik	63
4.8.2 Vorkommen	63
4.8.3 Ausbildung	63
4.8.4 Kontakte	64
4.8.5 Verwechslungen	65
4.9 Saure intrusive Gänge (amerikan. Porphyrite)	65
4.9.1 Charakteristik	65
4.9.2 Vorkommen	65
4.9.3 Ausbildung	65
4.9.4 Kontakte	66
4.9.5 Verwechslungen	66
4.10 Aufliegende Basalte (pillow Laven)	67
4.10.1 Charakteristik	67
4.10.2 Vorkommen	67
4.10.3 Ausbildung	67
4.10.4 Kontakte	68
4.10.5 Verwechslungen	68
4.11 Vererzungen	68
4.11.1 Charakteristik	68
4.11.2 Vorkommen	68
4.11.3 Ausbildung	69
4.11.4 Kontakte	70
4.11.5 Verwechslungen	70
4.12 Känozoikum	70
4.12.1 Charakteristik	70
4.12.2 Vorkommen	70
4.12.3 Ausbildung	70
4.12.4 Kontakte	71
4.12.5 Verwechslungen	71
5 Gesteinsbeschreibung der nicht kartierten Serien	72
5.1. Einleitung	72
5.2 Gregg Ranch Complex (GRC) aufliegend auf der neoproterozoischen Serie	72
5.2.1 Charakteristik	72
5.2.2 Vorkommen	72
5.2.3 Ausbildung	72
5.2.4 Kontakte	73
5.2.5 Verwechslungen	73
5.3 Pyroxenitische Gänge im Mantelperidotit	73
5.3.1 Charakteristik	73
5.3.2 Vorkommen	74
5.3.3 Ausbildung	74
5.3.4 Kontakte	76
5.3.5 Verwechslungen	76
5.4 Olivin-Gabbronorit	76
5.4.1 Charakteristik	76
5.4.2 Vorkommen	76
5.4.3 Ausbildung	76
5.4.4 Kontakte	77
5.4.5 Verwechslungen	78
5.5 Gabbronorite der Serie 4	78
5.5.1 Charakteristik	78

5.5.2 Vorkommen	78
5.5.3 Ausbildung	78
5.5.4 Kontakte	79
5.5.5 Verwechslungen	79
5.6 Diorite	80
5.6.1 Charakteristik	80
5.6.2 Vorkommen	80
5.6.3 Ausbildung	80
5.6.4 Kontakte	81
5.6.5 Verwechslungen	81
6 Petrografie der magmatischen Serien	82
6.1 Einleitung	82
6.2 Mantelperidotit	83
6.2.1 Einleitung	83
6.2.2 Petrografie Lherzolith	83
6.2.3 Petrografie Harzburgit	89
6.2.4 Petrografie Dunit	91
6.2.5 Petrografie Serpentin	92
6.2.6 Kontakte zwischen Mantelperidotit und den späten mafischen Serien 1 bis 3	93
6.2.7 Interpretation	94
6.3 Neoproterozoischer Gabbro	97
6.3.1 Einleitung	97
6.3.2 Petrografie Metagabbro	98
6.3.3 Petrografie Doleritkomplex	105
6.3.4 Interpretation	107
6.4 Gesteine der Mantel-Krusten Übergangszone (MTZ)	107
6.4.1 Einleitung	107
6.4.2 Petrografie MTZ-Gesteine	107
6.4.3 Interpretation	119
6.5 Gesteine der Serie 1	121
6.5.1 Einleitung	121
6.5.2 Petrografie Pyroxenite	122
6.5.3 Petrografie Gabbro	130
6.5.4 Interpretation	135
6.6 Gesteine der Serie 2	136
6.6.1 Einleitung	136
6.6.2 Petrografie variabel texturierter Gabbronorit	136
6.6.3 Petrografie pegmatitische Gabbronoritgänge	147
6.6.4 Petrografie variabel texturierter Amphibolgabbro	149
6.6.5 Petrografie Mikrogabbro und Dolerite	156
6.6.6 Interpretation	162
6.7 Gesteine der Serie 3	164
6.7.1 Einleitung	164
6.7.2 Petrografie gebänderter Gabbronorit	164
6.7.3 Ursache der Bänderung	172
6.7.4 Interpretation	175
6.8 Plagiogranitische Gesteine	177
6.8.1 Einleitung	177
6.8.2 Petrografie Plagiogranit	178
6.8.3 Interpretation	181
6.9 Saure Intrusiva	181
6.9.1 Einleitung	181
6.9.2 Petrografie saure Gänge	181
6.9.3 Interpretation	184
6.10 Auflagernde Basalte	185
6.10.1 Einleitung	185
6.10.2 Petrografie Basalt	185
6.10.3 Interpretation	188
6.11 Alteration	188
6.12 Zusammenfassung	189
7 Petrografie der nicht kartierten magmatischen Serien	192
7.1 Einleitung	192
7.2 Pyroxenitische Gänge im Mantelperidotit	192

7.2.1	Einleitung	192
7.2.2	Petrografie Pyroxenitgänge	192
7.2.3	Interpretation	196
7.3	Olivin-Gabbronorit	197
7.3.1	Einleitung	197
7.3.2	Petrografie Olivin-Gabbronorit	197
7.3.3	Interpretation	201
7.4	Serie 4	201
7.4.1	Einleitung	201
7.4.2	Petrografie Gabbronorit	201
7.4.3	Interpretation	202
7.5	Diorit-Quarzdiorit	202
7.5.1	Einleitung	202
7.5.2	Petrografie Diorit	202
7.5.3	Interpretation	204
7.6	Zusammenfassung	204
8	Plutonaufbau	206
8.1	Einleitung	206
8.2	Bear Creek Pluton	207
8.3	China Mountain Pluton	216
8.4	Cabin Meadows Pluton	231
8.5	Bonanza King Pluton	235
8.6	Tamarack Lake Pluton	244
8.7	Zusammenfassung und Diskussion	249
8.8	Modell zur Bildung der Xenolithe	251
8.9	Ein Modell zur Platznahme der Plutone	252
9	Mineralgeochemie	255
9.1	Einleitung	255
9.2	Methodik	255
9.3	Ergebnisse und Diskussion der geochemischen Mineralanalysen	256
9.3.1	Olivin	256
9.3.2	Klinopyroxen	259
9.3.2.1	Kern-Rand Messungen (Cpx)	266
9.3.3	Vergleich Trinity Klinopyroxene mit ODP/IODP Klinopyroxen	267
9.3.4	Orthopyroxen	269
9.3.4.1	Kern-Rand Messungen (Opx)	271
9.3.5	Plagioklas	272
9.3.6	Amphibol	275
9.3.7	Oxide	278
9.4	Elementverteilungskarten	279
9.5	Zusammenfassung und Diskussion	281
10	Gesamtgesteinsanalytik Haupt- und ausgesuchte Spurenelemente	284
10.1	Einleitung	284
10.2	Methodik	284
10.3	Gesamtabfolge	285
10.4	Vulkanite	290
10.5	Plagiogranite	294
10.6	Serie 3 Proben-traverse	296
10.7	Zusammenfassung und Interpretation	297
11	Spurenelemente	300
11.1	Gesamtgesteinschemie	300
11.1.1	Probenaufbereitung und Messung	300
11.1.2	Seltene Erden Muster	301
11.1.2.1	Kumulate	301
11.1.2.2	Vergleich mit Fremddaten – Kumulate	305
11.1.2.3	Dolerite	306
11.1.2.4	Vergleich mit Fremddaten – Dolerite	307
11.1.2.5	Plagiogranite	307
11.1.2.6	Vergleich mit Fremddaten – Plagiogranite	307
11.1.3	Erweiterte Diagramme	308
11.1.3.1	Dolerite	308
11.2	Mineralchemie	309
11.2.1	Probenaufbereitung und Messung	309

11.2.2 Seltene Erden Muster	310
11.2.2.1 Klinopyroxen	311
11.2.2.2 Orthopyroxen	312
11.2.2.3 Plagioklas	314
11.2.2.4 Amphibol	314
11.3 Diskussion	316
11.3.1 Kristallisationsreihenfolge: Korrelation zwischen Petrografie und Geochemie	316
11.3.2 Scheinbare Diskrepanz der Ergebnisse von Gesamtgesteins- und Mineralchemie der Serie 3	317
11.3.3 Berechnung der Spurenelementgehalte im Gesamtgestein aus den Mineralkonzentrationen	317
11.3.4 Ursachen der La, Pr und Eu Anomalien im Gesamtgestein	319
11.3.5 Bilden die Proben eine kogenetische Gesteinssuite und repräsentieren die Dolerite ihr Stammagma?	321
11.3.6 Charakterisierung der Quelle	323
11.3.7 Modellierung der Fraktionierung ausgehend von primitiven Kumulaten	327
11.3.8 Können die Plutone als geschlossenes System betrachtet werden?	330
11.3.9 Proben mit abweichendem Spurenelementmustern	331
11.3.9.1 Metagabbro	331
11.3.9.2 Peridotit (Plagioklas-Lherzolith)	332
11.3.9.3 Dolerit BC_212	332
11.3.9.4 Olivin-Gabbroonorit	333
11.3.9.5 Serie 4 Klinopyroxen	333
11.3.10 Diskussion der Subduktionszonenkomponente	334
11.3.11 Vergleich der Trinity Dolerite mit Vulkaniten aus anderen Lokationen	339
11.4. Zusammenfassung	345
12 Diskussion der Ergebnisse und Synthese	348
12.1 Einleitung	348
12.2 Plutonaufbau: Verschachtelte Intrusionen mit kalten Kontakten	348
12.3 Das Neoproterozoikum	353
12.4 Phasenpetrologie: MORB oder Inselbogen?	354
12.5 Mineralchemie: Hinweise auf eine gemeinsame, verarmte Schmelze mit hohem Wassergehalt	355
12.6 Spurenelementchemie: Bestätigung einer gemeinsamen, extrem verarmten Quelle	356
12.7 Trinity Peridotit: Welche Beziehung zu den Plutonen?	357
12.8 Diskussion der strukturellen Pro-Spreizungszentrum Argumente	361
12.9 Repräsentiert der Trinity Ophiolith ein Spreizungszentrum?	364
12.10 Reaktive Dunite und ihre Verbindung zu den Trinity Schmelzen	365
12.11 Ein neues petrotektonisches Modell für den Trinity	367
12.12 Vergleich der Ergebnisse mit ODP/IODP	374
12.13 Ausblick	376
13 Literaturverzeichnis	379
Erklärung	399

Abb. 1.1. Profilschnitt durch eine große Magmenkammer eines ozeanischen Spreizungsrückens.	1
Abb. 1.2. Geologisches Profil durch den Mittelatlantischen Rücken bei 15°30'N.	3
Abb. 2.1. Übersichtskarte der Klamath Mountains.	7
Abb. 2.2. Geologischer West-Ost Profilschnitt durch die Bauelemente der Klamath Mountains.	8
Abb. 2.3. Kollision zwischen dem EKT und dem CMB an der Grenze Silur-Devon.	9
Abb. 2.4. Kollision zwischen dem WPAT Belt und dem CMB im Verlauf der Perm-Trias Grenze.	10
Abb. 2.5. Kollision zwischen dem WJ Belt und dem WPAT Belt an der Grenze Jura-Kreide.	11
Abb. 2.6. Geologische Karte des Trinity Komplexes und seiner angrenzenden Terranes.	13
Abb. 3.1. Tabelle der auskartierten Serien.	20
Abb. 3.2. Feldkriterien für die Unterscheidung der kartierten Lithologien.	21
Abb. 3.3. Altersbeziehungen und Vorkommen der kartierten Serien in den einzelnen Plutonen.	22
Abb. 4.1. Klumpen von Spinell, cpx und opx in Lherzolith.	25
Abb. 4.2. Plagioklasführender Lherzolith.	25
Abb. 4.3. Poikilitischer Orthopyroxen in Dunit.	27
Abb. 4.4. Kontakt zwischen Dunit und Harzburgit.	28
Abb. 4.5. Hydrothermale Netzwerke in Serpentin.	29
Abb. 4.6. Xenolithe von Harzburgit in einer Matrix aus Serie 2 Gabbronorit.	29
Abb. 4.7. Deformierter Metagabbro mit einer deutlichen gneissartigen Bänderung.	31
Abb. 4.8. Doleritkomplex im Metagabbro.	33
Abb. 4.9. „Vinigrette“ später Plagiogranit zerlegt den Dolerit.	34
Abb. 4.10. Lagenbau an der Basis der MTZ.	37
Abb. 4.11. Lagenbau an der Basis der Mantel-Krusten Übergangszone.	38
Abb. 4.12. Poikilitisches Klinopyroxenkorn im Wehrlit.	40
Abb. 4.13. Wehrlitkörper am Fire Lookout Bonanza King.	41
Abb. 4.14. Olivin-Websterit.	44
Abb. 4.15. Alterationsnetzwerke in Klinopyroxenit.	45
Abb. 4.16. Typischer Serie 1 Gabbro Aufschluss.	47
Abb. 4.17. Serie 1 Gabbro Handstück.	47
Abb. 4.18. Olivinführender Websteritgang.	49
Abb. 4.19. Resorbierte Fragmente von Serie 1 Gabbro innerhalb Serie 2 Gabbronorit.	49
Abb. 4.20. Variabel texturierter Gabbronorit der Serie 2.	52
Abb. 4.21. Variabel texturierter Gabbronorit mit einer „ <i>comb-structure</i> “.	53
Abb. 4.22. Variabel texturierter Amphibolgabbro.	55
Abb. 4.23. Dolerit mit aphyrischem und porphyrischem Gefüge.	56
Abb. 4.24. Fragment von Serie 1 Klinopyroxenit in Serie 2 Gabbronorit.	57
Abb. 4.25. Pegmatitischer Gabbronoritgang in Lherzolith.	57
Abb. 4.26. Kontakt zwischen Dolerit und Serie 2 Gabbronorit.	58
Abb. 4.27. Lagenbau in den Serie 3 Gabbronoriten.	60
Abb. 4.28. Magmatische „Slump“- Struktur in der Serie 3.	61
Abb. 4.29. Fragmente von Serie 2 Gabbronorit innerhalb der Serie 3.	62
Abb. 4.30. Plagiogranitische Gänge, A) in Dolerit und Pyroxenit; B) Plagiogranit zerlegt Bruchhaft Serie 1 Websterit.	64
Abb. 4.31. Handstückbilder der sauren Intrusiva.	66
Abb. 4.32. Freigewitterte Relikte eines dazitischen Ganges.	66
Abb. 4.33. Mögliche Copley Basalte mit kissenförmiger Ausbildung.	67
Abb. 4.34. Handstück eines spilitisierten Basaltes.	68
Abb. 4.35. A) Quarzführende Vererzung - Typ 1; B) Erzkörper - Typ 2.	69
Abb. 5.1. Korallenkelche im Biosparit des Gregg Ranch Komplexes.	73

Abb. 5.2. Pyroxenitgang mit dunitischem Saum in Lherzolith.	74
Abb. 5.3. Verfalteter websteritischer Gang in Dunit.	75
Abb. 5.4. „Flammen“ von Dunit innerhalb eines klinopyroxenitischen Ganges.	75
Abb. 5.5. Kontakt zwischen Serie 2 Gabbronorit und Olivin-Gabbronorit.	77
Abb. 5.6. Olivin-Gabbronorit, Handstückbild BK_31.	77
Abb. 5.7. Konkordanter Noritgang der Serie 4 im gebänderten Serie 3 Gabbronorit.	79
Abb. 5.8. Kontakt zwischen Serie 4 und Serie 3.	79
Abb. 5.9. Handstückbild Diorit.	80
Abb. 6.1. Dünnschliffscan des Typschliffes PA_2.	84
Abb. 6.2. Deformierter Orthopyroxen mit Subkornfelderung und verbogenen Entmischungslamellen.	85
Abb. 6.3. Polygonale Olivinkörner.	86
Abb. 6.4. Interstitieller und poikilitischer Plagioklas (braun) in Lherzolith.	87
Abb. 6.5. Interstitieller Plagioklas mit Einfachverzwillingung in Lherzolith.	87
Abb. 6.6. Plagioklas mit Chloritsaum im Lherzolith.	88
Abb. 6.7. Spinell mit „ <i>bolby-leaf</i> “ Struktur.	88
Abb. 6.8. Interstitieller undeformierter Klinopyroxen zwischen Olivin Neoblasten.	90
Abb. 6.9. Undeformierter Klinopyroxen mit vielen Einbuchtungen.	91
Abb. 6.10. Tremolitischer Kontaktsaum.	92
Abb. 6.11. Umgewandelter Kernbereich eines Mantelperidotites.	94
Abb. 6.12. Kontaktbereich zwischen Serie 2 Gabbronorit und dem tremolitischen Reaktionsrand.	96
Abb. 6.13. Zu Amphibol umgewandelter Klinopyroxen im Metagabbro.	98
Abb. 6.14. Grafische Verwachsung zwischen Quarz und Plagioklas.	99
Abb. 6.15. Eingeregelte Plagioklase und Amphibole im Metagabbro.	100
Abb. 6.16. Mikrofaltung im Metagabbro.	101
Abb. 6.17. S-C Gefüge im Metagabbro.	102
Abb. 6.18. Poikilitische Hornblende mit Einschlusskristallen von Magnetit und Titanit.	103
Abb. 6.19. Insekteneier von Titanit umsäumen Magnetit.	104
Abb. 6.20. Dünnschliffscan des Typschliffes CM_218A.	106
Abb. 6.21. Tiltwalls im Olivin.	108
Abb. 6.22. Interstitieller undeformierter Klinopyroxen.	109
Abb. 6.23. Poikilitischer interstitieller Klinopyroxen mit einem Olivin Einschlusskristall.	110
Abb. 6.24. Deformierter Orthopyroxen.	110
Abb. 6.25. Matrix aus Olivin und Klinopyroxen.	111
Abb. 6.26. Undeformierter verzwilligter Klinopyroxen zwischen Olivinen.	112
Abb. 6.27. Dünnschliffscan des Typschliffes TR_18 der den Kontakt zwischen Harzburgit und Wehrlit (linker Teil) markiert.	113
Abb. 6.28. Undeformierter Klinopyroxen am Kontaktbereich zwischen Harzburgit und Wehrlit.	114
Abb. 6.29. Dünnschliffscan des Typschliffes CM_374.2.	116
Abb. 6.30. Poikilitischer Klinopyroxen mit serpentinierten Einschlusskristallen von Olivin.	117
Abb. 6.31. Undeformierter Klinopyroxen neben serpentinierten Olivin.	118
Abb. 6.32. Anschnitteffekte in Bezug zu einer poikilitischen Struktur.	120
Abb. 6.33. Dünnschliffscan des Typschliffes BC_121.	122
Abb. 6.34. Poikilitischer Orthopyroxen mit einem Einschlusskristall von Klinopyroxen.	123
Abb. 6.35. Orthopyroxen mit vielen Einbuchtungen von Klinopyroxen.	124
Abb. 6.36. Bastitisierter Orthopyroxen.	125
Abb. 6.37. Zu Zoisit umgewandelte interstitielle Plagioklase.	126
Abb. 6.38. Poikilitischer Klinopyroxen mit einem Einschlusskristall von Orthopyroxen.	127
Abb. 6.39. Interstitieller Plagioklas zu Zoisit umgewandelt.	128
Abb. 6.40. Amphibol Entmischungskörper (Blebs) in Klinopyroxen.	129

Abb. 6.41. Korona von magmatischen Amphibol um einen undeformierten Klinopyroxen.	129
Abb. 6.42. Dünnschliffscan des Typschliffes BC_168.	131
Abb. 6.43. Reliktische Klinopyroxene im Serie 1 Gabbro.	131
Abb. 6.44. Orthopyroxen Reliktkorn im Serie 1 Gabbro.	132
Abb. 6.45. Klare Zoisit- und blaue Klinozoisitkristalle ersetzen Plagioklas.	133
Abb. 6.46. Poikilitischer Amphibol mit einen Einschlusskristall von Klinopyroxen.	134
Abb. 6.47. Dünnschliffscan des Typschliff BK_4.	137
Abb. 6.48. Verzwillingter und alterierter Plagioklas im Typschliff BK_4.	138
Abb. 6.49. Mechanische Zwillinge im Plagioklas im Typschliff BK_4.	139
Abb. 6.50. Interstitieller Plagioklas neben Klinopyroxen.	140
Abb. 6.51. Alterierter (parkettierter) Plagioklas.	140
Abb. 6.52. Charakteristische Plagioklasalteration im Bear Creek und Tamarack Lake Pluton.	141
Abb. 6.53. Anhedraler Klinopyroxen mit Entmischungslamellen im Typschliff TR_28N.	142
Abb. 6.54. Entmischungskörper von Amphibol in Klinopyroxen im Typschliff BK_4.	142
Abb. 6.55. Alterierter Orthopyroxen im Typschliff BK_62A.	144
Abb. 6.56. Bastitisierter Orthopyroxen, Alterationstyp B im Typschliff BK_4.	145
Abb. 6.57. Poikilitischer und interstitieller Amphibol im Typschliff TR-28N.	146
Abb. 6.58. Prehnitgang im pegmatitischen Gabbroonorit, Typschliff CM_79.	148
Abb. 6.59. Wachstumsdefekte der Kristalle im Prehnitgang, Typschliff CM_81.	148
Abb. 6.60. Mechanische Verzwillingung im Plagioklas, Typschliff BK_63.	150
Abb. 6.61. Dünnschliffscan des Typschliffes BK_44.	151
Abb. 6.62. Reliktkerne von Klinopyroxen im Typschliff BK_122.	152
Abb. 6.63. Mechanische Verzwillingung in einer Hornblende im Typschliff BK_63.	153
Abb. 6.64. Poikilitischer Amphibol mit Einschlusskristalle von alteriertem Plagioklas.	154
Abb. 6.65. Quarz mit einem aktinolithischen Saum im Typschliff BK_73.	155
Abb. 6.66. Dünnschliffscan des Typschliffes BC_221.	156
Abb. 6.67. Matrix eines Mikrogabbros, Typschliff BC_8.	157
Abb. 6.68. Grundmasse eines Dolerites, bestehend aus Plagioklas und Amphibol, Typschliff CM_58C.	159
Abb. 6.69. Zu Amphibol umgewandelter Einsprengling von Klinopyroxen im Typschliff CM_58C.	160
Abb. 6.70. Klumpen von Quarz und schwarzem Magnetit als Einschlusskristalle im Typschliff BC_14.	160
Abb. 6.71. Dünnschliffscan des Typschliffes BK_42.	161
Abb. 6.72. Eingeregelte Plagioklas und Pyroxene im Typschliff CM_14.	165
Abb. 6.73. Mechanische Verzwillingung nach dem Albitgesetz im Typschliff CM_398A.	166
Abb. 6.74. Gefügeskizze der Typschliffe CM_398A (A), CM_361(B), CM_363.1 (C) und CM_305a (D).	167
Abb. 6.75. Poikilitischer Klinopyroxen mit Einschlusskristallen von Orthopyroxen im Typschliff CM_398B.	168
Abb. 6.76. Gefüge der Serie 3 im Typschliff CM_398B.	169
Abb. 6.77. Orthopyroxen mit beginnender Bastitisierung (Alterationstyp A) im Typschliff TR_29.	170
Abb. 6.78. Alterierter Orthopyroxen, Alterationstyp im Typschliff BK_62A.	171
Abb. 6.79. Modell der Entwicklung eines Lagenbaues an einer Nukleationsfront.	175
Abb. 6.80. Plot des Langachsenverhältnisses von Pyroxen und Plagioklas gegen die Foliationsrichtung, Typschliff CM_398A.	176
Abb. 6.81. Plot des Langachsenverhältnisses von Pyroxen und Plagioklas gegen die Foliationsrichtung, Typschliff CM_363.1.	177
Abb. 6.82. Dünnschliffscan des Typschliffes BK_167.2.	178
Abb. 6.83. Plagioklas und Quarz im Typschliff BK_158.	179
Abb. 6.84. Zonierter Plagioklas und Quarz mit einer Ausbuchtungsrekristallisation im Typschliff BK_158.	180
Abb. 6.85. Dünnschliffscan des Typschliffes CM_3b.	182
Abb. 6.86. Saussuritierter Plagioklas-Einsprengling mit Epidot in seinem Kernbereich im Typschliff CM_3b.	183
Abb. 6.87. Korrodierter Quarz-Einsprengling im Typschliff CM_3b.	184
Abb. 6.88. Dünnschliffscan des Typschliffes CM_49.	185

Abb. 6.89. Klinopyroxen-Einsprengling randlich von Quarz und Prehnit verdrängt im Typschliff CM_49.	186
Abb. 6.90. Korrodierter Klinopyroxen-Einsprengling im Typschliff CM_49.	187
Abb. 6.91. Detailskizze des Klinopyroxen-Einsprenglings aus der Abb.6.90.	187
Abb. 7.1. Cluster von Olivinen zwischen großen Orthopyroxenen im Typschliff CM_10B.	193
Abb. 7.2. Orthopyroxen-Embayment in Olivin im Typschliff CM_10B.	193
Abb. 7.3. 120° Winkel zwischen Orthopyroxenen im Typschliff CM_10B.	194
Abb. 7.4. Klinopyroxene mit untereinander komplex verschachtelten und z.T. buchtigen Kornkontakten im Typschliff KL_3.	195
Abb. 7.5. Polygonale Klinopyroxene mit ausgebildeten 120° Kornkontakten im Typschliff KL_3.	195
Abb. 7.6. Anhedraler Olivin mit Serpentinpaltrissen im Typschliff BK_38.	198
Abb. 7.7. Poikilitisch ausgebildeter Orthopyroxen im Typschliff BK_31.	198
Abb. 7.9. Poikilitisch ausgebildeter Orthopyroxen mit anomal blauen Interferenzfarben (B) und Einschlusskristallen von Klinopyroxen im Typschliff CM_312.	199
Abb. 7.9. Kurzprismatisch ausgebildeter Orthopyroxen und interstitieller opaker Plagioklas im Typschliff CM_312.	200
Abb. 7.10. Scan des CM_438 Handstückes.	201
Abb. 7.11. Dünnschliffscan des Typschliffes BK_68.	203
Abb. 8.1. Geologische Übersichtskarte (verändert nach Boudier et al., 1989) der kartierten Trinity Plutone.	206
Abb. 8.2. Aufgeschlossene Proportionen (Vol. %) der Serien im Bear Creek.	207
Abb. 8.3. Die Mantel-Krusten Übergangszone im Bear Creek mit ihrem markanten lagigen Aufbau.	207
Abb. 8.4. Vereinfachtes Profil (NNW-SSE) durch die Mantel-Krusten Übergangszone an der Basis des Bear Creek Pluton und den Übergang in die Serie 1 Gesteine.	208
Abb. 8.5. Konturdiagramm der Polpunkte von A) Foliation im Mantelperidotit, B) Lagenbau im Mantelperidotit, C) Foliation in den Wehrliten, D) Lagenbau in den Wehrliten, E) Foliation in den Pyroxeniten, F) Lagenbau in den Pyroxeniten.	209
Abb. 8.6. a) Gerundeter Harzburgit-Xenolith im Serie 1 Pyroxenit; b) Mantelperidotit Fragmente in Serie 1 Gabbro.	210
Abb. 8.7. Serie 1 Pyroxenit-Xenolithe im variabel texturierten Serie 2 Gabbronorit.	212
Abb. 8.8. Konturdiagramm der Polpunkte von A) Foliation im S1 Gabbro, B) Foliation im S2 Gabbronorit, C) Lagenbau im S2 Gabbronorit, D) Lagenbau im S3 Gabbronorit, E) Foliation im S3 Gabbronorit, F) Lineation im S3 Gabbronorit.	213
Abb. 8.9. Peridotit-Screen im Randbereich der Serie 3.	214
Abb. 8.10. Steilstehende Bänderung im Serie 3 Gabbronorit.	214
Abb. 8.11. Konturdiagramm der Polpunkte der Doleritgänge im Bear Creek.	215
Abb. 8.12. Schematischer Plutonaufbau des Bear Creek Körpers.	216
Abb. 8.13. Aufgeschlossene Proportionen (Vol. %) der Serien im China Mountain.	217
Abb. 8.14. Konturdiagramm der Polpunkte von A) Foliation im Mantelperidotit, B) Lagenbau im Mantelperidotit, C) Lineation im Mantelperidotit, D) Foliation im Metagabbro, E) Lagenbau im Metagabbro, F) Lineation im Metagabbro.	218
Abb. 8.15. Symmetrisches Serpentinnetzwerk im Peridotit nahe seines Kontaktes zum Serie 2 Gabbronorit.	219
Abb. 8.16. Konturdiagramm der Polpunkte von A) Doleritkomplex im Metagabbro, B) Foliation im S1 Pyroxenit, C) Orientierung S1 Pyroxenitgänge im Peridotit, D) Foliation im S2 Gabbronorit, E) Lagenbau im S2 Gabbronorit, F) Orientierung der pegmatitischen Gabbronoritgänge.	220
Abb. 8.17. Lagenbau im Wehrlitkörper des Aufschlusses CM_374.	221
Abb. 8.18. Zerscherter Mantelperidotitblock innerhalb einer Matrix aus Serie 2 Gabbronorit.	221
Abb. 8.19. Tabularer Kontaktbereich zwischen Mantelperidotit und Serie 2 Gabbronorit.	222
Abb. 8.20. Konturdiagramm der Polpunkte von A) Doleritgänge, B) Orientierung der Plagiogranite, C) Foliation im S3 Gabbronorit, D) Lagenbau im S3 Gabbronorit, E) Lineation im S3 Gabbronorit, F) Orientierung der Störungsflächen.	223
Abb. 8.21. Steile Kontaktbereiche zwischen Mantelperidotit und Serie 2 Gabbronorit.	224
Abb. 8.22. Schematisierte Platznahme des Serie 2 Gabbronorit entlang eines sich vor seiner Platznahme gebildeten Serpentinnetzwerkes.	225
Abb. 8.23. a) „Protogabbrokörper“ im Südosten des South China Mountain; b) Fragment von S1 Pyroxenit innerhalb von gebändertem S3 Gabbronorit.	226
Abb. 8.24. Lagiger Kontakt zwischen Serie 3 Gabbronorit und Mantelperidotit.	227
Abb. 8.25. Listrische Abschiebung im gebänderten Serie 3 Gabbronorit.	229

Abb. 8.26. Schematischer Schnitt (NW-SE – W-E) durch Plutonaufbau des China Mountain Körpers.	230
Abb. 8.27. Aufgeschlossene Proportionen (Vol. %) der Serien im Cabin Meadows Pluton.	231
Abb. 8.28. Konturdiagramm der Polpunkte von A) Foliation im Mantelperidotit, B) Foliation im Serie 2 Gabbronorit.	232
Abb. 8.29. Steiler tabularer Kontakt zwischen Mantelperidotit und Serie 1 Pyroxenit.	232
Abb. 8.30. Fragmente von Mantelperidotit und Pyroxenit (Serie 1) in Serie 2 Gabbronorit.	233
Abb. 8.31. Screens von Mantelperidotit im Serie 2 Gabbronorit.	233
Abb. 8.32. Netzwerk von pegmatitischen Gabbronoritgängen im Mantelperidotit am Südrand des Cabin Meadows Plutons.	234
Abb. 8.33. Schematischer Profilschnitt (NNW-SSE) durch den Plutonaufbau des Cabin Meadows Körper.	235
Abb. 8.34. Aufgeschlossene Proportionen (Vol. %) der Serien im Bonanza King.	236
Abb. 8.35. Konturdiagramm der Polpunkte von A) Foliation im Mantelperidotit, B) Foliation im S2 Gabbronorit, C) Lagenbau im S2 Gabbronorit, D) Orientierung der Doleritgänge, E) Orientierung der weißen Adern, F) Orientierung der Plagiogranite.	237
Abb. 8.36. Wehrlitischer Gangkörper am Fire Lookout.	238
Abb. 8.37. a) Scharfer Kontakt zwischen Serie 1 Pyroxenit und Serie 2 Gabbronorit; b) scharfer lobater Kontakt zwischen Gabbronorit und Peridotit.	238
Abb. 8.38. a) Screens von Mantelperidotit im Serie 2 Gabbronorit; b) Peridotit-Screen zwischen Gabbronorit und Dolerit.	239
Abb. 8.39. Mantelperidotit-Xenolithe in einer Matrix aus Serie 2 Amphibolgabbro.	240
Abb. 8.40. Aufschlusskizze des Typaufschlusses BK_31.	241
Abb. 8.41. Störungstypen im Bonanza King Pluton, a) Bruchhaft und Vererzt, b) Plastisch.	243
Abb. 8.42. Konturdiagramm der Polpunkte der Störungsflächen im Bonanza King Pluton.	243
Abb. 8.43. Schematisches NE-SW Profil durch den Bonanza King Körper.	244
Abb. 8.44. Aufgeschlossene Proportionen (Vol. %) der Serien im Tamarack Lake Pluton.	244
Abb. 8.45. Konturdiagramm der Polpunkte von A) Foliation im Mantelperidotit, B) Lineationen im Mantelperidotit, C) Foliation im S2 Gabbronorit, D) Lagenbau im S2 Gabbronorit, E) Orientierung der Doleritgänge, F) Kontakte der Phasen untereinander.	245
Abb. 8.46. Mantelperidotit-Xenolithe innerhalb von Serie 1 Pyroxenit.	246
Abb. 8.47. a) Mantelperidotit-Xenolithe in einer Matrix aus S2 Gabbronorit; b) Peridotit- und Pyroxenit-Xenolithe in einer Matrix aus S2 Gabbronorit.	247
Abb. 8.48. NW-SE Profil (maßstäblich) durch Tamarack Lake Körper.	248
Abb. 8.49. Schematisches Modell zur Bildung (a-d) eines xenolithischen Kontaktes zwischen Gabbro und Mantelperidotit.	252
Abb. 8.50. Schematisches Modell zur Platznahme der mafischen Serien im China Mountain Pluton.	253
Abb. 9.1. Variation der Magnesiumzahl im Olivin in Abhängigkeit des Gehaltes an NiO im Olivin.	257
Abb. 9.2. Klassifikationsschema für Ortho- und Klinopyroxene der Mantelperidotite, Wehrlite und Serie 1 Pyroxenite.	258
Abb. 9.3. Klassifikationsschema für Ortho- und Klinopyroxene des Metagabbros und den gabbroischen Gesteinen der Serien 1 bis 4.	260
Abb. 9.4. Mg# Klinopyroxenkerne vs. Gehalt an Cr ₂ O ₃ Klinopyroxenkerne.	261
Abb. 9.5. Mg# Klinopyroxene vs. Gehalt an TiO ₂ im Klinopyroxen.	262
Abb. 9.6. Al ₂ O ₃ Gehaltes Klinopyroxene vs. Mg#.	264
Abb. 9.7. Al ₂ O ₃ Gehalt Klinopyroxenen der Serie 3 vs. Gehalt (Vol. %) an Orthopyroxen.	265
Abb. 9.8. Kern-Rand Variationen im Gehalt von Cr ₂ O ₃ (links) und TiO ₂ (rechts) im Klinopyroxen.	266
Abb. 9.9. Vergleich Cr ₂ O ₃ vs. Mg# in Klinopyroxenen der Trinity Gabbros und ozeanischen Gabbros aus IODP/ODP Bohrungen.	268
Abb. 9.10. Vergleich Klinopyroxen Trinity Gabbros vs. ozeanischen Gabbros aus IODP/ODP Bohrungen. Links: TiO ₂ vs. Cr ₂ O ₃ ; Rechts: TiO ₂ vs. Na ₂ O.	269
Abb. 9.11. Orthopyroxene aller Lithologien, Oben: Mg# vs. Cr ₂ O ₃ ; Unten: Cr ₂ O ₃ vs. TiO ₂ .	270
Abb. 9.12. Kern-Rand Variationen in den Orthopyroxenen. Links: an Cr ₂ O ₃ ; Rechts: in TiO ₂ .	272
Abb. 9.13. Anorthitgehalt im Plagioklas vs. Mg# Klinopyroxen.	273
Abb. 9.14. Anorthitgehalt vs. Mg# in Klinopyroxenen der Trinity Gabbros und von oz. Gabbros aus IODP/ODP Bohrungen.	274
Abb. 9.15. Zusammensetzung der Amphibole aus allen Serien. Nomenklatur nach Leake (1978).	276
Abb. 9.16. Mg# Klinopyroxen vs. Mg# Amphibol.	277

Abb. 9.17. Spinell Zusammensetzung. Links: Mg# vs. die Cr#; Rechts: Cr# vs. TiO ₂ .	278
Abb. 9.18. Elementverteilungskarte für Chrom und Titan im Klinopyroxen TR_16 (S 1 Pyroxenit).	279
Abb. 9.19. Elementverteilungskarten für Klinopyroxene der Olivin-Gabbbronorite. A) Cr Anreicherung am Rand BK_31; B) Ti Anreicherung am Rand BK_31; C) Cr Anreicherung im Randbereich CM_312; D) Ti Anreicherung am Rand CM_312.	280
Abb. 9.20. Elementverteilungskarte im Plagioklas TR_29 (S3 Gabbbronorit). Links: Kalzium – Rechts: Natrium.	281
Abb. 10.1. Oxidvariationsdiagramme: A) Alkalien vs. SiO ₂ ; B) TiO ₂ vs. SiO ₂ ; C) Mg# vs. SiO ₂ ; D) Al ₂ O ₃ vs. SiO ₂ .	286
Abb. 10.2. FAM Diagramm der Dolerite.	287
Abb. 10.3. Oxidvariationsdiagramme: A) MgO vs. SiO ₂ ; B) CaO vs. SiO ₂ ; C) Al ₂ O ₃ vs. MgO; D) CaO vs. MgO.	288
Abb. 10.4. Oxidvariationsdiagramme: A) Na ₂ O vs. MgO; B) CaO vs. Mg#; C) log Cr vs. Mg#; D) Y vs. MgO.	289
Abb. 10.5. Vergleich der Gesamtgesteine Mg# mit der Mg# koexistierender Klinopyroxenkerne.	290
Abb. 10.6. Klassifikation der Trinity Dolerite im TAS Diagramm nach Le Bas et al. (1986).	291
Abb. 10.7. Klassifikation der Dolerite im K ₂ O vs. SiO ₂ Diagramm nach Le Maitre (1989).	293
Abb. 10.8. Oxidvariationsdiagramm der Trinity Proben: Al ₂ O ₃ vs. MgO (vergrößerter Ausschnitt aus 10.3.C).	294
Abb. 10.9A bis F: Oxidvariationsdiagramme für die Probentraverse in den Serie 3 Gabbbronoriten im Bear Creek Pluton.	297
Abb. 11.1. Seltene Erdgehalte (C1-norm.) der Wehrlite und Serie 1 Pyroxenite.	302
Abb. 11.2. Seltene Erdgehalte (C1-norm.) A) S1 Gabbro; B) S2 Gabbbronorit bis Amphibolgabbro; C) S3 Gabbbronorit; D) Plagiogranit; E) Metagabbro CM_301 und F) Olivin-Gabbbronorit BK_31.	303
Abb. 11.3. Spannbreite der Seltenen Erdgehalte (C1-normiert.) aller Serien.	304
Abb. 11.4. Seltene Erdgehalte (C1-norm.) der Dolerite.	306
Abb. 11.5. Elementkonzentrationen (N-MORB norm.) der Dolerite.	308
Abb. 11.6. Seltene Erdgehalte (C1-norm.) in den Klinopyroxenkerne der A) ultramafischen Lithologien, B) S2 Gabbros und C) Serie 3 und 4 Gabbros.	311
Abb. 11.7. Seltene Erdgehalte (C1-norm.) in Orthopyroxenen der A) ultramafischen Lithologien und B) Serie 3 und 4 Gabbros; im Plagioklas des C) Lherzolith und Serie 2 Gabbro und D) im Serie 3 und 4 Gabbbronorit.	313
Abb. 11.8. Seltene Erdgehalte (C1-norm.) in Amphibolen von A) S1 Pyroxenit, B) S1 Gabbro, C) S2 Gabbro und D) Serie 3 und 4 Gabbbronorit.	315
Abb. 11.9. Vergleich zwischen den gemessenen Gesamtgesteinskonzentrationen (C1-norm.) und den ausgehend von Mineralkonzentrationen berechneten Gesamtgesteinsgehalten für die Serie 3 Gabbbronorite A) CM_14 und B) CM_398.	318
Abb. 11.10. Eu/Eu* im Gesamtgestein vs. Mg# im Gesamtgestein.	321
Abb. 11.11. Vergleich der Seltenen Erdgehalte zwischen Dolerit CM_58C, BC_41 Px, den Klinopyroxen im Pyroxenit BC_41 und den Ergebnissen der Modellierung.	323
Abb. 11.12. A) Dolerite FMM-normiert, B) modellierte Schmelze für 11 % Aufschmelzgrad eines residuales Peridotits.	325
Abb. 11.13. Elementkonzentration der modellierten Schmelze für 11 % Aufschmelzgrad.	326
Abb. 11.14. Modellierte Elementkonzentrationen für die Schmelzen A) und die Kumulate B) die im Gleichgewicht mit den Schmelzen stehen, ausgehend vom Wehrlit TR_20 (C1-norm.).	328
Abb. 11.15. Modellierte Elementkonzentrationen für die Schmelzen A) und die Kumulate B) die im Gleichgewicht mit den Schmelzen stehen, ausgehend vom Klinopyroxen des BC_20 Wehrlit (C1-norm.).	328
Abb. 11.16. Elementkonzentrationen der Dolerite (N-MORB norm.) mit Basislinie für den primitivsten Dolerit.	334
Abb. 11.17. Schmelzgenese in einem Subduktionszonenenvironment.	335
Abb. 11.18. Elementkonzentrationen (N-MORB norm.) der Dolerite von Metcalf et al. (2000) mit Basislinie.	338
Abb. 11.19. Elementkonzentrationen (N-MORB norm.) der Dolerite von Willse (1999) mit Basislinie.	338
Abb. 11.20. Korrelation für die max. Anreicherungsfaktoren (SZK) der A) eigenen Dolerite und Metcalf sowie B) für die eigenen Daten und Willse.	339
Abb. 11.21. Vergleich der typischen Trinity Dolerite und des Dolerits BC_212 mit Doleriten aus SSZ-Environments. A-C) New Britain (Woodhead et al., 1998), D) Manus (Woodhead et al., 1998), E) Solomonen (Woodhead et al., 1998), F) Troodos (Zusammenstellung aus König et al., 2008) G-H) Marianen (Elliott et al., 1997).	340
Abb. 11.22. Elementkonzentrationen (N-MORB norm.) der New Britain Zone F und G Laven (Woodhead et al., 1998).	342
Abb. 11.23. Korrelation für die max. Anreicherungsfaktoren (SZK) der A) eigenen Dolerite und den New Britain Laven	

sowie B) für die gemittelten Trinity Daten und den New Britain Laven.	343
Abb. 11.24. Spurenelement Verhältnisplots zur Herausstellung der SZK, Datenquellen wie in Abb.11.21. A) Th/Yb vs. Nb/Yb, B) Th/Yb vs. Sr/Nd, C) La/Yb vs. Ba/La, D) Ba/Th vs. Th (ppm).	344
Abb. 12.1. Xenolithe von Mantelperidotit in Serie 1 Pyroxenit, Aufschluss TL_3, Tamarack Lake.	349
Abb. 12.2. Stark vereinfachte Schnittbeziehung zwischen den intrusiven Serien untereinander und zum Nebengestein.	349
Abb. 12.3. Stark schematisierter Aufbau eines typischen Trinity Plutons.	3450
Abb. 12.4. Konturdiagramm der Polpunkte von A) Foliation im Mantelperidotit, alle Massive einschl. der Kangaroo Lake Daten; B) Lineationen im Mantelperidotit, C) Foliation im Gabbro; D) Lagenbau im Gabbro, E) Orientierung der Dolerite, alle Massive.	352
Abb. 12.5. Mg# vs. Gehalt (wt%) an TiO ₂ im Cpx der Trinity Proben im Vergleich zu Cpx aus ozeanischen Kumulaten.	355
Abb. 12.6. MORB normiertes Diskriminierungsdiagramm für die LIL- und HFS- Elemente der Trinity Dolerite.	356
Abb. 12.7. MORB normiertes Diskriminierungsdiagramm für die LIL- und HFS- Elemente der Trinity Kumulate.	357
Abb. 12.8. Rückstreuerelektronenbild der Probe PA_2b (plagioklasführender Lherzolith).	358
Abb. 12.9. Kontakt zwischen Serie 2 Gabbronorit und Mantelperidotit im Kangaroo Lake Pluton.	359
Abb. 12.10. Rosendiagramm der Orientierung (Streichrichtung) der Doleritgänge, alle Massive; n=287.	362
Abb. 12.11. Histogramm für die Orientierung der Doleritgänge; n=287. Erläuterung im Text.	363
Abb. 12.12. Plot TiO ₂ (wt%) im Klinopyroxen vs. NiO (wt%) im Olivin in Duniten und Harzburgiten.	366
Abb. 12.13. Vergleich der REEs im Klinopyroxen BC_20 mit Klinopyroxenen aus dem Dunitprofil von Morgan et al., 2008.	367
Abb. 12.14. Modell für das tektonische Bildungssetting des Trinity Komplexes.	368
Abb. 12.15. Petrotektonisches Modell zur Platznahme der Trinity Serien.	370
Abb. 12.16. Scharfe intrusive Kontakte zwischen olivinführenden Serie 1 Pyroxenit und Dunit.	372
Abb. 12.17. Übersicht über die Lage der den Trinity Komplex umgebenden Terranes während seiner Genese.	374
Abb. 12.18. Vergleich der plutonischen Sektionen von ODP/IODP mit dem Trinity Komplex und dem Gakkel Ridge.	375
Abb. 12.19. Vergleich der Bildungssituation des Trinity mit der eines klassischen Ophioliths an einem ozeanischen Spreizungssystem.	377

Tab. 3.1. Altersdaten im Trinity Ophiolith.	19
Tab. 6.1. Gemittelte Modalgehalte der Mantelperidotite.	83
Tab. 6.2. Gemittelte Modalgehalte der neoproterozoischen Metagabbros.	97
Tab. 6.3. Gemittelte Modalgehalte für die MTZ-Gesteine.	107
Tab. 6.4. Gemittelte Modalgehalte für die Pyroxenite der Serie 1.	121
Tab. 6.5. Gemittelte Modalgehalte für die Gabbros der Serie 1.	130
Tab. 6.6. Gemittelter Modalgehalt der variabel texturierten Serie 2 Gabbronorite.	136
Tab. 6.7. Gemittelte Modalgehalte der Serie 2 Amphibolgabbros.	149
Tab. 6.8. Gemittelte Modalgehalte der Serie 3 Gabbronorite.	164
Tab. 7.1. Gemittelte Modalgehalte der Olivin-Gabbronorite.	197
Tab. 10.1. Haupt- und Spurenelemente der eigenen Dolerite im Vergleich zu N-MORB, Inselbogentholeiit (BTH), Boninit (BN) und Andesit (AMG). N-MORB, BTH, BN und AMG aus Juteau and Maury (1999).	292
Tab. 11.1. Spannbreite ausgesuchter Elementverhältnisse im Gesamtgestein (wobei N= C1-norm.).	302
Tab. 11.2. Spannbreite ausgesuchter Elementverhältnisse der beprobten Minerale (wobei N= C1-norm.).	310
Tab. 11.3. Bilanzierte Schmelze errechnet aus den Elementgehalten der aufgeschlossenen Proportionen der Lithologien und im Vergleich mit dem primitiven Dolerit CM_58C sowie den gemittelten Werten aus den 4 primitivsten eigenen Doleriten.	330
Tab. 11.4. Bilanzierte Schmelze errechnet aus den Elementgehalten aus den optimierten Proportionen der Lithologien anhand der Erhöhung des Doleritanteiles auf 36 %.	331
Tab. 11.5. Anreicherungs-faktoren der SZK für die eigenen Dolerite, die Dolerite aus Metcalf et al., 2000 und Willse, 1999.	337
Tab. 11.6. Anreicherungs-faktoren der SZK für die eigenen Dolerite, die gemittelten Faktoren der Trinity Daten (Mittelwerte aller Trinity Daten aus Tab. 11.6.) und die New Britain Zone F und G Laven (Woodhead et al., 1998).	342
Tab. 11.7. Elementverhältnisse der Trinity Dolerite und der Laven aus der Abbildung 11.21.	343
Tab. 12.1. Richtungsdaten für die Dolerite in allen Plutonen des Trinity Komplexes. Eigene und fremde Daten.	363

Abkürzungen:

a.: anno (Jahr)

A.I.: Alterationsindex

A: Ampere

Abb.: Abbildung

Agb: Amphibolgabbro (Serie 2)

amerikan.: amerikanisch

Amph: Amphibol

An: Anorthit / Anorthitgehalt im Plagioklas

Ba: Barium

BC: Bear Creek

Bgbn: gebänderter Gabbronorit (Serie 3)

BK: Bonanza King

BSE: Back Scattered Electron / Elektronen Rückstreubild

bzw: beziehungsweise

C1: Chondritnormiert nach Sun and McDonough (1989)

ca.: cirka

Calc: Kalkuliert

Ce: Cer

CM: China Mountain

cm: Zentimeter

cm²: Quadratzentimeter

Cpx: Klinopyroxen

Cr: Chrom

Cs: Caesium

D: Gesamtverteilungskoeffizient

Disk.: Diskussion

dm: Dezimeter

Du: Dunit

Dy: Dysprosium

Epi: Epidot

Er: Erbium

Eu/Eu*: Europium Anomalie definiert durch $Eu/Eu^* = E_{u_n} / [\sqrt{Sm_n * Gd_n}]$ n= Chondritnormiert

Eu: Europium

evtl.: eventuell

F: Kristallisationsgrad

FMM: Fertile MORB Mantle

ft: Längeneinheit feet / Fuß; Umrechnung Fuß zu Meter= Fuß x 0,3048

g: Gramm

Gb: Gabbro (Serie 1)

GBM: Grain Boundary Migration

Gbn: Gabbronorit (Serie 2)

Gd: Gadolinium

geol.: geologisch / geologische (z.B. Karte)

Gew.%: Gewichtsprozent

Hf: Hafnium

HFSE: High Field Strength Elements

HI: *Highly Incompatible* Elemente: Ti, Y, Yb
Ho: Holmium
HREE: Heavy Rare Earth Elements / Schwere Seltene Erden
Hz: Harzburgit
IODP: Integrated Ocean Drilling Program
J: Joule
K: Kalium
k: kilo
Kap.: Kapitel
kbar: Kilobar
Kd: Verteilungskoeffizient
KL: Kangaroo Lake
km: Kilometer
km²: Quadratkilometer
km³: Kubikkilometer
Konz.: Konzentration
l: Liter
L₁: Mineral-Streckungslineation
La: Lanthan
LAB: Lithosphären-Asthenosphären Grenze (Boundary)
Lh: Lherzolith
li.: Links
LILE: Large Ion Lithophile Elements
LPL: linear polarisiertes Licht
LREE: Light Rare Earth Elements / Leichte Seltene Erden
Lu: Lutetium
m: Meter
m²: Quadratmeter
m³: Kubikmeter
max.: Maximum
Mg#: Magnesiumzahl= $\text{mol Mg}^{2+} / (\text{mol Fe}^{2+} + \text{mol Mg}^{2+})$ bzw. $(\text{mol Mg}^{2+} / (\text{mol Fe}^{2+} + \text{mol Mg}^{2+})) * 100$
Mg: Magnesium
MI: *Moderately Incompatible* Elemente: Ca, Al, Ga, V, Sc
min.: Minimum
Min: Mineral
mm: Millimeter
Modal %: Modalprozent
mol: Stoffmenge (SI Einheit)
MOR: Mid Oceanic Ridge
MORB: Mid Oceanic Ridge Basalt / MORB normiert nach Sun and McDonough (1989)
MREE: Medium Rare Earth Elements / Mittlere Seltene Erden
MTZ: Mantel-Krusten Übergangszone
müNN: topografische Höhe in Meter über Normal Null
MW: Mittelwert
n=: Anzahl der Proben
Nb: Niob
Nd: Neodym
ODP: Ocean Drilling Program

OIB: Ocean Island Basalt
Ol+Oli: Olivin
Ol-Gbn: Olivin-Gabbbronorit
Opx: Orthopyroxen
Ox: Oxide
Pb: Blei
Plag: Plagioklas
ppm: parts per million $\mu\text{g/g}$
Pr: Praseodym
Px: Pyroxenit
Qz: Quarz
Rb: Rubidium
re.: Rechts
REE: Rare Earth Elements / Seltene Erd Elemente
S.: Seite
s.: siehe
So: Lagenbau / Bänderung (magmatisch)
Si: Foliation (magmatisch)
Sc: Scandium
Sm: Samarium
Sp: Spinell
Sr: Strontium
SSZ: Supra Subduction Zone
SSZ: Supra Subduction Zone
Stabw.: Standardabweichung
Std.: Standard
Sum: Summe
SZK: Subduktionszonenkomponente
Ta: Tantal
Tab.: Tabelle
Tb: Terbium
Th: Thorium
Ti: Titan
TL: Toad Lake
Tm: Thulium
TMF: Trapped Melt Fraction
Trondhj: Trondhjemit
U: Uran
V: Volt
Vgl.: Vergleiche
VHI: *Very Highly Incompatible* Elemente: Nb, Zr
Vol. %: Volumenprozent
Wh: Wehrlit
X_n: tiefgestelltes n zeigt Element X ist normiert
XPL: gekreuzte Polarisatoren
Y: Yttrium
Yb: Ytterbium
z.B.: zum Beispiel

z.T.: zum Teil

Zoi: Zoisit

Zr: Zirconium

%: Prozent

°C: Grad Celsius

µg: Mikrogramm

µm: Mikrometer

1 Einleitung

1.1 Einleitung

Modelle zur Bildung sowie über den Aufbau von ozeanischer Unterkruste sind in den letzten Jahrzehnten einem umfassenden Wandel unterworfen worden. Dies gilt insbesondere für Systeme mit langsamen Spreizungsraten von unter 3-4 cm/a („langsames Spreizen“). So wurde in den Modellen der 80er Jahre noch davon ausgegangen, in Anlehnung an die damalige Vorstellung zur Bildung Lagiger Intrusionen, dass ozeanische Gabbros Kristallisationsprodukte aus großen Magmenkammern repräsentieren (Cann, 1974; Casey and Karson, 1981). Diese Magmenkammern sollten in ihrer vertikalen Ausdehnung von etwa 4-5 km (vgl. Abb.1.1.) die gesamte ozeanische Unterkruste aufbauen, worauf ein etwa 1-2 km mächtiges teilerstarres vulkanisches Dach aufliegt was an der Rückenachse direkt aufgeschlossen ist (Casey and Karson, 1981; Pallister and Hopson, 1981). In diese Modelle flossen schon früh Beobachtungen aus den Ophiolithkomplexen mit ein.

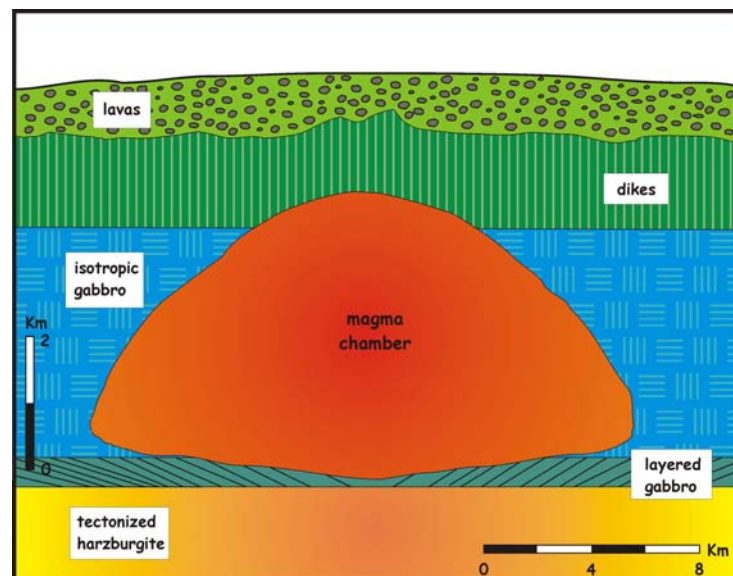


Abb. 1.1. Stark schematisierter Profilschnitt durch eine große Magmenkammer eines ozeanischen Spreizungsrückens nach Cann (1974), genutzt durch Pallister and Hopson (1981) als Modell einer Magmenkammer für den Oman Ophiolith.

Geophysikalische Untersuchungen in den Ozeanen fanden hingegen keinerlei Hinweise auf die Existenz einer Magmenkammer, obwohl eine Magmenansammlung einer solchen Ausdehnung seismisch gut nachzuweisen sein sollte. Aktuelle Modelle sehen nur an schnell spreizenden Rücken (Ostpazifik) eine etwa 50 bis maximal 200 m mächtige, zu jeder Zeit vorhandene („*steady state*“), Magmenlinse unterhalb der Gangschar (Sinton and Detrick, 1992; Vera et al., 1990). An der lithosphärischen Mantel-Krusten Übergangszone (MTZ) wird die Magmenlinse bei schnell spreizenden Systemen vermutlich durch weitere Magmenakkumulationen begleitet (Boudier et al., 1996; Nicolas et al., 1993). Unter langsam spreizenden Rücken hingegen lässt sich keine zu jeder Zeit vorhandene („*no steady state*“) Ansammlung von reinem Magma finden (Sinton and Detrick, 1992).

Als vereinfachtes Modell für den Aufbau der ozeanischen Lithosphäre bedient man sich auch aktuell noch gerne eines Vergleiches mit dem typischen Aufbau von Ophiolithen wie er im Jahre 1972 von den Teilnehmern der Penrose Konferenz definiert wurde (Participants, 1972). In dem Fall bildet Mantelgestein die Basis der typischen Ophiolithabfolge aus, überlagert von der Mantel-Krusten Übergangszone (im wesentlichen Mantelolivin und Kumulatphasen, oft mit einem tektonischen Lagenbau; Nicolas and Prinzhofer, 1983), einer 3-4 km mächtigen Gabbroabfolge und einem etwa 1-2 km mächtigen Komplex bestehend aus den Gangscharen („sheeted dikes“) und Laven (Participants, 1972).

Obwohl dieser Aufbau in einigen ozeanischen Lokationen wie z.B. durch Erkundungen mit dem Tauchboot entlang der Vema Bruchzone (Atlantik, Auzuende et al., 1989) weitestgehend bestätigt wurde, zeigen viele der langsam spreizenden Systeme z.B. im Atlantik (Bonatti et al., 2001; Cannat, 1993; Cannat et al., 1995; Cannat et al., 1997), in der Arktik (Jokat et al., 2003; Michael et al., 2003) und im Indik (Cannat et al., 2006) große Areale, dessen Ozeanboden peridotitisch oder gabbroisch ausgebildet ist. Laven finden sich dort nur sehr lokal. Diese Erkenntnisse führten zu dem alternativen Bild des heterogenen ozeanischen Krustenaufbaus mit gabbroiden Intrusionen innerhalb einer lithosphärischen (Mantel-) Umgebung (Abb.1.2.; Cannat, 1993; Cannat et al., 2006; Ildefonse et al., 2007). Die Ergebnisse aus den ODP/IODP Legs 103 (Iberia Margin), 153 (Kane Transform, Nordatlantik) und 209 (15° N, Atlantik) in denen kleinere Gabbrokörper in einer Umgebung aus Mantelperidotit durchteuft wurden, bekräftigten das Modell einer heterogenen ozeanischen Kruste. Solch ein Krustenaufbau mit diskreten Gabbrokörpern in einer Umgebung aus Peridotit wurde schon früh aus den alpinen und zirkumpazifischen Ophiolithen beschrieben (Le Sueur et al., 1984; Cannat and Lecuyer, 1991; Lemoine et al., 1987) was allerdings erst viel später zusammen mit den Ergebnissen aus den Bohrungen in der ozeanischen Kruste zu einem Umdenken in den bisherigen Modellen führte.

Einige wichtige Fragen, die bis heute noch weitgehend ungeklärt sind, beziehen sich auf die Ursache des heterogenen Krustenaufbaus: Kann eine solche Kruste auf ein verringertes Magmenangebot zurückgeführt werden? Oder sind die Schmelzanteile mit denen von schnell spreizenden Systemen identisch, werden aber über eine deutlich mächtigere Lithosphäre (z.B. 15 km gegenüber 5 km) verteilt? In der Lithosphäre können die Schmelzanteile als dispers verteilte Schmelzimprägungen vorliegen (Dick et al., 1989; Dijkstra et al., 2001; Piccardo et al., 2007), oder diskrete Gabbrokörper ausbilden (Kelemen et al., 2003). Verfolgt man den Ansatz eines verringerten Schmelzanteils als eine mögliche Ursache der heterogenen Kruste, muss auch hierbei

hinterfragt werden, ob dieser auf einen a priori anomal verarmten Mantel (Bedard, 2000; Harvey et al., 2006; Liu et al., 2008) oder auf geringe Aufschmelzgrade (Reid and Jackson, 1981) zurückzuführen ist.

Im selben Maße wie sich das Bild vom Aufbau der ozeanischen Kruste veränderte, kamen parallel neue Modelle über die Herkunft der Ophiolithe auf. Die generellen Aussagen von Dewey and Bird (1971) zusammen mit den geochemischen Arbeiten von Miyashiro (1973; 1975)

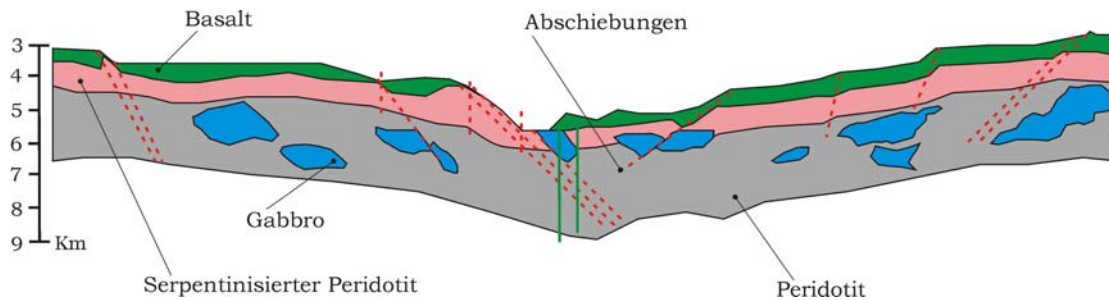


Abb. 1.2. Geologisches Profil durch den Mittelatlantischen Rücken bei 15°30'N (Cannat et al., 2006). In diesem Krustenmodell treten isolierte Gabbrokörper (blau) in einer Mantelumgebung (grau) auf und besitzen eine Größe von 1-2 km. Eine dünne Basaltlage (grün) bedeckt den Meeresboden.

an Gesteinen des Troodos Ophioliths (Zypern) ebneten den Weg für eine neues Verständnis zur Ophiolithgenese. Vor allem die oben erwähnten geochemischen Arbeiten von Miyashiro (1973; 1975) und von Pearce and Cann (1971; 1973) machten verständlich, dass ein genereller Mittelozeanischer Rücken (kurz MOR) Ursprung von Ophiolithen nicht zutreffend ist, da viele der Ophiolithkomplexe eindeutig eine geochemische Affinität von Inselbogensystemen aufwiesen. Nach heutigem Kenntnisstand lassen sich die Ophiolithe hinsichtlich ihrer Herkunft vereinfacht in zwei Typen untergliedern, den MOR-Typ und den an Subduktionszonen/Inselbögen gebildeten Typus (Dilek and Furnes, 2011; Pearce, 2003). Für den letzteren Typus hat sich der Begriff „*Supra Subduction Zone*“ Ophiolith (kurz SSZ) etabliert, da der Begriff zum einen viele Bildungsmöglichkeiten in einem konvergenten System umfasst (z.B. Fore Arc, Back Arc) einschließlich mehrerer Prozesse zur Subduktionsinitiierung und zum anderen das Setting besser umschreibt, da nicht jeder Ophiolithkomplex einen dazugehörigen Inselbogen besitzt (Pearce, 2003).

Ein weiterer wichtiger Aspekt, der sowohl die ozeanische Kruste und damit einhergehend auch den Ophiolithaufbau betrifft, ist die Platznahme und Organisation der Schmelzen in der Lithosphäre. Erfolgt die Platznahme in einem oder in mehreren Schüben? Erfolgt die Differentiation der Schmelze klassisch durch vertikale Fraktionierung innerhalb eines großen Schmelzbatches, oder von außen nach innen wie im Skaergard Pluton (McBirney, 1996)?

Oder werden die geochemischen Merkmale der Gabbros während einer späten Schmelzperkolation einer interstitiellen Schmelze durch ein Kristall-Schmelze Gerüst angelegt (Coogan et al., 2000; Dick et al., 2000; Natland and Dick, 2001), möglicherweise noch in Kombination mit duktilen Deformationsprozessen (Natland and Dick, 2001). Eine solche intergranulare Schmelzmigration würde zu diffusen internen Gabbrokontakten führen wie sie vom Hole 735B und Hole 1309D zum Teil beschrieben werden (Dick et al., 2000; Natland and Dick, 2001). Die beiden erwähnten Bohrungen stellen mit 1500 m respektive 1400 m Teufe die einzig tiefen Gabbrobohrungen dar, jedoch zeigen die Profile keinerlei scharfe laterale wie auch vertikale Kontakte. Hingegen besitzen sie im 100 bis 500 m Bereich sichtbare Fraktionierungstrends. Hieraus wurde ein Modell abgeleitet, welches gestapelte, im 100-500 m Bereich liegende Zyklen postuliert, das sogenannte „*magmatic underplating*“ (Coogan et al., 2000; Dick et al., 2000). Diese Zyklen sind zum Teil durch schmelzimpregnirte, reliktsche Mantellagen voneinander getrennt (Suhr et al., 2008). Auch wirkt die ozeanische Unterkruste als reaktiver Filter, der die perkolierenden Schmelzen in Bezug auf ihre Zusammensetzung zum Teil drastisch während ihres Aufstieges modifizieren kann (Bedard et al., 2000).

Aufgrund der fehlenden internen lithologischen Kontakte in den ODP/IODP Kernen bleibt die Größe und Form der Intrusionen hypothetisch. Allerdings scheint die Rate des Magmenflusses (entspricht der Spreizungsrate) eine Schlüsselrolle zu spielen (Coogan, 2007). Wie sehen nun solche Intrusionen aus? Bildet sich bei einem hohen Magmenfluss eine große dauerhafte Magmenlinse aus, worin die Gabbros fraktionieren und unter viskosen Bedingungen nach unten und außen fließen, um den durch Spreizung der Lithosphäre geschaffenen Platz zu schaffen (Quick and Denlinger, 1993)? Oder kristallisiert die Schmelze in situ und baut die ozeanische Kruste aus einzelnen Lagergängen auf (Boudier et al., 1996; Kelemen et al., 1997)? Ein völlig anderes Bild sollte sich bei langsamen Spreizungsraten, also bei Systemen mit einem geringem Magmenfluss ergeben. Sammeln sich kleine Magmablasen an der rheologischen bruchhaft-duktil Grenze und bilden viele kleine Gabbroester aus (Nisbet and Fowler, 1978)? Oder bilden die Schmelzen in solch relativ kalten Systemen diskrete Gabbrokörper in verschiedensten Tiefen der Kruste aus (Cannat, 1993)? Weiterhin unbeantwortet bleibt auch die Frage nach der Form und dem internen Aufbau dieser Körper.

1.2 Ziele der Studie

Im Trinity Komplex im Norden von Kalifornien (USA) finden sich in einer Umgebung aus Mantelperidotit etwa ein Dutzend isoliert liegende gabbroide Intrusionen. Somit scheint der

Aufbau des Trinity Komplex den neueren Modellen zum Aufbau heterogener ozeanischer Lithosphäre bei langsamen Spreizungsraten bzw. geringer Magmenzufuhr zu entsprechen. Aus diesem Grund und trotz seiner Herkunft als SSZ Ophiolith (Wallin and Metcalf, 1998), stellt er vermutlich das beste an-Land Analog für das heterogene Krustenmodell dar und somit ein ideales Umfeld um den Aufbau von ozeanischen Gabbrokörpern zu studieren.

Ziel des DFG Projektes *PA 346/41-1/2* ist es, das Verständnis der Unterkrustenbildung bei langsamen Spreizungsraten durch Arbeiten im Trinity Ophiolith zu erweitern insbesondere hinsichtlich der Platznahme, dem Aufbau (km-Maßstab) und der Organisation solch (heterogener) Intrusionen innerhalb einer Umgebung aus Mantelperidotit. Außerdem soll untersucht werden im welchem Maße sich in einem solchen System eine hydrothermale Zirkulation entwickelt und wie viel tektonische Dehnung damit assoziiert ist. Weiterhin sollen die Ergebnisse dazu dienen, die aus ODP/IODP Bohrungen erhaltenen Proben ozeanischer Kruste besser einer Position innerhalb eines plutonischen Körpers zuordnen zu können.

2 Regionale Geologie

2.1 Die Klamath Mountains

Der Trinity Komplex liegt im Westen der Vereinigten Staaten von Amerika, im Nordwesten des Bundesstaates Kalifornien wenige zehner Kilometer südlich seiner Grenze zu Oregon. Strukturell ist er ein Teil des „*Eastern Klamath Belt bzw. Eastern Klamath Terranes*“ kurz EKT, das den Nukleus der Klamath Mountains bildet, die sich vom Südwesten Oregons bis in den Nordwesten von Kalifornien erstrecken (Abb.2.1.). Die Klamath Mountains sind wiederum nur ein kleiner Teil einer umfassenden Ansammlung von Terranen, die ausgehend von Mexiko im Süden bis nach Alaska im Norden, die Westküste Amerikas aufbauen (Irwin, 1997).

Aufgebaut werden die Klamath Mountains von einer Serie akkretionierter, allochthoner ozeanischer Terranes, bestehend aus ozeanischer Lithosphäre, vulkanischen und vulkanoklastischen Inselbogengesteinen, Sedimenten und Melangeeinheiten (Irwin, 1997). Das Alter der Gesteine reicht vom Proterozoikum (Neoproterozoikum) bis in das obere Mesozoikum (Obere Kreide) (Irwin, 1997; Irwin and Wooden, 1999; Lindsley-Griffin et al., 2006). Die Klamath Mountains können vereinfacht in vier lithotektonische Provinzen („*Belts*“) unterteilt werden, die von Ost nach West in ihrem Alter abnehmen (Abb.2.1.; Irwin, 1960). Jede dieser Provinzen wird wiederum aus einer Vielzahl an tektonischen Mikrofragmenten (Terranes) ozeanischen Ursprungs aufgebaut (Irwin and Wooden, 1999). Von Ost nach West werden die Provinzen unterteilt in den 1) *Eastern Klamath Belt bzw. Terrane*, 2) den *Central Metamorphic Belt*, 3) den *Western Paleozoic and Triassic Belt* und 4) den *Western Jurassic Belt* bzw. das *Western Klamath Terrane* (Irwin, 1960; Irwin, 1997). Diese vier ostwärts einfallenden Blöcke sind alle durch ostwärts einfallende Überschiebungen (Abb.2.2.) paläozoischen bis jurassischen Alters voneinander getrennt (Davis et al., 1980; Irwin, 1960). Alle diese Terranes stellen möglicherweise Reste von an intraozeanischen Subduktionszonen gekoppelte Inselbogensystemen dar, die sich während des Paläozoikums und Mesozoikums weit im Westen des damaligen nordamerikanischen Festlandes bildeten (Davis et al., 1980; Hacker and Peacock, 1990; Irwin, 1997; Irwin and Wooden, 1999). Seit dem Devon erfuhren die Klamath Mountains ein kontinuierliche Rotation im Uhrzeigersinn um etwa 110 Grad (Irwin and Wooden, 1999; Mankinen et al., 2002).

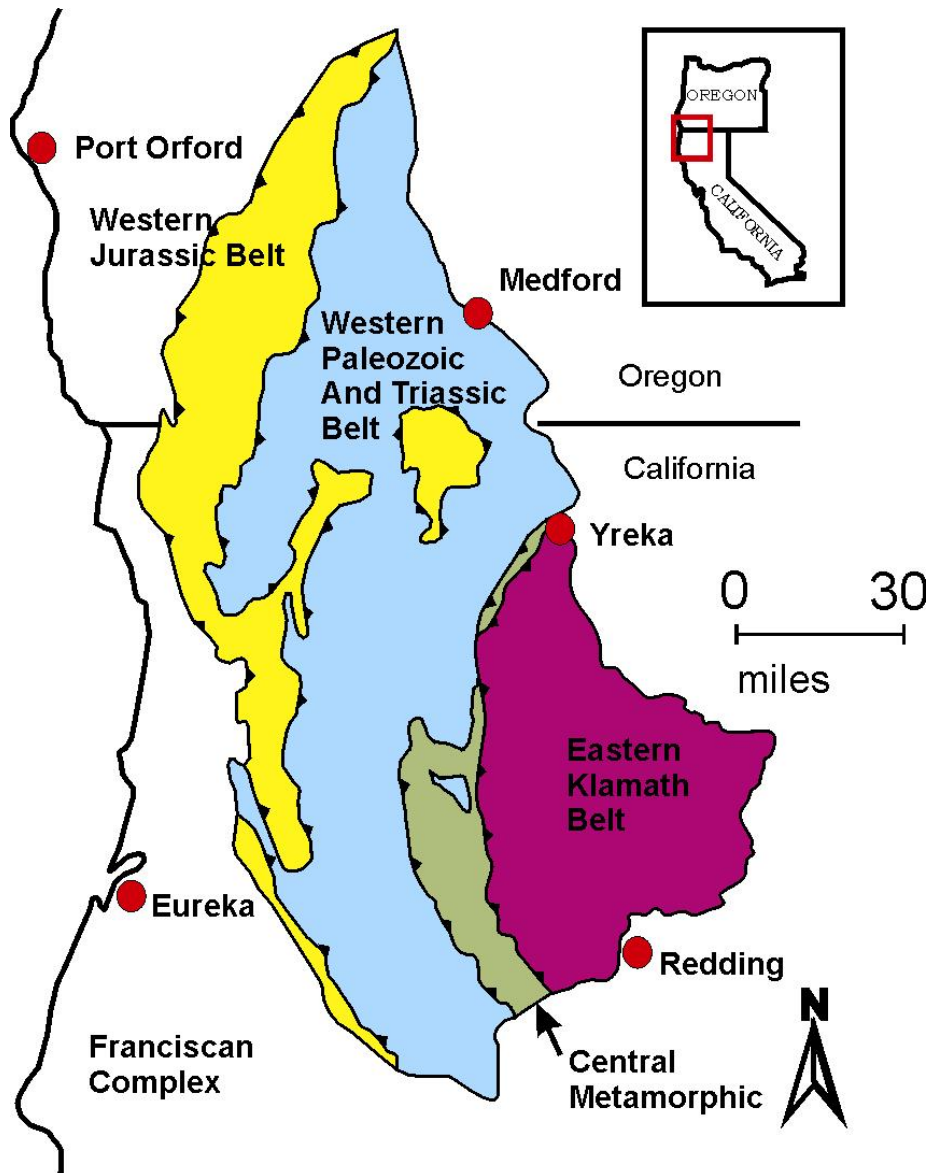


Abb. 2.1. Übersichtskarte der Klamath Mountains und dem westlich angrenzenden Franciscan Complex. Verändert nach Irwin (1960).

Das Eastern Klamath Terrane (EKT) kann von Nord nach Süd in das Yreka-, Trinity- und Redding Subterrane untergliedert werden (Irwin, 1997). Diese drei Subterrane bilden zusammen den ältesten Teil und das Rückgrad der Klamath Mountains. Ihr Aufbau wird im folgenden Kapitel (2.2) detailliert beschrieben. Die mit etwa 45 Grad nach Osten einfallende Trinity Überschiebung trennt das EKT von dem im Westen liegenden Central Metamorphic Belt (Davis et al., 1980).

Der an das EKT anschließende Central Metamorphic Belt, kurz CMB, (Abb.2.1.) wird von Metabasiten und Metavulkanoklastika aufgebaut. Er stellt die Reste einer nach Osten einfallenden Unterplatte dar, die im Zuge einer Konvergenzphase im Devon unter das EKT subduziert wurde (Peacock, 1987; Peacock and Norris, 1989). Der Central Metamorphic Belt setzt sich unter dem Trinity Subterrane in östlicher Richtung weiter fort. Er lässt sich dort geophysikalisch etwa 100 km weit in östlicher Richtung nachweisen (Fuis et al., 1987; Zucca et al., 1986). Klippen des Eastern Klamath Terranes finden sich an drei Lokationen innerhalb des Central Metamorphic Belts.

Die Gesteine des CMB haben im Westen nahe der Trinity Störung eine amphibolitfazielle Überprägung erfahren die in Richtung Osten auf ein grünschieferfazielles Niveau abnimmt. Die Metabasite besitzen ein Alter von 390 bis 399 Ma. (Hotz, 1977) und die Metaklastika ein Alter von 380 Ma. (Lanphere et al., 1968). Aufgrund ihrer Lithologie und ihres gleichen Alters korrelieren die Gesteine des CMB gut mit den Vulkaniten und Vulkanoklastika des Redding Subterrane (Kap.2.2.3). Von dem im Westen anschließenden Western Paläozoic and Triassic Belt wird der CMB durch die Siskiyou Überschiebung getrennt.

Der Western Paleozoic and Triassic Belt wird ebenfalls aufgebaut aus Vulkaniten,

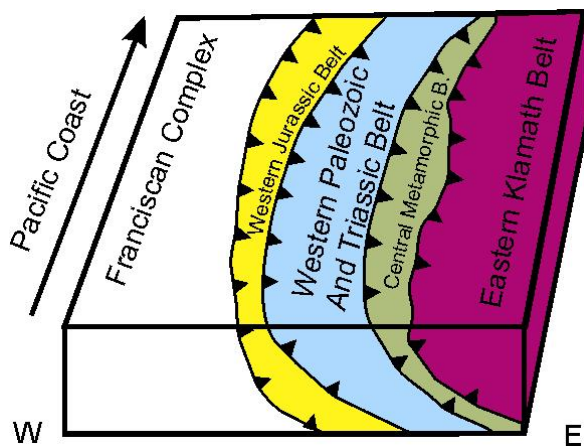


Abb. 2.2. Geologischer West-Ost Profilschnitt durch die Bauelemente der Klamath Mountains, basierend auf der Karte in Abb.2.1. Verändert nach Irwin (1960).

Vulkanoklastika aber auch von Sedimenten und Bruchstücken ozeanischer Lithosphäre mit einem Alter von 265-310 Ma. (Irwin and Wooden, 1999). Intern zeigt er einen sehr komplexen Aufbau aus einer Vielzahl an kleineren Terranes. So wird sein Nordteil von dem May Creek und dem Condrey Mountain Terrane aufgebaut, den Zentralbereich bildet das Fort Jones Terrane und der Südteil wird von Ost nach West von dem North Fork-, Hayfork- und Rattlesnake Creek Terrane aufgebaut (Irwin, 1997). Einige der Terranes, wie zum Beispiel das an

den CMB grenzende Fort Jones Terrane, zeigen lokal eine blauschieferfazielle Überprägung ihrer Gesteine.

Weiter im Westen, von der östlichen Provinz u.a. durch die Bear Wallow Störung getrennt, liegt der Western Jurassic Belt bzw. das Western Klamath Terrane. Intern kann er in das Rogue Valley-, Smith River-, Briggs Creek- und das Dry Butte Subterrane und in das Condrey Mountain Terrane untergliedert werden. Der Großteil der Provinz wird von ultramafischen Gesteinen aufgebaut, zu der auch der Oberjurassische (~160 Ma., Harper, 2003) Josephine Ophiolith gehört. Überdeckt wird der ultramafische Körper von Vulkaniten und Vulkanoklastika der Galice- und Rogue Formation.

Im Westen werden die Klamath Mountains durch die South Fork Störung von dem jurassisch-kreidezeitlichen, akkretionären Franciscan Complex und von Teilen des angrenzenden Coast Range Komplex getrennt. Im Osten und Südosten werden sie von kretazischen und tertiären Formationen überlagert.

Die Klamath Mountains zeichnen anhand ihres strukturellen Aufbaues eine Vielzahl an alternierenden akkretionären und extensionellen Phasen seit dem frühen Paläozoikum auf. Mit Ausnahme der Verschmelzung des Eastern Klamath Terranes mit dem Central Metamorphic Belt im

Verlauf des Devon (Abb.2.3.), deren Ursache Speed and Sleep (1982) im Zusammenhang mit der Antler Orogenese (Acadische Phase) vermuten, kann die Akkretion der restlichen lithotektonischen Provinzen (Abb.2.4. und 2.5.) als eine Serie von jurassischen bis kreidezeitlichen Events angesehen werden, deren Ursache in dem Westdrift der Nordamerikanischen Platte liegt, respektive dem Ostdrift der weiter im Westen liegenden Terranes (Alt and Hyndman, 2004; Irwin, 1997; Irwin and Wooden, 1999). Der Zeitpunkt der Akkretion der Klamath Mountains an die kontinentale nordamerikanische Platte kann nicht sicher bestimmt werden (Irwin, 1997). Ebenfalls ist unklar, ob das EKT vor der Akkretion mit den anderen Provinzen an Nordamerika akkretionierte, oder ob es in einer ozeanischen Umgebung erst mit den anderen Provinzen verschmolz und dann als zusammengesetzter Körper mit Nordamerika kollidierte (Irwin and Wooden, 1999). Paläomagnetischen Daten geben allerdings indirekte Hinweise auf eine Akkretion der Klamath Mountains als zusammengesetzter

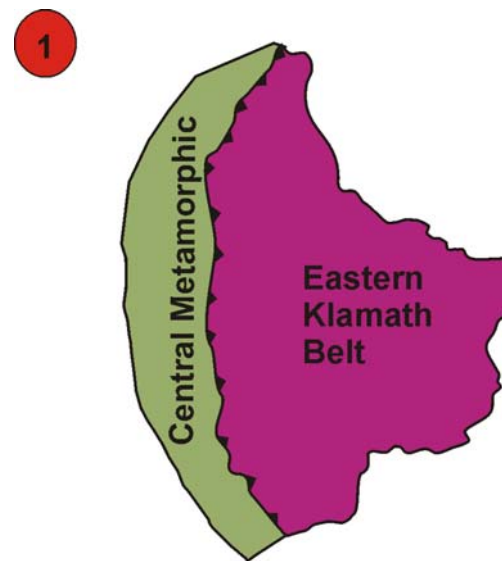


Abb. 2.3. Kollision zwischen dem EKT und dem CMB an der Grenze Silur-Devon weit im Westen des nordamerikanischen Kontinentalrandes; verändert nach Irwin and Wooden (1999).

Körper (Abb.2.5.) mit dem kontinentalen Nordamerika während der frühen Kreide (Irwin, 1997; Irwin and Mankinen, 1998; Irwin and Wooden, 1999).

In der südlich der Klamath Mountains gelegenen Sierra Nevada finden sich vergleichbare

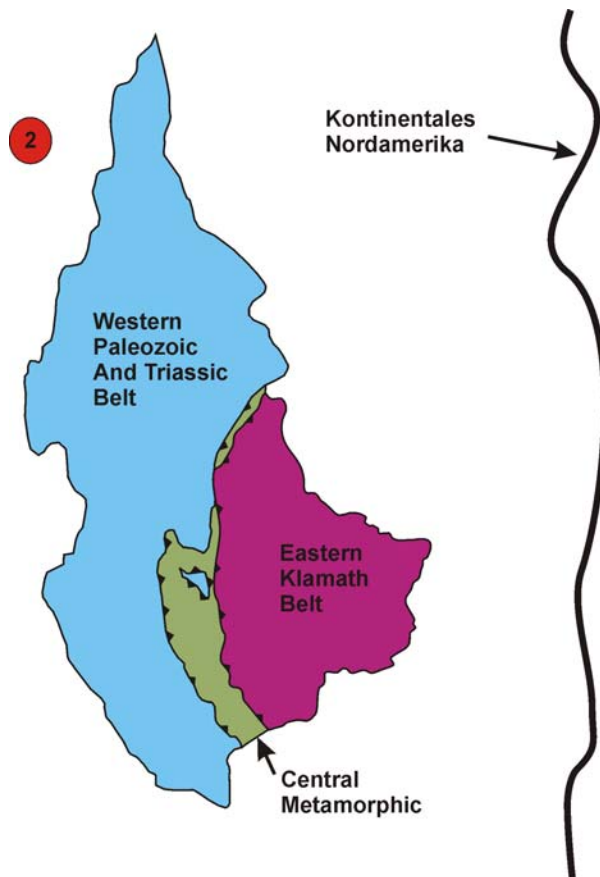


Abb. 2.4. Kollision zwischen dem WPAT Belt und dem CMB im Verlauf der Perm-Trias Grenze bis in den Oberen Jura im Westen des nordamerikanischen Kontinentalrandes; verändert nach Irwin and Wooden (1999).

Provinzen, deren Gesteine sowohl lithologisch wie auch in ihrem Alter mit den Gesteinen aus den Klamath Mountains korrelieren (Alt and Hyndman, 2000; Irwin, 2003). Diese Gesteine geben eindeutige Hinweise auf eine Verbindung zwischen den Klamath Mountains und dem nördlichen Teil der Sierra Nevada zu früheren Zeiten (Irwin, 2003). So korrelieren zum Beispiel sowohl lithologisch, wie auch in ihrem Alter, die Gesteine des Shoo Fly Complexes der nördlichen Sierra mit den Gesteinen des Eastern Klamath Terranes und die Gesteine des Calaveras Complexes mit denen des Western Paleozoic and Triassic Belt (Alt and Hyndman, 2000; Irwin, 2003). Ebenso lassen sich die Gesteine des Western Jurassic Belts (Western Klamath Terrane) mit dem westlich der Melones

Fault Zone liegenden Western Jurassic Terrane der Sierra korrelieren (Alt and Hyndman, 2000; Irwin, 2003). Aufgrund dieser Übereinstimmungen können die Klamath Mountains als abgetrennter nördlicher Teil der heutigen Sierra Nevada interpretiert werden (Alt and Hyndman, 2000). Die Trennung erfolgte zeitlich in der unteren Kreide vor etwa 100 Ma. (Alt and Hyndman, 2004) durch einen circa 90 Kilometer weiten Westdrift der Klamath Mountains. Ausgelöst wurde der Westdrift durch die Bildung eines kleinen ozeanischen Rücken im Osten des Klamath Blockes, wobei sich eine Transformstörung zwischen dem südlichen Klamath Block und der nördlichen Sierra, sowie eine weitere sich im Norden des Klamath Blockes entwickelte und den Rücken mit der aktiven Subduktionszone weiter im Westen verband (Alt and Hyndman, 2004). Die Sedimentfüllung dieses schmalen „Modoc Beckens“ zwischen dem kontinentalen Nordamerika

und dem Pazifik im Westen findet sich in der Hornbrook Formation, die gleichzeitig durch ihre Fossilien die Existenz dieses kleinräumigen Flachmeeres anzeigt (Alt and Hyndman, 2000; 2004). Die Bildung des Rückens steht im direkten Zusammenhang mit der Verlagerung der aktiven Subduktionszone vom Sierra System zum Franciscan System weiter im Westen (Alt and Hyndman, 2000; 2004).

2.2 Das „Eastern Klamath Terrane“

2.2.1 Das Yreka Subterrane

Das Yreka Subterrane bildet mit einer Fläche von etwa 700 km² den Norden und Nordwesten des Eastern Klamath Terranes (Abb.2.6). Aufgebaut wird das Subterrane aus einer Vielzahl an gestapelten und lokal intern gestörten Decken, die von marinen Sedimenten und vulkanoklastischen Metasedimenten gebildet werden. Potter et al. (1977) und Hacker and Peacock (1990) interpretieren den Großteil des Yreka Subterranes als Überreste eines paläozoischen Akkretionskeiles.

Im äußersten Nordosten des Yreka Subterranes finden sich mit der separaten Decke des „*Antelope Mountain Quartzite*“ die ältesten Gesteine der Klamath Mountains (Lindsley-Griffin et al., 2006). In dem zumeist aus Sand- und Siltsteinen bestehenden „*Antelope Mountain Quartzite*“ finden sich Faunenelemente von „*Cyclomedusa*“, die der Ediakara Fauna entstammen (Lindsley-Griffin et al., 2006). Das Alter der Vendischen Bionta wird mit 640-575 Ma. (Vendium) angegeben (Lindsley-Griffin et al., 2006). Detritische Zirkone im „*Antelope Mountain Quartzite*“ bestätigen dieses Alter. Vermutlich stammen

die Zirkone vom Superkontinent Rodinia der im Laufe des Proterozoikums in Einzelsegmente zerbrach (Mankinen et al., 2002; Metcalf et al., 2000; Wallin et al., 1988).

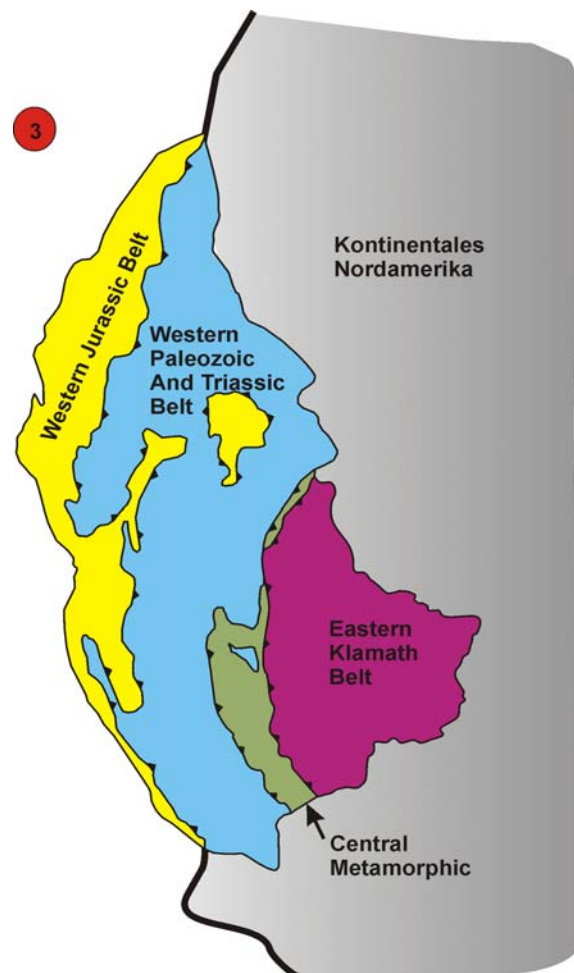


Abb. 2.5. Kollision zwischen dem WJ Belt und dem WPAT Belt an der Grenze Jura-Kreide und anschließende Angliederung an das kontinentale Nordamerika in der Oberkreide; verändert nach Irwin and Wooden (1999).

Weiterhin wird das Subterrane von drei Turbiditeinheiten, der silurisch-devonischen Moffet Creek Formation, der Duzel Phyllite and Sissel Gulch Graywacke und der unterdevonischen Gazelle Formation aufgebaut (Lindsley-Griffin, 1994; Lindsley-Griffin et al., 2006). Neben den Turbiditen kommen mehrere strukturell und lithologisch unterschiedliche Melangeeinheiten hinzu, wie beispielsweise der „*Gregg Ranch Complex*“ kurz GRC (Kap.5.2). In den Melangeeinheiten finden sich Riffkalkblöcke (Abb.5.1.), deren Fossilinhalte ein ordovizisch bis unterdevonisches Alter anzeigen, sowie auf einen flachmarinen Ursprung als mögliche Atollriffe in der Nähe von ozeanischen Inseln hinweisen (Lindsley-Griffin, 1991; 1994).

Detritische Zirkone mit spät-Silurischen U-Pb Altern (420-410 Ma.) in Kombination mit devonischen Metamorphosealtern (389 Ma., hbl-K-Ar, Cashman, 1980) in den basalen Sedimenten geben Hinweise auf den Ursprung der Sedimentation im Hangenden einer intraozeanischen Konvergenzzone (Hacker and Peacock, 1990; Lindsley-Griffin et al., 2006). Die Quelle des Detritus wird von Hotz (1977) und von Wallin et al. (1988) in dem naheliegendem Trinity Subterrane vermutet. Beide Subterrane kollidierten im Laufe des Unterdevon an einer Konvergenzzone, dabei wurde das Yreka Subterrane über das Trinity Subterrane geschoben (Lindsley-Griffin, 1994). Der Kontakt zwischen beiden Subterrane wird lokal durch eine dünne Lage des „*Gregg Ranch Complex*“ markiert (Kap.5.2).

Beide Subterrane sind durch postkollisionale basaltische Gangschwärme und auflagernde Lavafloes aus dem Mitteldevon zusammengeschweißt (Lindsley-Griffin, 1991; 1994; Wallin et al., 1991).

2.2.2 Das Trinity Subterrane

Das Trinity Subterrane baut mit einer Fläche von etwa 2800 km² den Zentralteil sowie das Basement des Eastern Klamath Terranes auf (Abb.2.6.). Das Subterrane stellt einen polygenetischen ultramafisch-mafischen Komplex dar, der während einer 180 Ma. anhaltenden Phase, ausgehend vom späten Neoproterozoikum-, bis in das Devon gebildet wurde (Jacobsen et al., 1984; Wallin et al., 1988; 1995). In ihm finden sich die ältesten ozeanischen Lithosphärenbruchstücke der Klamath Mountains (Irwin, 1997; Wallin et al., 1988).

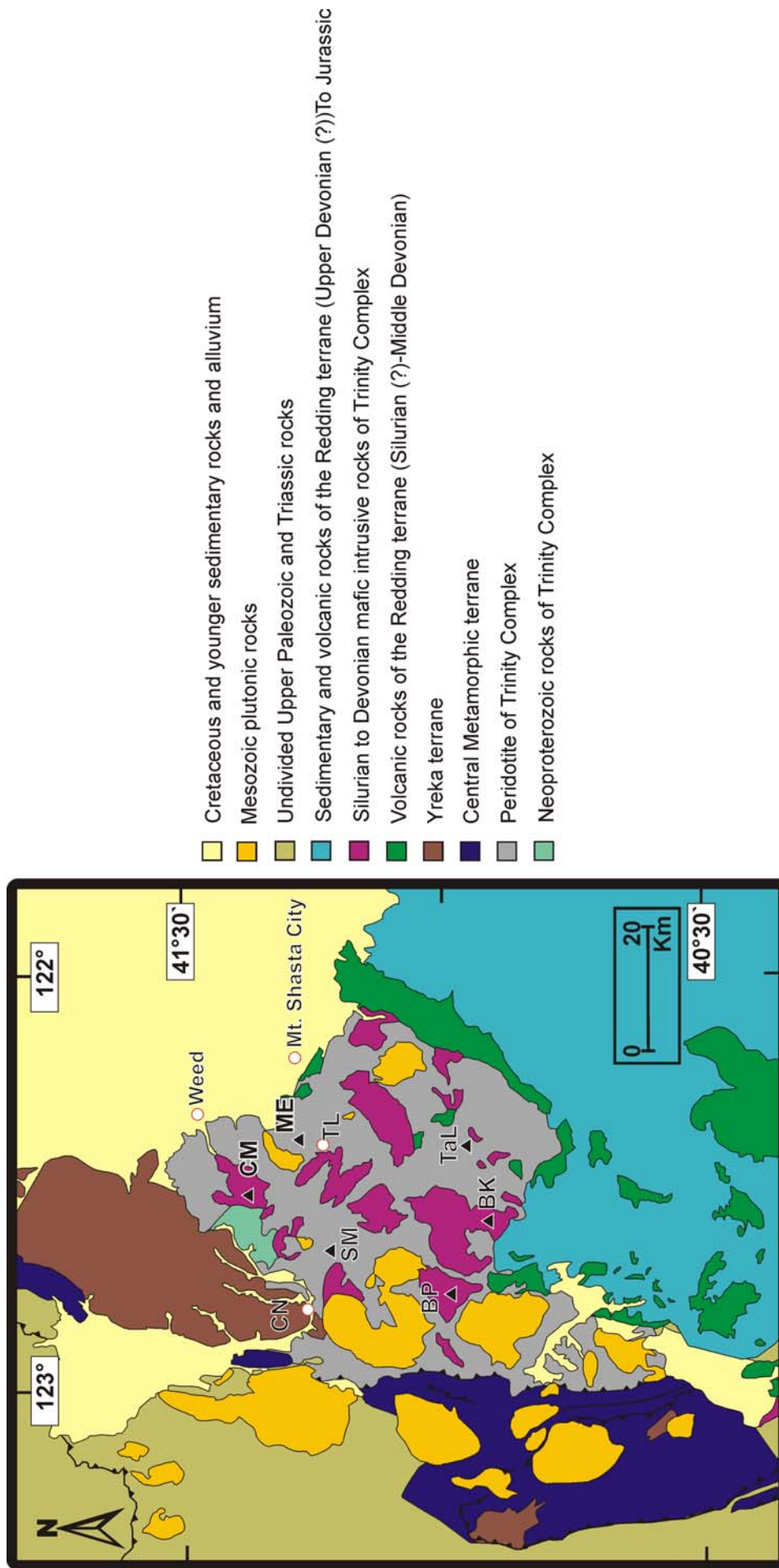


Abb. 2.6. Geologische Karte des Trinity Komplexes und seiner angrenzenden Terranes. Abkürzungen: BK: Bonanza King; BP: Billy's Peak; CM: China Mountain; CN: Callahan; ME: Mount Eddy; SM: Scott Mountain; TaL: Tamarack Lake; TL: Toad Lake. Verändert nach Boudier et al. (1989) und Lindsley-Griffin (1994).

Basierend auf geophysikalischen Messungen kann der gesamte Trinity Komplex als 4-8 km mächtiger, leicht nach Osten hin einfallender dichter Körper angesehen werden (Fuis et al., 1987; Griscom, 1977; LaFehr, 1966). Der Komplex lässt sich geophysikalisch etwa 25 km weit nach Norden unter das Yreka und etwa 25 km weiter südöstlich unter das Redding Subterrane verfolgen (Blakely et al., 1985; Griscom, 1977). Im Osten setzt sich der ultramafische Block bis etwa 10 km östlich des Mount Shasta fort (Blakely et al., 1985).

Das Subterrane wird von drei lithologischen Hauptbaueinheiten (Abb.2.6.) aufgebaut: 1) Mantelperidotit, 2) eine mafische vulkano-plutonische Suite aus dem Neoproterozoikum und 3) aus silurisch-devonischen mafischen intrusiven Körpern (Boudier et al., 1989; Lindsley-Griffin, 1994; Quick, 1981a/b; Wallin et al., 1988).

Aufgebaut wird der Mantel des Trinity Komplexes von Harzburgit, Lherzolith und Dunit, untergeordnet finden sich auch plagioklasführende Harzburgite und Lherzolithe (Quick, 1981a/b; Le Sueur et al., 1984; Boudier et al., 1989). Die Peridotite haben eine hochtemperierte (asthenosphärisch) Deformation erfahren und variieren zwischen nahezu unalterierten bis hin zu komplett serpentinisierten Partien (Boudier et al., 1989; Peacock, 1987; Quick, 1981). Jacobsen et al. (1984) erlangten durch Studien an einem plagioklasführenden Peridotit zu einer 472 ± 32 Ma. Sm-Nd Isochrone. Sie interpretieren das Alter als den Zeitpunkt der Platznahme des Peridotites innerhalb der Lithosphäre. Lindsley-Griffin (1991; 1994) unterscheidet zwei Blöcke aus Mantelperidotit innerhalb des Trinity Subterranes. Einen Block aus serpentinisiertem Harzburgit assoziiert sie mit der neoproterozoischen Suite, der andere Block („*Trinity Peridotite*“) vornehmlich aus Lherzolithen und Duniten bestehend, bildet die Matrix für die silurisch-devonischen mafischen Körper (Lindsley-Griffin, 1991; 1994; Lindsley-Griffin et al., 2006).

Die neoproterozoische vulkano-plutonische Suite, die den neoproterozoischen Trinity Ophiolith nach Lindsley-Griffin and Lindsley-Griffin (2008) repräsentiert, baut den strukturell komplexen Nordwestflügel des Trinity Subterranes entlang seiner Grenze zum Yreka Subterrane auf (Abb.2.6.). Die Suite besteht aus undatiertem Mantelperidotit, amphibolitfazielltem Metagabbro mit schwach diskordanten $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Zirkonaltern von 579-556 Ma. (Wallin et al., 1995), Metatonaliten gleichen Alters, sowie aus aufliegenden doleritischen Gängen und Pillowlaven (Lindsley-Griffin, 1991; 1994; Lindsley-Griffin et al., 2006; Wallin et al., 1988, 1995). Diese Suite kollidierte als Block im Verlauf des Ordovizium entlang einer duktilen Scherzone mit dem Trinity Peridotit (Lindsley-Griffin and Lindsley-Griffin, 2008). Innerhalb der komplexen

Kontaktzone zwischen der neoproterozoischen Suite und dem Yreka Subterrane finden sich isolierte tonalitische Stöcke und Gänge mit U-Pb Zirkonaltern zwischen 475-440 Ma. (Wallin et al., 1988).

Gebildet hat sich der neoproterozoischen Trinity Ophiolith vor etwa 579-556 Ma. als er auf einer Paläohöhe von 7° Nord oder Süd, ein kleines ozeanisches Randbecken zwischen dem Superkontinent Rodinia und Laurentia generierte (Lindsley-Griffin and Lindsley-Griffin, 2008; Mankinen et al., 2002).

Die silurisch-devonischen Intrusivkörper bilden eine Vielzahl an kleinen isolierten Plutonen innerhalb einer Umgebung aus Mantelperidotit aus (Abb.2.6.). Die Körper bestehen aus einer Abfolge von Pyroxenit über Gabbro und Mikrogabbro die zusammen mit kogenetischen Doleriten und Plagiograniten in den älteren Mantelperidotit („*Trinity Peridotite*“), nach dessen Kollision mit dem neoproterozoischen Trinity Ophiolith, intrudierten (Schwindinger and Anderson, 1987; Cannat and Lecuyer, 1991; Lindsley-Griffin and Lindsley-Griffin, 2008). Drei der mafischen Körpern wurden von Wallin et al. (1995) und von Metcalf et al. (2000) datiert. Sie geben für den pegmatitischen Gabbro des Bonanza King ein U-Pb Zirkonalter von 431 ± 1 Ma. an, für den pegmatitischen Gabbro vom China Mountain ein Alter von 415 ± 3 Ma. und für den pegmatitischen Gabbro des Porcupine Lake (Bear Creek) ein Alter von 404 ± 3 Ma. (s. Tab.3.1.). Diese Werte decken sich in etwa mit den Sm-Nd Gesamtgesteins Isochronen von 435-402 Ma. für Pyroxenite, Gabbros und Mikrogabbros der China Mountain und Bear Creek Körper (Gruau and Lecuyer, 1991; Gruau et al., 1995; Jacobsen et al., 1984).

Der paläotektonische Rahmen des Trinity Komplexes wird seit 50 Jahren in der Literatur kontrovers diskutiert. In den frühen sechziger Jahren wurde er als ultramafischer Komplex angesehen, der von jüngeren gabbroisch bis granitischen Batholiten intrudiert wurde (Lipman, 1964). Mit dem Aufkommen der plattentektonischen Konzepte erkannte man jedoch schnell seinen allochthonen Ursprung an (Irwin, 1966; LaFehr, 1966). Quick (1981a/b) interpretierte ihn als Manteldiapir, wohingegen Le Sueur et al. (1984), Nicolas (1989) und Boudier et al. (1989) im Trinity Komplex einen langsam spreizenden Mittelozeanischen Rücken sahen. Brouxel and Lapierre (1988) interpretierten aufgrund ihrer umfangreichen geochemischen Arbeiten den gesamten Trinity Komplex als Fragment eines ehemaligen Back-Arc Beckens. Saleeby (1990) hingegen favorisiert einen Ursprung im Fore-Arc Bereich eines Inselbogen-Systems. Irwin (1997) wie z.T. auch Gruau et al. (1995) sehen in den silurisch-devonischen

Kumulaten die Wurzel eines paläozoischen Inselbogens, Wallin and Metcalf (1998) interpretieren die intrusiven Körper zusammen mit dem Trinity Peridotit als Supra Subduktion Ophiolith, der sich während des Anfangsstadiums einer intraozeanischen Subduktionszone ausbildete, an der im weiteren Verlauf der Central Metamorphic Belt subduziert wurde. Die aktuellste Studie von Ceuleneer and Le Sueur aus dem Jahre 2008, bevorzugt wieder eine Bildung der Kumulate in einem unreifen und sehr kurzlebigen Back-Arc Bereich.

Viele der aktuellen Studien sehen in dem intraozeanischen Izu-Bonin-Marianen (IBM) System das beste Analogon für die Umgebung, in der sich die devonisch-silurischen Trinity Kumulate bildeten (Lindsley-Griffin et al., 2006; Metcalf et al., 2000; Wallin and Metcalf, 1998).

Zur Vereinfachung wird im folgenden nur noch von dem Trinity Komplex gesprochen, der die drei Baueinheiten (Mantelperidotit, neoproterozoische Suite, devonisch-silurische Kumulate) einschließt.

2.2.3 Das Redding Subterrane

Das Redding Subterrane (Eastern Klamath Terrane nach Miller, 1989) bildet mit einer Fläche von etwa 4500 km² den Südtel des Eastern Klamath Terranes aus (Abb.2.6.). Der Nordost streichende Kontakt zum nördlich angrenzenden Trinity Subterrane wird sowohl als nach Südosten einfallende *detachment fault* (Schweickert and Irwin, 1989; Irwin, 1997), wie auch lokal als konkordanter depositioneller Kontakt (Charvet et al., 1990) beschrieben.

Aufgebaut wird das Redding Subterrane von marinen Sedimenten, Vulkanoklastika, Vulkaniten und Plutoniten. Die aufgeschlossen mehr als 12 km mächtige Abfolge kann intern in 16 Formationen untergliedert werden, die eine Zeitspanne von etwa 220 Ma. (Devon-Jura) umfassen (Irwin, 1997; Miller, 1989). Trotz ihrer erlangten Deformation stellen die Metasedimente und Vulkanite eine strukturell weitestgehend kohärente Abfolge dar, die vom Kontakt zum Trinity Subterrane, auf dem sie strukturell aufliegt, in Richtung Südost konstant einfällt (Irwin, 1997; Miller, 1989). Die Basis des Redding Subterranes bildet die devonische Copley Greenstone Suite und der Balaklala Rhyolith (s. Kap.4.10 und 6.10; Albers and Bain, 1985; Miller, 1989). Anhand der aufgeschlossenen Abfolge wird das Subterrane als Teil eines intraozeanischer Inselbogensystems interpretiert, das sich im Silur-Devon vermutlich auf dem peridotitischen oberen Mantel des Trinity Subterranes bildete (Irwin, 1997; Irwin and Wooden, 1999; Miller, 1989).

Während seiner etwa 220 Ma. umfassenden Zeitspanne stellte er vornehmlich einen marginalen, möglicherweise auch intraozeanischen Ablagerungsraum, im Bereich eines komplexen Inselbogensystemen mit wechselnder Polarität dar (Miller, 1989). Die Abfolge aus Sedimenten und Vulkanoklastika wird von zwei vulkanischen Phasen unterbrochen. Eingeschaltet in die Abfolge finden sich vulkanische Gänge und kleine Stöcke aus dem mittleren Karbon und dem oberen Perm (Miller, 1989).

Seine Abfolge wird nur von zwei größeren Granitoiden, dem mit den Copley Greenstone und dem Balaklala Rhyolith kogenetischen Mule Mountain Stock, mit einem Alter von ~400 Ma. (Albers et al., 1981; Albers and Bain, 1985), und dem 260 Ma. alten Pit River Stock intrudiert (Irwin, 1997; Irwin and Wooden, 1999; Miller, 1989). In der nachfolgenden Kreide werden, ausgelöst durch eine neue magmatische Phase, das Redding wie auch Teile des Trinity und des Central Metamorphic Belts von granitischen Batholithen durchschlagen. So intrudiert der Shasta Bally Batholith (136 Ma.) an der Grenze zwischen dem Trinity- und dem Redding Suberrane und schweißt so beide an ihrer südwestlichen Grenze zusammen (Irwin and Wooden, 1999).

3 Die auskartierten intrusiven Serien

3.1 Einleitung

Bei der vorliegenden Arbeit wurden die Gesteine im Gegensatz zu den Publikationen mit Kartenteil von Andreasson (2001), Lindsley-Griffin (1991), Mankinen et al. (2002); Willse (1999) und Wallin et al. (1995) nicht nach ihrem Alter kartiert bzw. benannt (z.B. Ordovizischer vs. Silurischer Gabbro) da zum einem die Möglichkeiten der Altersdatierung im Gelände sehr begrenzt sind und zum anderen die Datensätze über die Alter der Trinitygesteine bei weitem nicht ausreichend erscheinen. In der Tabelle 3.1. findet sich eine aktuelle Zusammenstellung über die bekannten und bisher publizierten Alter von intrusiven Gesteinen aus dem Trinitykomplex. Stattdessen wurde hier auf eine lithologisch – strukturelle Klassifikation der Gesteine zurückgegriffen und die unterschiedlichen Gesteine anhand ihrer Kontakte untereinander in intrusive Serien untergliedert (Abb.3.1.).

Gestein	Lokation	Alter (Ma.)	Referenz
Plag-Lherzolith; Pyroxenit; Gabbro	Bear Creek und Castle Lakes	423 +/- 48 und 402 +/- 8	G 91/95
Plag-Lherzolith	China Mtn.	472 +/- 32	J 84
Gabbro	Castle Lake	333 +/- 16; 439 +/- 18	L 68
Metagabbro Neoprot. Serie	China Mtn.	556-579	W 95
Gabbro, Mikrogabbro, Pyroxenit	unbenannt	435-402	J 84; G 95
pegmatitischer Gabbro	China Mtn.	415 +/- 3	W 95
pegmatitischer Gabbro	Bonanza King	431 +/- 3	WM 98
pegmatitischer Gabbro	Bear Creek	404 +/- 3	WM 98

Plagiogranit	NW China Mtn. im GRC	475 +/- 10 und 469 +/- 21	W 88; 90; 91
Gabbro	China Mtn. Scherzone	470	W 88; 90; 91
Plagiogranit Neoprot. Serie	Yreka Terrane; GRC; Neoprot. Serie	565 und 567	W 88; 90
Plagiogranit	Kangaroo Lake	412 +/-10 und 419 +/- 15	W 88

Tab. 3.1. Altersdaten im Trinity Ophiolith. Referenz: G 91- Gruau et al., (1991); J 84- Jacobsen et al., (1984); L 68- Lanphere et al., (1968); W 95- Wallin et al., (1995); G 95- Gruau et al., (1995); WM 98- Wallin and Metcalf, (1998); W 88- Wallin et al., (1988); W 90- Wallin et al., (1990); W 91- Wallin et al., (1991). Alles bis auf J 84 (Sm-Nd Mineralisochrone); G 91(Sm-Nd Mineralisochrone); G 95 (Sm-Nd Mineralisochrone); und L 68 (K-Ar Hornblende) Zirkondatierungen.

Im nachfolgendem Kapitel (Kap.4) werden die Gesteine der auskartierten und bearbeiteten Plutone (China Mountain, Cabin Meadows, Bear Creek, Bonanza King und Tamarack Lake) makroskopisch hinsichtlich ihrer Lithologie und Struktur detailliert beschrieben. In diesem Kapitel soll nur kurz die Grundlage der Klassifizierung erläutert werden und ein kurzer Überblick über die Serien einschließlich ihrer Verbreitung gegeben werden (Abb.3.1. und 3.3.). Die Farbgebung der einzelnen Gesteine bzw. Serien (Abb.3.1.-3.3.) wird in der gesamten Arbeit beibehalten, so sind z.B. Serie 1 Pyroxenite immer durch eine orangene Farbe gekennzeichnet, gleich ob als Einheit in den geologischen Karten (Karten im Anhang, Beschreibung in Kap.8) oder als Symbole in geochemischen Diskriminierungsdiagrammen (Kap.9-11).

Die Lithologien der kartierten mafischen und ultramafischen Gesteine wurden auf Basis der von der IUGS Subkommission vorgeschlagenen Dreiecksdiagramme klassifiziert (Streckeisen, 1976). Eine Ausnahme wurde bei der Nomenklatur für gabbroische Gesteine mit mehr als 10 modal % an Orthopyroxen gemacht. Statt der vorgeschlagenen Nomenklatur von Orthopyroxen Gabbro für diese Gesteine wurde der Namen Gabbronorit u.a. aus kartiertechnischen Gründen bevorzugt. Intermediäre bis saure Plutonite wurden anhand der Streckeisen Nomenklatur (QAPF

- Doppeldreieck) benannt (Streckeisen, 1976). Vulkanite und Subvulkanite gleichermaßen werden generell als Dolerite (*amerik.:* „*diabase*“) bezeichnet, in anders lautenden Fällen wurde auf die vereinfachte IUGS Feldklassifikation für Vulkanite (Le Maitre, 1989) zurückgegriffen.

Auskartierte intrusive Serien

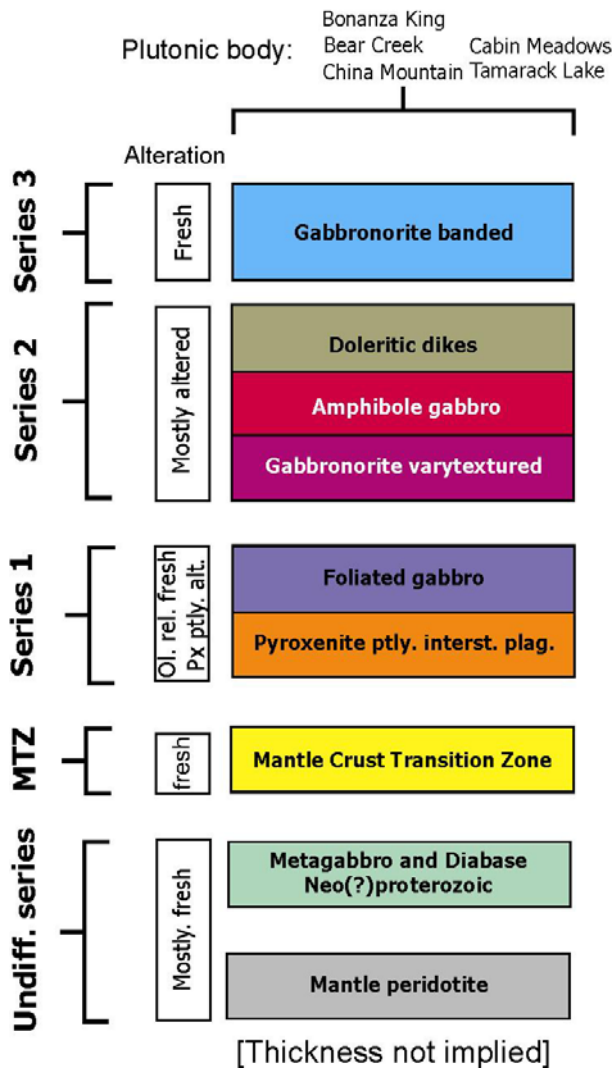


Abb. 3.1. Schematische Tabelle der auskartierten Serien, von älteren (unten) zu den jüngeren Serien (Top).

Insgesamt konnte neben Mantelperidotit, dem neoproterozoischen Metagabbro und den Wehrliten einer möglichen Mantel-Krusten Übergangszone zwischen vier mafischen, intrusiven Hauptgesteinsserien (Serien 1 bis 4) unterschieden werden, wobei jüngere Serien (3+4, Serie 4 ist nicht auskartierbar) die älteren, schon zum Teil kristallisierten Körper weitgehend zerlegt haben. Bei der Definition dieser Serien waren es neben lithologischen Kriterien wie Modalbestand, Korngröße und Textur (Abb.3.2.) vor allem die – nach längerer Geländetätigkeit besser erkennbaren - weit verbreiteten Fragmente älterer Lithologien (Xenolithe von cm bis hin zu hausgroßen Blöcken), welche bei der Bestimmung der relativen Altersabfolgen und bei der Auskartierung von intrusiven Kontakten hilfreich waren. Bei den Gesteinen der Mantel-Krusten Übergangszone (MTZ) und den

pyroxenitischen bis plagiogranitischen Gängen, wurden zudem für eine Altersabfolge die jeweiligen magmatischen Schnittbeziehungen ausgewertet. Neben dem Peridotit der das Nebengestein bildet, den MTZ-Gesteinen und den intrusiven Serien 1 bis 3, wurden außerdem Pillowlaven der möglichen „Copley Suite“ (Kap.4.10), sowie saure intrusive Gänge auskartiert.

Eine schematische Zusammenfassung über die lithologischen Feldkriterien der


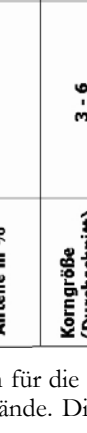



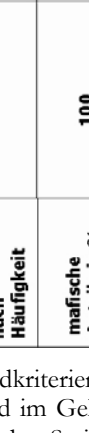
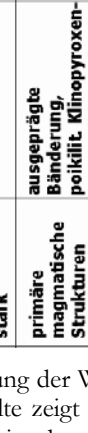
		Serie 1			Serie 2			Serie 3
Ultramafische Kumulate		Mantel Krusten Übergangszone: Harzburgit Wehrhit	Pyroxenite: Klinopyroxenit Websterit Olivin-Websterit Olivin-Klinopyroxenit	Gabbro feinkörnig mit magmatischer Foliation	Gabbronorit vary-textured	Amphibol-Gabbro	Dolerit Gänge	Gabbronorit gebändert
Lithologie der Serien	primäre Hauptminerale nach Häufigkeit	Olivin, Klinopyroxen	Klinopyroxen, Orthopyroxen, Olivin	Klinopyroxen, Plagioidas, (Orthopyroxen)	Plagioidas, Klinopyroxen, Orthopyroxen, Amphibole	Plagioidas, Amphibole, Klinopyroxen	Plagioidas, Amphibole	Plagioidas, Orthopyroxen, Klinopyroxen
mafische Anteile in %		100	90 - 100	60	30-50 variiert stark	40-50 variiert stark	50	40
Korngröße (Durchschnitt) in mm		3 - 6	4 - 6	1 - 2	5 - 10 variiert stark	2 - 6 variiert stark	≤ 1	1,5 - 2
Alterationslevel	wenig mittel stark	mittel	wenig-mittel	stark	mittel-stark	mittel	mittel-stark	wenig
primäre magmatische Strukturen	ausgeprägte Bänderung, poikilit, Klinopyroxen-Körner (bis 5cm)	teilweise magmatische Foliation	magmatische Foliation	varytextured, meist isotrop Bänderung	varytextured, meist isotrop	chilled margins, teilweise Fließgefüge, Einsprenglinge	ausgeprägte Bänderung, magmatische Foliation	
Handstückbilder: Längsseite entspricht 5 cm im Handstück								

Abb. 3.2. Vereinfachte Tabelle der Feldkriterien für die Unterscheidung der Wehrlite und der Serie 1 bis 3 Gesteine sowie ihren Alterationsgrad im Gelände. Die rechte Spalte zeigt gescannte Handstückbilder für die jeweilige Serie. Die Farben der Serien entsprechen, wie in der Abb.3.1., den Farben der Lithologien in den geologischen Karten.

Haupteinheiten gibt die Abbildung 3.2. Weiterhin zeigte sich bei der Arbeit das nicht jeder Pluton

alle Serien umfasst und die Serien in jeweils unterschiedlichen Proportionen aufgeschlossen sind. Die Abbildung 3.3. gibt einen Überblick über die in den einzelnen Plutonen aufgeschlossenen Serien. Die Beschreibung und Klassifikation der Gesteine basiert zudem auf ausgesuchten Aufschlüssen, die repräsentativ für den Gesteinstyp sind und eine möglichst geringe Alteration aufweisen. Alle Typ-Aufschlüsse werden genannt, so dass die Lage der Aufschlüsse in der Aufschlusliste und Karte im Anhang sofort gefunden werden können. Anhand der Aufschlusnummer kann die Gesteinsbeschreibung mit den gescannten Handstücken der Gesteine sowie den Dünnschliffen zusätzlich abgeglichen werden (Anhang A2, Tab.A2.1 bis Tab.A2.3).

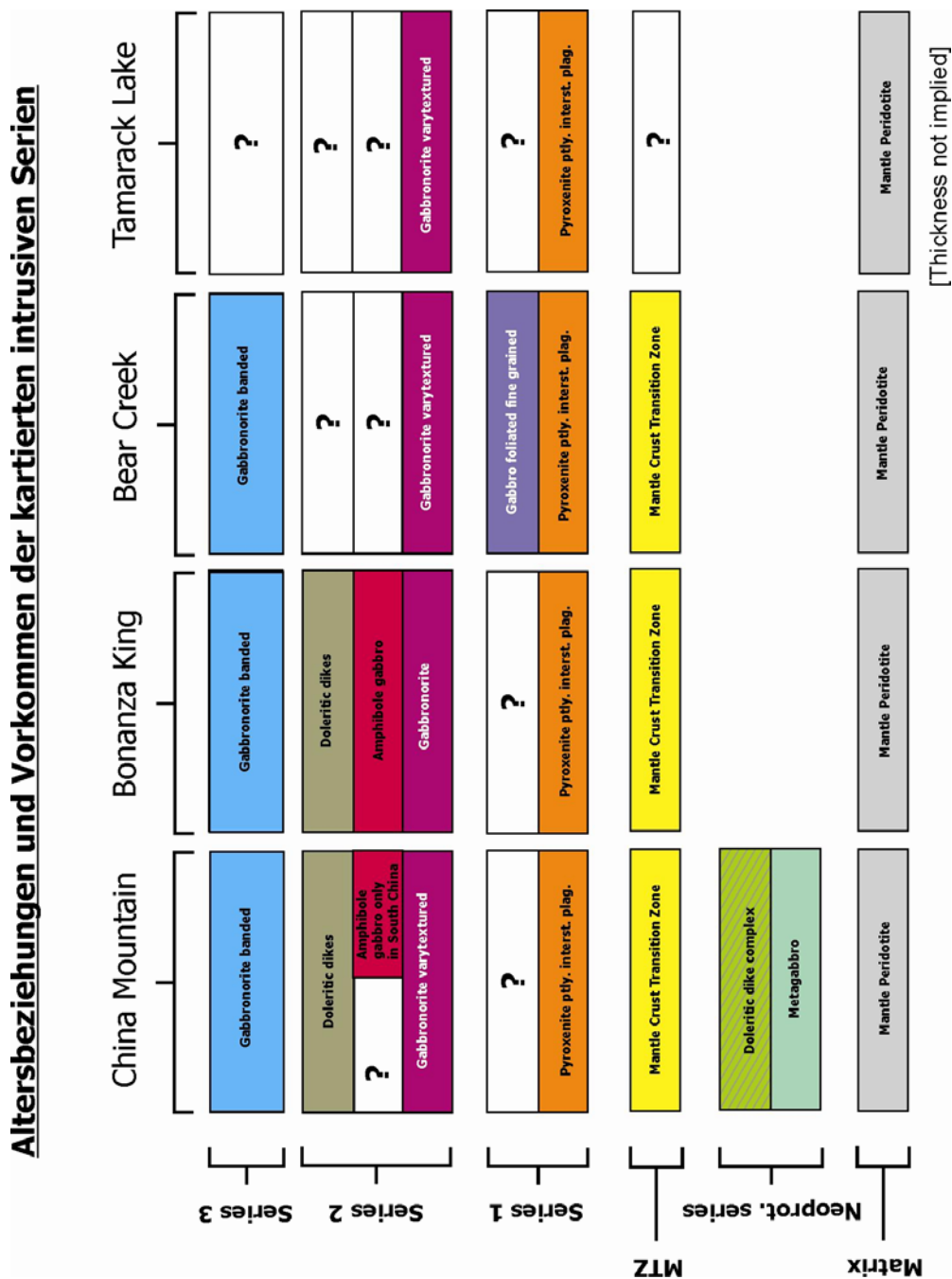


Abb. 3.3. Altersbeziehungen und Vorkommen der kartierten Serien in den einzelnen Plutonen.

4 Gesteinsbeschreibung der auskartierten Serien

4.1 Einleitung

Im folgenden Kapitel werden die auskartierten Lithologien der bearbeiteten Plutone (China Mountain, Cabin Meadows, Bear Creek, Bonanza King und Tamarack Lake) makroskopisch hinsichtlich ihrer Ausbildung und Struktur beschrieben.

Die aufgenommenen magmatischen Foliationen (S_1) und Lineationen (L_1) in den Peridotiten sind definiert durch eine subparallele Orientierung von Spinellen, teilweise auch von Klino- und Orthopyroxenen. Ein Lagenbau in den Peridotiten zeigt sich durch eine auffällige, subparallele Anordnung von klino- und orthopyroxenreichen Lagen. In den mafischen Gesteinen (Pyroxenite und Gabbros) bilden subparallel eingeregelt Plagioklasleisten sowie eingeregelt Körner von Klino- und Orthopyroxen die magmatische Foliation und Lineation aus. Plastische Deformationen finden sich ausgesprochen selten in den intrusiven Serien. Sie zeichnen sich durch eine starke Auslängung und Einregelung der vorhandenen Hauptminerale, insbesondere von Plagioklas und Pyroxen, aus. Ein magmatischer Lagenbau in den mafischen Serien ist gekennzeichnet durch wiederholte subparallele Änderungen im Modalbestand und/oder in der Korngröße. Als Terminologie zur Beschreibung des Lagenbaues wurde auf Irvine (1982) zurückgegriffen.

4.2 Mantelperidotit

4.2.1 Charakteristik

Ein markantes Kennzeichen der Lherzolith, Harzburgite und Dunite ist ihre auffällige gelbe bis rostrote Farbe, die sie auf den ersten Blick von den mafischen Lithologien unterscheidet. Die farbgebende olivinreiche Matrix besitzt, abhängig von der Lithologie, unterschiedliche modale Anteile an Klino- und/oder Orthopyroxenen, lokal auch an Plagioklas. Zusammen mit Spinell bilden sie die charakteristische, körnige Oberfläche der Peridotite.

4.2.2 Vorkommen

Der Mantelperidotit bildet den Großteil der ca. 2800 km² Gesamtfläche des Trinity Komplexes (Abb.2.6.). Er stellt somit das Nebengestein, oder die Matrix, für alle kartierten mafischen Plutone dar (s. Kap.8).

Die besten Aufschlüsse im Mantelperidotit befinden sich an der Süd und Süd-Westflanke des China Mountain Plutons im Bereich um den „*Cement Bluff Lake*“ und am Ende des „*Cabin Meadows Valley*“ („*Vicky*“ und „*Eunice Bluff*“ nach Quick, 1981a/b; s. geol. Karten im Anhang A1). Dort zeigen die Peridotite die geringsten Alterationsspuren und es finden sich alle peridotitischen Lithologien räumlich nahe beieinander. Im Bear Creek Pluton lassen sich im Bereich der Mantel-Krusten Übergangszone an der Nordost Flanke des Plutons ebenfalls gute Aufschlüsse von Harzburgit (Plagioklas frei) und Dunit finden. Lherzolith und Plagioklas-Lherzolith ist lokal auch im südlichen und östlichen Uferbereich des Toad Lakes (Bear Creek) aufgeschlossen. Die Mantelperidotite im Bonanza King und Tamarack Lake Pluton zeigen vergleichbare Lithologien, die aber durchgehend eine hohen Grad an Alteration aufweisen, so dass kein Aufschluss aus diesen Plutonen für die Gesteinsbeschreibung verwendet wurde.

Mantelperidotit findet sich zudem in allen kartierten Plutonen als Fragmente und Xenolithe auf strukturell unterschiedlichen Positionen innerhalb von Lithologien der jüngeren intrusiven Serien 1 und 2, im Bear Creek Pluton auch in der Serie 3 liegend (s. Kap.8).

4.2.3 Ausbildung

Im Rahmen der Arbeit wurde die Mantelabfolge nur bezüglich ihrer Stellung als umgebene Matrix der Gabbrokörper studiert. Sie besteht aus Lherzolith, Plagioklas-Lherzolith, Harzburgit, Plagioklas führendem Harzburgit und Dunit (Boudier et al.; 1989; Quick, 1981a/b). Alle Lithologien werden von pyroxenitischen, gabbroischen, subvulkanischen und plagiogranitischen Gängen verschiedener Mächtigkeit durchschlagen. Nach Quick (1981a) und Boudier et al. (1989) wird der Mantel des Trinity Komplex zu 30 % aus Plagioklas-Lherzolith, 10 % Spinell-Lherzolith, 15 % Harzburgit (inkl. Plagioklas-Harzburgit), 15 % Dunit, 10 % Wehrlit, 5 % Websterit und zu 15 % aus komplett serpentinisiertem Peridotit aufgebaut. Die räumliche Verteilung der Peridotit-Typen untereinander wurde aufgrund der komplexen Kontakte wie auch dem zum Teil sehr kleinräumigen Wechsel der Lithologien nicht auskartiert.

4.2.3.1 Lherzolith und Plagioklas-Lherzolith

Die Gesteinsbeschreibung für den Lherzolith basiert auf den Typaufschlüssen PA_1, PA_2, PA_2b, CM_20, CM_21, EuniceBa41, TR_17 und TR_11. Im Gelände ist der Lherzolith durch seine sehr prägnante gelblich-braun- bis rostrote Verwitterungsfarbe und seiner rauen Oberflächen sehr einfach von den mafischen Gesteinen zu unterscheiden. Er ist generell in seiner Farbgebung etwas dunkler als der Harzburgit. In der Grundmasse aus körnigen, blass gelblich-

grünem Olivin finden sich Kristalle von grünem Klinopyroxen, hellbraunem Orthopyroxen, schwarzem Spinell und teilweise weißem Plagioklas. Die Korngröße der Pyroxene liegt zwischen 2 und 20 mm, die der Plagioklase zwischen 1 und 4 mm und die Spinelle weisen generell eine geringe Korngröße zwischen 0,5 und 3 mm in ihrer Längsachse auf. Klinto- und Orthopyroxene lassen sich häufig als Klumpen („Cluster“) beobachten. Sie und die Spinelle treten aufgrund ihrer deutlich höheren mineralspezifischen Verwitterungsresistenz im Vergleich zu der Olivinmatrix, mit einem positiven Relief aus der Grundmasse hervor (Abb.4.1). Plagioklasleisten zeigen ebenfalls ein positives Relief im Vergleich zu Olivin. Sie liegen oft zusammen mit den Pyroxenen und Spinellen als Klumpen vor (Abb.4.2.). In einigen Aufschlüssen ist eine gleichmäßige Verteilung der Plagioklasleisten, zusammen mit den Pyroxenen, in der Olivinmatrix zu beobachten.

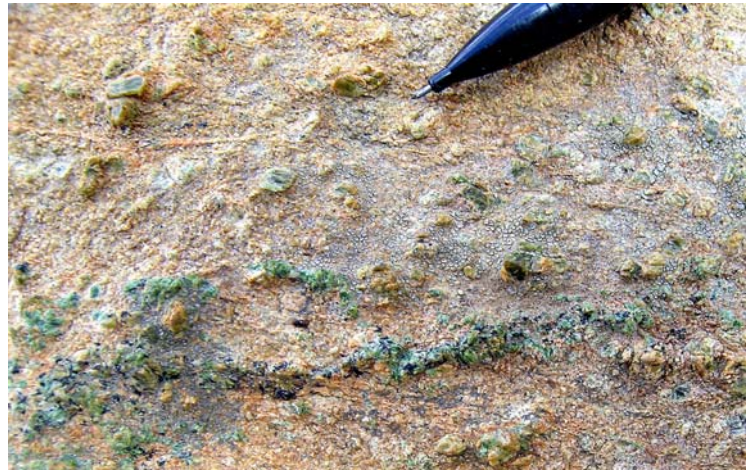


Abb. 4.1. Klumpen von Spinell, Cpx und Opx in Lherzolith; Aufschluss CM_DU.

Spinelle und Plagioklaskristalle sind oft eingeregelt und so gute Marker für eine Foliation und Lineation im Peridotit. Eine Lineation in der Foliationsebene ist nur anhand eingeregelter und gelänger Spinell-Körner sichtbar. Vereinzelt lässt sich ein lokaler Lagenbau beobachten, der durch scharf voneinander getrennte Lagen mit unterschiedlichen modalen Proportionen der Hauptminerale ausgebildet wird. So wechseln sich klino- und orthopyroxenreiche Lagen mit bis zu 60 Volumenprozent (Vol. %) Pyroxen mit Lagen ab, die weniger als 20 Vol. % dieser Minerale aufweisen. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen variiert zwischen 1 und 20 cm. Oftmals ist der Lagenbau kontinuierlich ausgebildet und lässt sich über mehrere Meter im Aufschluss verfolgen. Ein Plagioklas gestützter

Spinelle und Plagioklaskristalle sind oft eingeregelt und so gute Marker für eine Foliation und Lineation im Peridotit. Eine Lineation in der Foliationsebene ist nur anhand eingeregelter und gelänger Spinell-Körner sichtbar. Vereinzelt lässt sich ein lokaler Lagenbau beobachten, der durch scharf voneinander getrennte Lagen mit unterschiedlichen modalen Proportionen der Hauptminerale ausgebildet wird. So wechseln sich klino- und orthopyroxenreiche Lagen mit bis zu 60 Volumenprozent (Vol. %) Pyroxen mit Lagen ab, die weniger als 20 Vol. % dieser Minerale aufweisen. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen variiert zwischen 1 und 20 cm. Oftmals ist der Lagenbau kontinuierlich ausgebildet und lässt sich über mehrere Meter im Aufschluss verfolgen. Ein Plagioklas gestützter

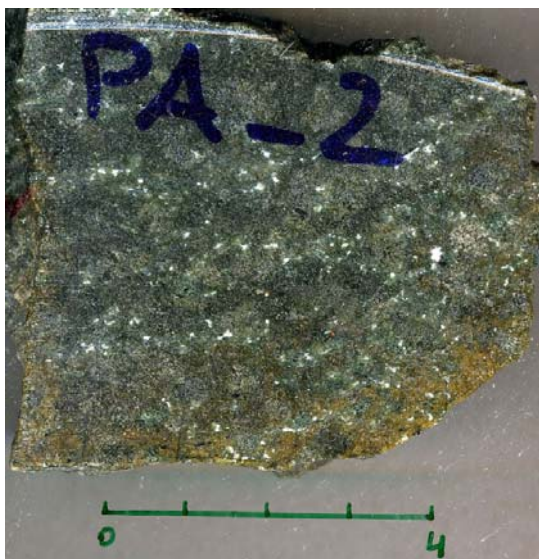


Abb. 4.2. Plagioklasführender (weiße Punkte) Lherzolith, Bildbreite des Handstücks 6 cm. Probe PA 2b; China Mountain.

Lagenbau wurde nicht beobachtet. Die Orientierung des Lagenbaus ist überwiegend parallel zur Foliationsebene, in einigen Aufschlüssen jedoch schneidet der Lagenbau die Foliation in Winkeln zwischen 30 und 40 Grad.

Interne Kontakte zwischen Lherzolith und Plagioklas-Lherzolith zeigen räumlich diffuse, lobate Formen. Ihr Übergang ist scharf ausgebildet und zeichnet sich durch ein schnelles zurücktreten der Plagioklaskristalle innerhalb weniger mm bis cm aus. Die Lherzolithe gehen graduell in Harzburgit bzw. plagioklasführenden Harzburgit über, wobei eine kontinuierliche Abnahme der modalen Anteile von Klinopyroxen erfolgt. Dadurch sind die Kontakte zwischen Harzburgit und Lherzolith überwiegend unscharf und lobat ausgebildet. Im Gegensatz dazu sind die Kontakte zu Dunit generell sehr scharf. Die mehrheitlich gut ausgebildete Foliation und der kompositionelle Lagenbau im Trinity Peridotit sind typische Kennzeichen für Manteltektonite (Mercier and Nicolas, 1974; Nicolas, 1989).

4.2.3.2 Harzburgit und Plagioklas-Harzburgit

Die Typaufschlüsse CM_46, CM_23, CM_87, SMYL, PA_3 und TR_20 bilden die Basis für die Beschreibung der harzburgitischen Lithologien. Aufschlüsse von Harzburgit und plagioklasführendem Harzburgit zeigen mit ocker bis hellbraunen Verwitterungsfarben eine etwas hellere Farbe als die Lherzolithe. Ihre Oberfläche weist ebenfalls eine markante Rauigkeit auf. Die Korngröße der Pyroxene liegt wie in den Lherzolithen zwischen 2 und 20 mm, die der Plagioklase zwischen 1 und 3 mm und die der Spinelle zwischen 0,5 und 4 mm. Orthopyroxene bilden zusammen mit Spinell und lokal Plagioklas Cluster aus.

In den kartierten Plutonen zeigt nahezu jeder aufgeschlossene Harzburgit eine gut ausgebildete und kontinuierliche Foliation. Lineationen finden sich lokal ebenfalls gut ausgebildet. Beide werden im Aufschluss vornehmlich durch eingeregelte und gelängte Spinelle sichtbar. Ein lokaler Lagenbau zeigt sich durch modale Variationen im Gehalt an Orthopyroxen. Orthopyroxenreiche Lagen mit bis zu 60-70 Vol. % wechseln mit olivinreichen Lagen ab, die nur etwa 10-20 Vol. % an Orthopyroxen aufweisen. Zwischengeschaltet finden sich immer Lagen mit normalen harzburgitischen Olivin - Orthopyroxen Proportionen. Die pyroxenreichen Lagen besitzen Mächtigkeiten zwischen 1 und 5 cm.

Kontakte zwischen Harzburgit und Plagioklas-Harzburgit sind generell scharf ausgebildet, da Plagioklas innerhalb einer Distanz von wenigen mm bis maximal 3 cm abrupt

zurücktritt. Plagioklasführende Harzburgite bilden in einer harzburgitischen Matrix scharf abgegrenzte lobate, teils unregelmäßig geformte Körper. In den Aufschlüssen im Arbeitsgebiet finden sich isolierte Körper von plagioklasführendem Harzburgit im Dezimeterbereich bis hin zu mehreren zehner bis hundert Metern in Längserstreckung. Kontakte von Harzburgit zu Dunit sind durch ein zurücktreten von Orthopyroxen in einem scharf begrenzten Bereich von wenigen mm bis maximal 2 cm gekennzeichnet (Abb.4.4.). Der Verlauf der Kontakte im Aufschluss ist überwiegend wellig-diffus ausgebildet, selten zeigt er über Distanzen von einigen dm bis m einen geradlinigen Verlauf.

4.2.3.3 Dunit

Auf den Aufschlüssen CM_4, CM_430, CM_Vicky-Bluff und BC_226 basiert die lithologische Beschreibung der aufgeschlossenen dunitischen Gesteine. Dunite zeigen mit ihren gelbbraunen- bis hell orangenen Verwitterungsfarben deutlich hellere Farben als die Lherzolithe und Harzburgite. Die Oberflächen der Dunite sind glatt, ausgenommen wo Pyroxene als lokale, isolierte Einzelkörner oder als Aggregate mit ihrem positiven Relief aus der Matrix herauswittern (Abb.4.3.). Lokal treten isolierte Bereiche mit Klumpen aus Orthopyroxen hervor, die eine Größe von mehreren cm bis maximal 1 dm aufweisen. Lokal hohe Konzentrationen von Spinell bilden podiforme Chromitkörper mit einer Mächtigkeit bis zu 1 m aus (Quick, 1981a/b). Häufiger finden sich jedoch dünne, mm bis cm mächtige Lagen oder Schlieren von hohen Spinell Konzentrationen im Dunit.

Foliationen sind in den Duniten weniger stark ausgebildet als in den Harzburgiten oder



Abb. 4.3. Poikilitischer Orthopyroxen in Dunit; Aufschluss CM_Eunice.

Lherzoliten. Oftmals zeigte die in den Aufschlüssen anhand der eingeregelter Spinell Körner eingemessene Orientierung der Foliation eine deutliche Abweichung von der nahezu konstant aushaltenden Richtung in den umgebenden Mantellithologien. Dunite bilden oft langgestreckte tabulare Körper mit einer Breite von wenigen dm bis hin zu 1000 m, die überwiegend in einer harzburgitisch ausgebildeten Umgebung liegen (Burckhardt, 2007; Quick, 1981a). Diese großen Körper liegen sowohl konkordant wie auch diskordant zur Foliationsrichtung im umgebenen Mantelperidotit und treten gehäuft in bestimmten Gebieten auf (Burckhardt,

2007). Dunite bilden aber auch oftmals kleine, im Dezimeter- bis Meterbereich liegende, unregelmäßig geformte Linsen und tabulare Körper, die scharfe Kontakte mit den anderen Mantellithologien aufweisen. Die Beobachtung von Quick (1981a), dass Plagioklas-Lherzolith niemals in Kontakt zu Dunit steht, konnte bestätigt werden. Auch wurde keine Kontakte zwischen plagioklasführendem Harzburgit und Dunit beobachtet. Plagioklas-Kristalle in einer Matrix aus Dunit wurden ebenfalls nicht gefunden.

4.2.3.4 Serpentin

Der in Serpentin umgewandelte Mantelperidotit besitzt ein feinkörniges, dichtes Äußeres und ist mit seiner grünlich glänzenden schwarzen Farbe sehr markant. Einige Partien



Abb. 4.4. Kontakt zwischen Dunit (Flasche) und Harzburgit; Aufschluss CM_432.

zeigen anstelle der glänzend schwarzen Farbe eine blass grünliche, teilweise sogar weißlich-graue Farbe. Im frischem Anschlag zeigen alle Serpentine eine mattschwarze unebenflächig gebogene Oberfläche, die von einem Netzwerk aus grünlich-grauen Serpentinergängen durchzogen ist. Serpentin findet sich bevorzugt am Kontaktbereich des Peridotits mit den mafischen Lithologien (4.2.4). Abseits der Kontakte zu den

mafischen Plutonen weist der Mantelperidotit einen deutlich geringeren Serpentinisierungsgrad auf. Handstücke aus den Typaufschlüssen zeigen eine Serpentinisierung von 5 bis maximal 30 % an, was sich gut mit den ausgesuchten Daten von Quick (1981a) deckt.

4.2.4 Kontakte

Liegendes: Kontakte zum Liegenden sind in den bearbeiteten Plutonen nicht aufgeschlossen, weshalb auch keine Aussagen zu den Mächtigkeiten der Peridotite gemacht werden können. Geophysikalische Untersuchungen zeigen für den gesamten ultramafisch-mafischen Trinity Komplex eine Gesamtmächtigkeit von etwa 4 bis 8 km an (Fuis et al., 1987; LaFehr, 1966).

Hangendes: Kontakte zwischen dem Mantelperidotit und den gabbroischen Plutonen sind generell scharfe, intrusive Kontakte seitens der späteren mafischen Serien. Sie sind

gekennzeichnet durch eine komplette, meist durchgehende Serpentinisierung der Peridotite, ausgehend vom Kontaktbereich über eine Breite von mehreren zehner Metern bis hin zu mehr



Abb. 4.5. Hydrothermale Netzwerke in Serpentin mit weniger alterierten „Peridotit-Ellipsen“; Aufschluss CM_24.

als hundert Metern. Vielfach lassen sich die Wege der Alteration im Peridotit beobachten.

Innerhalb von Serpentin Netzwerken finden sich weniger alterierte Kernbereiche (Abb.4.5.). Nahe den Kontakten finden sich

im Serpentin gehäuft Gänge aus pegmatitischen Gabbronoriten (Kap.4.6.3.1).

Tektonische Kontakte finden sich vor allem zu dem neoproterozoischen Metagabbro (s.

geol. Karte). An den Störungen zeigt der

Peridotit grundsätzlich eine vollständige

Serpentinisierung, die das Auffinden von Deformationsstrukturen erheblich erschwert. Wo vermehrt Gänge aus Dolerit den Peridotit durchschlagen, wie z.B. an der Westflanke des Bonanza King Plutons (Kap.4.6.3.4), ist der Peridotit ebenfalls vollständig in Serpentin umgewandelt. Kontakte zwischen den Peridotiten und späten intrusiven Dolerit- und plagiogranitischen Gängen sind scharf und meist geradlinig ausgebildet, mit deutlich abgeschreckten (gechillten) Kontakten seitens der Gänge (Kap.4.6.3.4 und 4.8). Intrusive Kontakte kennzeichnen auch die Beziehung zu den pyroxenitischen Gängen, die im Kapitel 5.3 detailliert beschrieben werden.

Eine besondere Art des Kontaktes zwischen dem Mantelperidotit und Gabbros der Serien 2 und 3 lässt sich im Bear Creek, Bonanza King und Tamarack Lake Pluton beobachten. In den randlichen Gabbroaufschlüssen und direkt am Kontakt zu den peridotitischen Lithologien finden sich massenhaft eckige, teilweise auch leicht angerundete Fragmente bzw. Xenolithe von Harzburgit in einer Matrix aus Gabbro (Abb.4.6.). In einigen Gebieten lässt sich die



Abb. 4.6. Xenolithe von Harzburgit in einer Matrix aus Serie 2 Gabbronorit; Aufschluss TR_12.

Grenze zwischen Mantelperidotit und den gabbroiden Serien gut anhand dieser markanten Abfolge auskartieren, da der Kontaktbereich oft von bis zu 80 Vol. % der peridotitischen Fragmente aufgebaut wird.

4.2.5 Verwechslungen

Verwechslungen der peridotitischen Lithologien mit den mafischen Lithologien der Plutone können aufgrund ihrer markanten Ausbildung nahezu ausgeschlossen werden. Untereinander jedoch lassen sich die Lherzolithen von den Harzburgiten bei besonders feinkörnig ausgebildeten Pyroxenen nur sehr schwer und vornehmlich anhand ihrer Verwitterungsfarbe voneinander unterscheiden.

4.3 *Neoproterozoischer Gabbro und assoziierte Gesteine*

4.3.1 Charakteristik

Auffälligstes Kennzeichen des Metagabbros ist neben seinen generell feinkörnig ausgebildeten Amphibol- und Plagioklaskristallen, ein durch hohe modale Anteile an schwarzem Amphibol geprägtes melanokrates Äußeres. Er weist zudem als einziges mafisches Gestein im Arbeitsgebiet ein in nahezu jedem Aufschluss sichtbares Deformationsgefüge auf. Die Kombination aus seiner melanokraten Ausbildung zusammen mit seiner Feinkörnigkeit und seinen überwiegend plastisch deformierten, teils mylonitischen Texturen, grenzen ihn klar von den anderen Lithologien ab (Abb.4.7).

4.3.2 Vorkommen

Gesichert findet sich diese Serie nur im Westen des China Mountain Plutons, wo er im Bereich zwischen Houston Creek und dem Verlauf des Crater Creeks einen NW streichenden Körper ausbildet (s. Kap.8). Vereinzelt finden sich isolierte Aufschlüsse von Metagabbro im Südteil des China Mountain Plutons, wie auch am NW-Rand des South China Plutons (s. geol. Karte).

4.3.3 Ausbildung

Diese Serie umfasst drei Lithologien vergleichbaren Alters. Aufgebaut wird sie von einem neoproterozoischen Metagabbro (556-579 Ma., s. Tab.3.1.), von intrusiv im Metagabbro liegenden 565-579 Ma. alten Plagiograniten und von Doleriten unbekanntem Alters (s. Kap.3; Lindsley-Griffin et al., 2006; Wallin et al., 1988; Wallin et al., 1995). Im Hangenden der Serie

findet sich lokal die 400-430 Ma. alte Melange-Einheit des „*Gregg Ranch Complex*“ (Lindsley-Griffin et al., 2006; s. Kap.5.2.).

4.3.3.1 Amphibol Gabbro / Metagabbro

Auf den Typaufschlüssen CM_47, CM_105, CM_106, CM_131, CM_118, CM_296 und CM_301 basiert die folgende Gesteinsbeschreibung. Aufgebaut wird das Gestein vorwiegend aus 1-3 mm großen gleichkörnigen und meist ausgelängten schwarzen Amphibol- und weißen Plagioklaskristallen gleicher Korngröße. Die mafischen Anteile liegen durchschnittlich bei 60 bis 70 Vol. %. Lokal zeigen sich milchig-graue Körner aus Quarz. Sie haben eine deutlich geringere Korngröße als die Amphibole und Plagioklase.

Eine gut ausgebildete Foliation findet sich in den meisten Aufschlüssen. Aufgebaut wird sie von eingeregelt und ausgelängten Amphibol- wie auch Plagioklasleisten. Anhand in der

Foliationsebene eingeregelter Amphibole zeigen die foliierten Gabbros eine Lineation. Texturlose Gabbros finden sich nur vereinzelt, vornehmlich als isolierte Vorkommen am Kontakt der Serie 2 mit dem Mantelperidotit. Einige Gabbros zeigen zudem eine verfaltete, gneissartige Bänderung (Abb.4.7.). Bänder mit bis zu 90 Vol. % Amphibol wechseln



Abb. 4.7. Deformierter Metagabbro mit einer deutlichen gneissartigen Bänderung; Aufschluss CM_301.

sich mit leukokraten plagioklas- und quarzreichen Lagen ab. In den leukokraten Lagen kann der Amphibol auf bis zu 10 Vol. % zurücktreten. Ihre Mächtigkeit variiert zwischen 1 und 40 mm. Neben einer Verfaltung dünne diese Bänder oft stark aus und bilden Boudins und Schlieren (Abb.4.7.). Lindsley-Griffin (1991) und Lindsley-Griffin et al., (1994) sehen die Ursache der Bänderung in einem primär ausgebildeten postdeformativen, kumulativen Lagenbau der Metagabbros.

In der Gesteinsabfolge zwischengeschaltet finden sich lokale Linsen im dm bis m Bereich von grobkörnigen Hornblenditen. Aufgebaut werden sie von bis zu 100 Vol. % aus mittel- bis grobkörnigen schwarzen Hornblenden. Eine Mineraleinregelung ist in den Hornblenditen nicht vorhanden.

Die Metagabbro Einheit ist stark hydrothermal alteriert. In vielen Aufschlüssen finden sich an Bruch-, Kluft- und Harnischflächen Überzüge von gelb-grünem Epidot. Besonders am Kontaktbereich zu den anderen Lithologien finden sich 1 bis maximal 50 mm breite Adern von Epidot, die lokal großflächige Netzwerke in den Aufschlüssen bilden.

Für die Metagabbro Einheit kann keine Mächtigkeitsangabe gemacht werden, da ein ungestörter Kontakt zum Liegenden nicht aufgeschlossen ist.

4.3.3.2 Assoziierte Plagiogranite

Auf den Typlokalen CM_104 und CM_316 basiert die Gesteinsbeschreibung der assoziierten Plagiogranite. Plagiogranite finden sich als intrusive Gänge und Körper im Metagabbro. Die Größe der Plagiogranitkörper variiert zwischen wenigen dm bis hin zu mehreren zehner Metern. Aufgebaut werden sie von blass-weißem Plagioklas und milchig-grauem Quarz. Die modalen Proportionen von Plagioklas und Quarz variieren zwischen Plagioklas dominant und Quarz dominant. Die Körner zeigen Korngrößen zwischen 1 und 10 mm. Dunkle mafische Minerale, vermutlich Amphibol, finden sich nur untergeordnet. Alle aufgenommenen Aufschlüsse weisen ein isotropes Gefüge auf. Die Einheit zeigt besonders nahe ihrer Kontakte zum Metagabbro mm-breite Adern von gelb-grünem Epidot.

Als separate Einheit wurden die Plagiogranite nicht auskartiert. Aufgrund ihres mit dem Metagabbro nahezu identischen Alters (Wallin et al., 1988, 1991; s. Tab.3.1.) und ihren intrusiven Beziehungen zum Gabbro, wie auch ihrer geringflächigen Verbreitung wurden sie mit dem Metagabbro als Kartierserie zusammengefasst.

4.3.3.3 Assoziierte Dolerite und Doleritkomplex

Die Beschreibung der Dolerite (*amerikan. „diabase“*) basiert auf den Aufschlüssen CM_105, CM_218 und CM_295. In vielen Metagabbro Aufschlüssen sind Doleritgänge präsent. Ihre Gangdicke variiert zwischen 0,1 und maximal 2 m. Hellgraue bis graubraune Verwitterungsfarben dominieren. Im frischen Anschlag zeigen die Dolerite ein dichtes

aphanitischen Gefüge, bei einer dunkelgrauen Farbe. In wenigen Aufschlüssen finden sich Einschlusskristalle von 2-3 mm großen Amphibolen in den Doleriten, die mit ihren Langachsen in Richtung der Gangorientierung eingeregelt sind. Die Dolerite sind mehrheitlich stark alteriert. Epidot bildet mm-mächtige Adern und Netzwerke vor allem an den Kontaktbereichen zum Metagabbro und Plagiogranit aus. Hier finden sich lokal wenige mm große, gelb glänzende idiomorphe Kristalle von Pyrit. Am Kontakt zum Metagabbro zeigen die Dolerite oftmals ein leichtes Abschreckungsgefüge.

Im Zentralteil der Metagabbro Einheit tritt eine kleine intrusive Gangschar auf. Dieser Komplex wird zu 80 bis 100 % aus Doleritgängen mit einer „*dike on dike*“ Geometrie aufgebaut (Abb.4.8.). Die Mächtigkeiten der grau-braunen Gänge variiert zwischen 0,01 und 0,3 m. Kontakte untereinander zeigen deutliche Abschreckungsränder („*chilled margins*“), die in Richtung des äußeren Rand des Komplexes weisen. Angeschlagen zeigen die Gänge aus dem Zentralbereich des Komplexes wie die obig beschriebenen Einzelgänge ein dichtes aphanitisches Gefüge. Am Rand des Komplexes dominieren porphyrische Strukturen, oft zeigen die Dolerite hier eine subvulkanische Struktur, mit vielen in ihrer Langachse eingeregeltten Amphibol- und Plagioklasleisten. Diese



Abb. 4.8. Doleritkomplex im Metagabbro; Aufschluss CM_218.

Porphyroklasten haben Langachsen mit einer Größe von bis zu 10 mm. Im Komplex finden sich vereinzelt 2 bis 10 cm mächtige plagiogranitische Gänge. Sie werden von mm-großen weißen Plagioklas- und milchig-grauen Quarzen aufgebaut und lassen sich makroskopisch nicht von den obigen assoziierten Plagiograniten unterscheiden. Im Aufschluss CM_218 zerlegen diese Gänge bruchhaft die Dolerite in eine magmatische Brekzie („*vinigrette*“) (Abb.4.9.). Auch dieser Komplex zeigt besonders an seinen intrusiven Kontakten zum umliegenden Metagabbro verstärkt mm-große Alterationsadern von gelblich-grünem Epidot. Dieser Komplex ist in seinem Aufbau („*dike on dike*“) einmalig im China Mountain Pluton, so dass er als separate Kartiereinheit herausgestellt wird. Im Gegensatz dazu werden die einzelnen, isolierten Doleritgänge im Metagabbro aufgrund

ihrer geringen Größe nicht separat auskartiert, sondern der Metagabbro Einheit zugerechnet. Die Mächtigkeit des isolierten Doleritkomplexes liegt bei etwa 100 bis 150 m senkrecht zum Streichen.

4.3.4 Kontakte

Liegendes: Kontakte zwischen dem Metagabbro und dem Mantelperidotit sind überwiegend tektonisch ausgebildet. Plagiogranitische Gänge wurden nicht im Mantelperidotit beobachtet. Zwischen den Doleriten und Mantelperidotit wurden nur intrusive Kontakte mit Abschreckungsrändern seitens der Dolerite beobachtet.

Hangendes: Gesteine der Mantel-Krusten Übergangszone finden sich intrusiv als isolierte undeformierte Einzelkörper im Metagabbro sitzend. Kontakte zur Serie 1 und 2 sind magmatisch seitens der Serien 1 und 2 ausgebildet. Ein magmatischer Kontakt zu den Serie 2 Gabbronoriten wird unterstützt durch das Auftreten mehrerer isolierter Gabbrovorkommen der Serie 2 innerhalb der Metagabbros (Kap.4.6.4). Isolierte Einzelkörper im m-Bereich von undeformierten Metagabbro liegen am Südrand des China Mountain Körpers, am Kontaktbereich zwischen Serie 2 Gabbronorit und Mantelperidotit. Auch außerhalb des China Mountain Plutons werden lokal feinkörnige Gabbros als isolierte Einzelkörper angetroffen. Sie sind überwiegend undeformiert und stellen möglicherweise Relikte des neoproterozoischen Gabbros dar.

4.3.5 Verwechslungen

Anhand seiner dunklen Farbgebung und seiner feinkörnigen wie auch meist deformierten Ausbildung lässt sich der Metagabbro leicht von allen anderen Lithologien unterscheiden. Die undeformierten Metagabbros zeigen jedoch lithologische Ähnlichkeiten mit den ebenfalls nur lokal vorkommenden Mikrogabbros der Serie 2 (Kap.4.6.3.3). Letztere zeigen oft als einzige Unterscheidungsmerkmale zum Metagabbro ein deutliches Fließgefüge wie auch eine etwas feinkörnigere Ausbildung.



Abb. 4.9. „Vinigrette“ später Plagiogranit zerlegt den Dolerit; Aufschluss CM_218.

Die Plagiogranite innerhalb der Metagabbros können makroskopisch nicht von in den Serie 2 und 3 auftretenden Plagiograniten (Kap.4.8) unterschieden werden. Sie zeigen jedoch durchweg einen deutlich höheren Grad an Alteration als die Plagiogranite der späteren Serien.

Neben einer ebenfalls sichtbaren höhergradigeren Alteration lassen sich die Dolerite der neoproterozoischen Serie makroskopisch nicht von ihren Pendants der Serie 2 (Kap.4.6.3.3) unterscheiden. Sie finden sich allerdings nur innerhalb der neoproterozoischen Serie und nicht in den direkt umgebenden Lithologien.

4.4 *Gesteine der Mantel-Krusten Übergangszone (MTZ)*

4.4.1 Charakteristik

Die ophiolitische Mantel-Krusten Übergangszone, kurz MTZ, ist ein sehr komplexer Bereich der von Ophiolith zu Ophiolith stark in seiner Mächtigkeit, wie auch in seinem strukturellen und modalen Aufbau variiert (Boudier and Nicolas, 1996). Die Zone trennt den unterliegenden, plastisch deformierten Mantelperidotit von den magmatisch deformierten Kumulatgesteinen, die den unteren Teil der Krustensequenz aufbauen (Nicolas, 1989). Aufsteigende Schmelze stagniert in diesem Bereich und es kommt zu intensiven Reaktionen zwischen der Schmelze und dem umgebenen Mantelperidotit, bevor die modifizierte Schmelze durch Kompaktionsprozesse ausgetrieben wird (Boudier and Nicolas, 1996; Juteau and Maury, 1999; Nicolas, 1989). Typische Gesteinsassoziationen die eine perkolierende Schmelze im Bereich der MTZ bildet, sind neben Duniten, plagioklasführende Wehrlite oder TroktoLite, jeweils abhängig von der Zusammensetzung der Ausgangsschmelze (Nicolas, 1989).

Kennzeichen der Gesteine ist für den Bear Creek Pluton ein markanter, aushaltender Lagenbau von wehrlitischen Lagen in einer zumeist harzburgitischen Matrix. Der Lagenbau wird dominiert durch Unterschiede in den modalen Proportionen von Olivin zu den Pyroxenen. Diese Unterschiede zeigen sich in den Aufschlüssen sehr gut an den gesteinspezifischen Verwitterungsresistenzen, die damit dem Lagenbau das markante Relief verleihen.

Für den Bonanza King und den China Mountain Pluton ist eine andere lithologische Ausprägung typisch. Hier dominieren grobkörnige, meist isotrope Wehrlite. Ihr Kennzeichen sind bis zu 5 cm große poikilitische Klinopyroxene.

Aufgrund der unterschiedlichen Ausbildung werden die Gesteine der Mantel-Krusten Übergangszone für jeden Pluton nachfolgend separat beschrieben.

4.4.2 Vorkommen

Die Mantel-Krusten Übergangszone mit ihren charakteristischen Gesteinsassoziationen findet sich in drei kartierten Plutonen (China Mountain, Bear Creek und Bonanza King) jeweils in unterschiedlicher struktureller Position und textueller Ausprägung (s. Kap.8). Die am besten aufgeschlossene und ausgebildete MTZ findet sich an der Nordwest- und West-Flanke des Bear Creek Plutons (Abb.4.10.). Sie entspricht vor allem in ihrem Aufbau am ehesten einer ophiolithischen Mantel-Krusten Übergangszone (Boudier and Nicolas, 1996; Nicolas, 1989). Im Gegensatz zu der durchgehend und gut ausgebildeten MTZ an der Basis des Bear Creek Plutons, findet sie sich im China Mountain und im Bonanza King Pluton, mehr oder weniger gut aufgeschlossen, vor allem im Kontaktbereich zum Mantelperidotit, oder als Fragmente innerhalb der späten Lithologien.

Im Gegensatz zu Boudier et al. (1989) wurde im China Mountain Pluton keine Mantel-Krusten Übergangszone an der Basis des Plutons gefunden. Auch die von Cannat and Lecuyer (1991) beschriebene Mantel-Krusten Übergangszone im Tamarack Lake Pluton konnte nicht bestätigt werden. Aufgrund der vorgefundenen Lithologie wurde der Bereich im Tamarack Lake als Serie 1 Pyroxenit kartiert (s. Kap.8). Der von Burckhardt (2007) kartierte Bereich um den Kangaroo Lake zeigte ebenfalls keine Gesteine der MTZ. Weitere Mantel-Krusten Übergangszonen finden sich nach Boudier et al. (1989) und Cannat and Lecuyer (1991) an der Basis des Castle Lake und am Mt. Bradley, wie auch an dem E-W streichenden Rücken zwischen beiden Plutonen. Die MTZ sitzt dort an jeweils unterschiedlichen strukturellen Positionen (Cannat and Lecuyer, 1991).

4.4.3 Ausbildung

4.4.3.1 Bear Creek Pluton

Die Gesteine und ihr Aufbau werden auf Basis der Typlokalitäten BC_1, BC_20, BC_206, BC_219 und TR_20 beschrieben. Die MTZ wird von Harzburgiten, Duniten, Wehrliten und Websteriten aufgebaut, die von späten pyroxenitischen und gabbroischen Gängen durchschlagen werden. Die gesamte Mantel-Krusten Übergangszone liegt in einer Umgebung aus Harzburgit und Dunit und wird von vielen, mehrere dm² großen Körpern dunitischer und

harzburgitischer Zusammensetzung durchsetzt (s. Kap.8). Dadurch unterscheidet sich die MTZ von anderen Übergangszonen wie z.B. die des Oman oder des Bay of Islands Ophioliths, wo die MTZ von den unterlagernden Harzburgiten durch eine Zone aus Dunit separiert liegt (Nicolas, 1989; Suhr et al., 1998).

Markant ist der vor allem an der Basis der Abfolge aufgeschlossene lagige Aufbau in den ocker- bis gelbbraunen Gesteinen (Abb.4.10.). Der kontinuierliche, aushaltende Lagenbau fällt im Zentrum flach (15-40°) und am Rand mittelsteil (30-60°) in Richtung Südwest ein. Nahezu in der gesamten Abfolge finden sich Linsen im cm bis dm Bereich sowie große Körper von residualem Harzburgit. Der Lagenbau ist gut sichtbar (Abb. 4.10.-4.11.) durch die modalen Variationen in den Proportionen von Olivin, Klinopyroxen und Orthopyroxen in Kombination mit der jeweiligen mineralspezifischen Verwitterungsresistenz der Minerale.



Abb. 4.10. Lagenbau an der Basis der Mantel-Krusten Übergangszone im Bear Creek Pluton; Aufschluss BC_223.

Olivin hat meist eine dunkle, teils matt-schwarze Farbe. Angeschlagen zeigen sich Körner mit einer gelblich teilweise auch grünlichen Farbgebung. Aufgrund ihrer geringen Verwitterungsresistenz im Vergleich zu den pyroxenreichen Lagen treten die olivinreichen Lagen deutlich in ihrem Relief im Aufschluss zurück (Abb.4.10.). Orthopyroxen zeigt meist eine bräunlich-bronzefarbene Verwitterungsfarbe. Angeschlagen zeigen sich hellbraune Körner. Klinopyroxen weist immer eine deutlich grünliche Farbgebung auf und lässt sich somit sehr gut von den anderen Mineralen unterscheiden. Die Korngrößen der Pyroxene variieren je nach Position in der Abfolge zwischen < 1 und 50 mm, die der Olivine ist meist nicht erkennbar.

Die Abbildungen 4.10. und 4.11. zeigen den an der Basis aufgeschlossenen mikrorhythmischen modalen Lagenbau mit seinen sehr scharfen, konkordanten Kontakten, die im Aufschluss zum Teil über mehr als zehn Meter aushalten. Die planaren Laminae weisen eine Mächtigkeit von 1 bis 60 mm auf und werden im unteren Bereich von olivinreichen Lagen (dunitisch) und (residualen) olivin- und orthopyroxenreichen Lagen (harzburgitisch) aufgebaut. Magmatische Störungen lassen sich in dem Lagenbau ebenfalls beobachten. Die Abbildung 4.11.

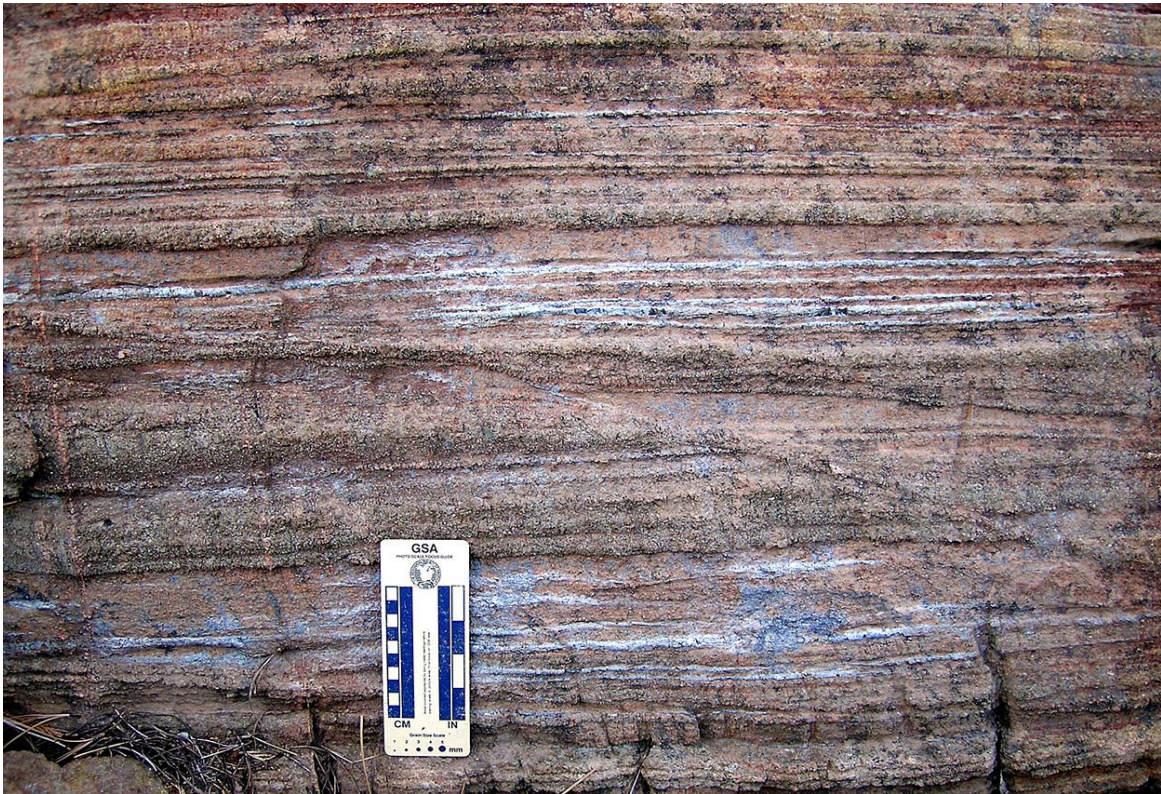


Abb. 4.11. Lagenbau an der Basis der Mantel-Krusten Übergangszone. Gut sichtbar befindet sich in der Bildmitte eine magmatische Störung (Abschiebung); Aufschluss BC_20.

zeigt neben dem Lagenbau eine synmagmatische Abschiebung („*growth fault*“) im Aufschluss BC_20.

Im Hangenden, in Richtung des Zentralteils der Abfolge, wird die Bänderung deutlich grobständiger. Dieser makrorhythmische Lagenbau wird nun gebildet durch 30 bis 200 mm mächtige Lagen. Mit der Vergrößerung der Lagenmächtigkeit erhöht sich zudem auch die Korngröße der Minerale, die hier deutlich mittel- bis grobkörnig ausgebildet sind. Im Weiteren tritt der braun- bronzefarbene Orthopyroxen auf Kosten von grünlichem Klinopyroxen stark zurück, es finden sich deutlich mehr wehrlitische Lagen. Eine Einregelung der Pyroxene in den größeren Partien wurde nicht beobachtet.

An vielen Stellen wird der Lagenbau von späten, querschlagenden, grobkörnigen, teils pegmatitischen Gängen aus Websterit, Klinopyroxenit und Gabbronorit intrudiert. Die websteritischen Gänge zeigen am Kontakt kaum einen sichtbaren Abschreckungsrand („*Chilling*“). Im Gegensatz dazu weisen die Gabbro- und Klinopyroxenitgänge an ihren Kontakten ein deutliches Chilling auf.

In Richtung auf den Top der Sequenz finden sich vielfach cm bis mehrere zehner Meter große Körper von residualem Harzburgit zwischen 1 bis 2 m mächtigen Lagen aus gebänderten Wehrliten und Olivin-Websteriten. Die Harzburgitkörper zeigen Proportionen von Orthopyroxen zu Olivin auf, die typisch sind für Mantelgesteine. Ein Kumulatorsprung kann somit vorerst für sie ausgeschlossen werden. Sie sind überwiegend sehr stark alteriert, was sich durch ihre matte, grau-schwarze Verwitterungsfarbe zeigt. Zudem sind sie durchzogen von Netzwerken aus mm-mächtigen schwarz glänzenden Magnetit- und weißlich-grauen Serpentinbändern.

Der Top der Einheit (Aufschluss BC_1) wird aufgebaut aus mittelkörnigen, teils auch grobkörnigen isotropen Wehrliten. Diese Wehrlite bilden mehrere m² große isolierte Körper aus, die in einer Matrix aus Serie 1 Pyroxeniten (Websterite, Klinopyroxenite) und Gabbros liegen.

Die Mächtigkeit der MTZ Gesteine lässt sich nur sehr schwer bestimmen da ein direkter Kontakt zum liegendem Mantelperidotit nicht aufgeschlossen ist. Da aber nur wenige zehner Meter unter dem letzten MTZ Aufschluss Harzburgit ansteht, kann für die lagige Basisabfolge eine Mindestmächtigkeit von 50 bis 100 m angenommen werden. Die Abschätzung der Mächtigkeit für den relativ flachliegenden Zentralteil und den Topbereich der Abfolge gestaltet sich durch die vielen harzburgitischen Linsen und die vielfach querschlagenden pyroxenitischen Gänge sehr schwer, sie sollte aber eine Mächtigkeit von maximal 100 bis 150 m nicht überschreiten.

4.4.3.2 China Mountain Pluton

Die Gesteine der Mantel-Krusten Übergangszone des China Mountain Plutons werden anhand der Typlokationen CM_299, CM_374, CM_376 und CM_408 beschrieben. In den Typlokationen zeigen die Wehrlite eine dunkelbraune bis schwarze Verwitterungsfarbe, mit einer meist deutlich körnigen Oberfläche.

Herauswitternde Klinopyroxenkörner, mit einer Korngröße zwischen 5 und 50 mm, verleihen mit ihrem positiven Relief der Oberfläche ihre Körnigkeit. Sie liegen in einer Matrix aus Olivin, der ein deutlich negatives Relief aufweist. Oft ist Olivin aufgrund einer durchgehenden Serpentinisierung in ein mattschwarzes Serpentinmineral umgewandelt. Angeschlagen bildet eine glatte, unebenflächig brechende zusammenhängende Fläche die serpentinisierte Matrix aus. In dieser finden sich 1 bis 2 mm große regellos verteilte Magnetitkörner. Eine Regelung der

Klinopyroxene konnte nicht beobachtet werden. In den Wehrliten finden sich keine sichtbaren



Abb. 4.12. Poikilitisches Klinopyroxenkorn innerhalb eines Wehrlites; Aufschluss CM_408.

Hinweise auf eine plastische oder bruchhafte Deformation. Klinopyroxenkörner mit Größen von mehr als 20 mm besitzen überwiegend eine poikilitische Struktur (Abb.4.12.). Mattschwarze Einschlusskristalle von serpentinisiertem Olivin liegen in den Klinopyroxen-Wirtskristallen („oikocryst“). Sie haben Korngrößen zwischen 2 und 6 mm und zeigen in den poikilitischen Körnern deutlich größere Abstände zueinander als außerhalb der Wirtskristalle.

In der Matrix finden sich nur selten Kristalle von bräunlichem Orthopyroxen. Wenn Orthopyroxene vorhanden sind, so zeigen sie mit einer Korngröße von etwa 10 mm eine deutlich feinere Körnung als die umgebenen Klinopyroxene.

Ein sehr lokaler Lagenbau ist nur an einer Lokation im gesamten Pluton aufgeschlossen (Aufschluss CM_374; Abb.8.17.). Olivinreiche (dunitische) Lagen wechseln mit klinopyroxenreichen (wehrlitischen) Lagen über eine Mächtigkeit von etwa 5 m ab. Die aushaltenden Lagen mit scharfen modalen Kontakten sind mittelkörnig bis grobkörnig ausgebildet (durchschnittliche Korngröße 8-10 mm) und weisen eine Lagenmächtigkeit von durchschnittlich 15 cm auf.

Für die MTZ des China Mountain Pluton lässt sich keine Mächtigkeit bestimmen, da die Gesteine keine zusammenhängenden Aufschlüsse bilden. Ein Kontakt zum Liegenden ist zudem nicht aufgeschlossen und die Gesteine liegen vornehmlich als Relikte/Fragmente innerhalb von anderen Serien (Kap.4.6). Die Aufschlüsse deuten aber auf eine nur sehr geringmächtige Ausbildung der MTZ im Bereich von wenigen zehner Metern hin. Die primäre Mächtigkeit (vor Platznahme der späten Serien 1 bis 4) kann deutlich mächtiger gewesen sein.

4.4.3.3 Bonanza King Pluton

Die Gesteine der Mantel-Krusten Übergangszone im Bonanza King Pluton sind an zwei Lokationen nahe des Kontaktes zum umgebenden Mantelperidotit aufgeschlossen. Sie zeigen leicht unterschiedliche Ausbildungen.

Die MTZ an der Ostflanke des Plutons (Aufschlüsse TR_46 und BK_162) wird aus grobkörnigen poikilitischen Wehrliten aufgebaut. Das dunkelbraune, körnige Gestein ist deutlich alteriert, jedoch lassen sich noch gut in einer Matrix aus mattschwarzen, serpentiniertem Olivin blässlich grüne, 30 bis 40 mm große Klinopyroxenkörner mit poikilitischer Struktur erkennen. In den poikilitischen Klinopyroxen-Wirtskristallen („*oikocryst*“) liegen etwa 3 bis 4 mm große, mattschwarze anscheinend vollständig serpentinierte Einschlusskristalle von Olivin. Die Wirtskristalle selbst sind regellos verteilt und es finden sich keinerlei Hinweise auf eine Deformation der Gesteine. Schwarz glänzende, 1 bis 2 mm große Körner aus Magnetit liegen richtungslos in der mattschwarzen Serpentin-Matrix.

An der zweiten Lokation, dem sogenannten „*Fire Lookout*“ findet sich die zweite lithologische Ausbildung der MTZ (Aufschluss BK_110). Wehrlite bilden dort mehrere tabulare, steilstehende Körper innerhalb einer Umgebung aus Dunit, Harzburgit und Gängen von Gabbro, Dolerit und Plagiogranit. Der Wehrlit zeigt dort eine markant rotbraune bis ockerfarbene Verwitterungsfarbe (Abb.4.13.) mit positiv herauswitternden grünlichen Klinopyroxenen. Die Körner sind überwiegend mittelkörnig. Olivin ist durchgehend in ein mattschwarzes Serpentinmineral umgewandelt. Angeschlagen zeigt der Olivin eine unebenflächig brechende, mattschwarze Oberfläche. Im Gegensatz zu den vorigen Aufschlüssen zeigen die Klinopyroxene hier neben einer geringeren Korngröße eine deutliche magmatische Einregelung und lokal einen Lagenbau in olivinreiche und olivinarme Lagen. Auch wurde in diesem Aufschluss und in seiner Umgebung keine poikilitische Struktur bei den Klinopyroxenen beobachtet. Leisten von Magnetitkörnern zeigen mit ihrer Langachse eine deutliche Einregelung. Ihre Korngrößen liegen zwischen 1 und 3 mm. Als weiterer Unterschied zu dem ersten Aufschluss (TR_46) finden sich in den Wehrliten ein mit eingeregelter Klinopyroxenkristallen ausgekleidetes lithosphärisches Bruchnetzwerk (Abb.4.13.).

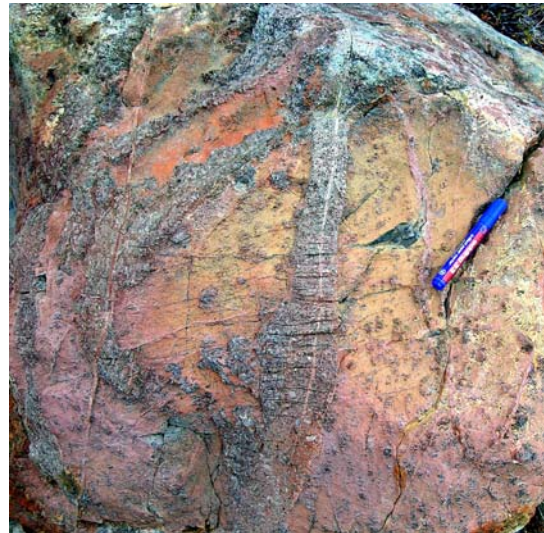


Abb. 4.13. Wehrlitkörper am Fire Lookout Bonanza King. Gut sichtbar sind Netzwerke von Klinopyroxen; Aufschluss BK_110.

Aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse kann keine Aussage über die Mächtigkeit der MTZ Gesteine gemacht werden. Der gangartige Wehrlit am „*Fire Lookout*“ weist

eine Mächtigkeit von etwa 3 m senkrecht zum Streichen auf. Ein weiterer Gang zeigte eine Mächtigkeit von etwa 1-2 m senkrecht zu seinem Streichen.

4.4.4 Kontakte

Liegendes: Ein aufgeschlossener Kontakt zum unterlagernden Mantelperidotit wurde in keinem der Plutone gefunden, jedoch steht Mantelperidotit im Bear Creek Pluton nur wenige zehner Meter unter dem letzten MTZ Aufschluss an. Am „*Fire Lookout*“ am Bonanza King Pluton zeigt der gangartige Wehrlit Körper scharfe, intrusive Kontakte zum Mantelperidotit. In dem neoproterozoischen Metagabbro liegen isotrope und undeformierte Wehrlite als kleine, isolierte Intrusivkörper vor. Die Kontakte sind scharf, mit abgeschreckten Kontakten seitens der Wehrlite.

Hangendes: Im China Mountain, Bear Creek und Bonanza King Pluton werden die Gesteine der Mantel-Krusten Übergangszone von späten Gängen aus Websterit, Klinopyroxenit (Serie 1) und teilweise pegmatitischen Gabbronorit (Serie 2) durchschlagen (Kap.4.5.3 und 4.6.3.1). Zudem finden sich in einigen Aufschlüssen Gänge von querschlagenden Plagiograniten. Im China Mountain Pluton finden sich die Wehrlite der MTZ oftmals als Fragmente bzw. Xenolithe innerhalb von Gesteinen der späteren Serien 1 und 2. Xenolithe von wehrlitischen Gesteinen finden sich ebenfalls am Kontakt zwischen Mantelperidotit und Gabbro im Castle Lake.

4.4.5 Verwechslungen

Wehrlitische Gesteinen der MTZ, in Aufschlussbereichen ohne sichtbaren poikilitischen Klinopyroxen, können leicht mit olivinreichen Websteriten und Klinopyroxeniten der Serie 1 und den Olivin-Gabbronoriten (Kap.5.4) verwechselt werden. Neben einer meist sehr ähnlichen bräunlichen Verwitterungsfarbe ist auch ihr Modalbestand vergleichbar. Wichtigste Unterscheidungsmerkmale der MTZ Gesteine sind neben ihrem guten Lagenbau, die poikilitisch ausgebildeten Klinopyroxene und ein meist höherer modaler Anteil an Olivin. Trotz dieser Merkmale lässt sich insbesondere der Topbereich der Bear Creek Abfolge in einigen Aufschlüssen nur sehr schwer von den makroskopisch vergleichbaren olivinführenden Websteriten und Klinopyroxeniten der Serie 1 unterscheiden.

4.5 Gesteine der Serie 1

4.5.1 Charakteristik

Gesteine der intrusiven Serie 1 werden aus zwei Hauptlithologien aufgebaut, den Pyroxeniten und den Gabbros. Die Pyroxenite sind gekennzeichnet durch ein überwiegend isotropes Gefüge bei einer mittel- bis grobkörnigen Ausbildung ihrer Hauptminerale. Kennzeichen der Serie 1 Gabbros hingegen sind neben ihrer durchgehend starken Alteration, ihre sehr helle Verwitterungsfarbe, eine starke magmatische Foliation sowie ihre überwiegend feinkörnig ausgebildeten Hauptminerale. Daraus leitet sich ihre Geländebezeichnung als feinkörniger, folierter Gabbro ab. Evolierte Plagiogranite oder Ganggesteine wurden für diese Serie nicht erkannt.

4.5.2 Vorkommen

Pyroxenite der Serie 1 finden sich in jedem der kartierten Plutone (China Mountain, Cabin Meadows, Bear Creek, Bonanza King und Tamarack Lake) an verschiedenen und zum Teil unterschiedlichen strukturellen Positionen innerhalb, wie auch am Randbereich der Körper (s. Kap.8). Am mächtigsten sind die Pyroxenite im Bear Creek Pluton ausgebildet, gefolgt vom Tamarack Lake Pluton. Vereinzelt finden sich auch wenige dm² große, isolierte Einzelkörper von Pyroxenit in Mantelperidotit.

Aufschlüsse des Serie 1 Gabbros finden sich ausschließlich im Nord- und Südwestbereich des Bear Creek Plutons. Dort finden sich zwar viele Aufschlüsse, jedoch weisen sie jeweils nur eine Größe von wenigen Quadratmetern auf. Zusammenhängende Aufschlüsse im übergeordneten Maßstab finden sich zudem selten. In den anderen Plutonen finden sich innerhalb der Serie 2 Gabbronorite nur lokal wenige cm² große Relikte eines lithologisch ähnlichen Gabbros (Kap.4.6.3.2).

4.5.3 Ausbildung

4.5.3.1 Pyroxenite

Die Gruppe der Pyroxenite kann intern weiter in Websterite und Klinopyroxenite untergliedert werden. Websterite stellen die ältere Lithologie dar, da sie in einigen Aufschlüssen von Klinopyroxeniten geschnitten werden.

Websterite: Anhand der Typaufschlüsse BC_2, BC_5, BC_110, BC_121, CM_81, CM_302, CM_447 und TR_16 erfolgt die nachfolgende Gesteinsbeschreibung. Die Websterite bilden körnige, massige Gesteine ohne deutliche Bänderung aber oft mit sichtbarer magmatischer Foliation. Olivinführender Websterit kommt überwiegend nahe den Kontakten zum Mantelperidotit vor. Die Gesteine variieren in ihrer Verwitterungsfarbe von grünlich-braun bei den Websteriten bis hin zu rotbraun bei den Olivin-Websteriten. Generell liegt die Korngröße der Hauptminerale zwischen 2 und 15 mm. Grobkörnigere Websterite finden sich nur selten. Wenn aufgeschlossen, liegen sie vornehmlich am Kontakt zu den Klinopyroxeniten.

Dunkelbrauner Orthopyroxen und blass grünlicher Klinopyroxen bilden die Grundmasse des Gesteins aus. Sie zeigen eine überwiegend hypidiomorph-gleichförmige



Abb. 4.14. Olivin-Websterit, der rötliche Olivin sticht mit seinem negativen Relief und seiner Farbe markant hervor; Aufschluss BC_121.

Kornform. Eine magmatische Foliation findet sich besonders häufig in den fein- bis mittelkörnigen, olivinführenden Lithologien. Aufgebaut wird sie von eingeregelt Pyroxenkörnern. In keinem Aufschluss konnte eine poikilitische Struktur bei den Pyroxenen beobachtet werden. Olivinführende Websterite zeigen bis zu 20 Vol. % Olivin, der als orange-rote Körner in den Zwischenräumen der Pyroxene sitzt. Im Aufschluss ist Olivin

durch seine Farbe und sein deutlich negatives Relief im Vergleich zu den Pyroxenen sehr markant (Abb.4.14.). Angeschlagen zeigt der Websterit mm-große Olivinkörner mit einer gelbbraunen Farbgebung. In einigen Aufschlüssen ist der Olivin durchgehend in ein grau- bis mattschwarzes Serpentinmineral umgewandelt. Angeschlagen zeigen die serpentinierten Olivine eine unebenflächig brechende, mattschwarze Oberfläche. Einzelkörner lassen sich nicht mehr erkennen. Feinkörnige, weiße Plagioklaskristalle im mm- bis maximal 1 cm Bereich finden sich sowohl in den olivinführenden wie auch in den olivinfreien Websteriten. In den letzteren zeigen sie deutlich höhere modale Anteile. Amphibol und Spinell lassen sich in den Gesteinen makroskopisch nicht beobachten.

Interne Kontakte zwischen Websterit und Olivin-Websterit sind durchgehend graduell durch eine Abnahme von Olivin ausgebildet. Kontakte zwischen Websterit und Klinopyroxenit

sind sowohl intrusiv wie auch graduell ausgebildet und zeichnen sich durch eine Abnahme an braunem Orthopyroxen aus.

Klinopyroxenite: Die Gesteinsbeschreibung basiert auf den Typlokalitäten BC_24, BC_39, BC_41, BC_52, TL_3, CM_260, CM_292, CM_374 und CM_408.2. Klinopyroxenite bilden wie die Websterite körnige, massige Gesteine aus. Sie zeigen neben einer dunkelgrünen Verwitterungsfarbe ein überwiegend isotropes Gefüge. Nur sehr selten besitzen sie eine schwach ausgebildete magmatische Foliation, die sich anhand eingeregelter Pyroxenkörner zeigt. Wie auch in den Websteriten findet sich kein modaler Lagenbau in den Gesteinen.

Grüne, meist gleichkörnig ausgebildete Klinopyroxenkörner (Abb.4.15.) bauen die Grundmasse des Gesteins zu durchschnittlich 70-80 Vol. % auf (Tab.A2.3). Die Klinopyroxene sind mit Korngrößen zwischen 5 und 100 mm deutlich gröber ausgebildet wie in den Websteriten. Auch zeigen sie im Vergleich zu den Websteriten eine deutlich größere Varianz in ihrer Korngröße. Olivinführende Klinopyroxenite sind nur sehr selten aufgeschlossen. In ihnen sitzt Olivin als linsenförmiger Cluster in den Zwischenräumen der Pyroxene. Er ist aufgrund seiner gelb-orangen Verwitterungsfarbe und seinem negativen Relief sehr einfach zu identifizieren (vgl. Abb.4.14.). In vielen Aufschlüssen ist Olivin in



Abb. 4.15. Netzwerke aus plagioklas-, quarz- und amphibolführenden Venen (weiß) in Klinopyroxenit; Aufschluss CM_171.

ein Serpentinmineral umgewandelt, so dass makroskopisch keine Körner erkennbar sind. Körner von braunen Orthopyroxen finden sich auf Positionen zwischen Klinopyroxenen liegend. Sie sind meist deutlich feinkörniger ausgebildet als die Klinopyroxene. Plagioklaskristalle von wenigen mm-Größe sitzen in den Zwischenräumen der Matrix. Sie bilden sehr lokale, meist isolierte Imprägnationen von teilweise mehr als 20 Vol. %. Kontakte zwischen den Imprägnationen sind immer sehr scharf ausgebildet. Plagioklas tritt innerhalb einer Distanz von wenigen mm komplett zurück. Einzelkristalle von schwarzem Amphibol lassen sich nur vereinzelt beobachten. Insbesondere die grobkörnigen Gesteine weisen vermehrt einen Saum von schwarzem Amphibol um die größten Klinopyroxenkörner auf. Spinelle wurden nicht beobachtet.

Kontakte zu den Websteriten sind zum einen graduell und zum anderen intrusiv ausgebildet. Vielfach finden sich breite Gänge oder Taschen von Klinopyroxenit in den Websteriten. Intrusiv und isoliert im Mantelperidotit sitzende Einzelkörper von Pyroxenit (sowohl olivinführender Klinopyroxenit wie auch Websterit) zeigen ausnahmslos eine grobkörnige Ausbildung ihrer Hauptmineralphasen.

Ein weiteres Merkmal der Klinopyroxenite sind die vielfach beobachteten Gänge oder Venen („*Veins*“) von Plagioklas, schwarzem Amphibol und etwas milchig-grauem Quarz (Abb.4.15.). Sie bilden zum Teil einzelne, diskordante Gänge aber auch Netzwerke in den Aufschlüssen. Ihre Gangdicke variiert zwischen 2 und 20 mm. Die Proportionen der Gangminerale untereinander variieren zwischen Plagioklas- und Amphibol dominierenden Gängen, Quarz tritt immer untergeordnet auf.

Mächtigkeitsangaben können für die Pyroxenite nur zusammengefasst (Klinopyroxenite und Websterite) angegeben werden. Generell zeigt sich jedoch ein Vorherrschen von klinopyroxenitisch ausgebildeten Aufschlüssen. Die aufgeschlossene Mächtigkeit der Serie 1 Pyroxenite am Bear Creek beträgt etwa 300 bis 500 m, am Toad Lake mindestens 150 m, im China Mountain wie auch im Bonanza King Pluton mindestens 100 m.

4.5.3.2 Gabbro

Auf den folgenden Typlokalitäten basiert die lithologische Beschreibung der Serie 1 Gabbros: BC_9.2, BC_118, BC_156, BC_166, BC_187, BC_189 und teilweise auf den Aufschlüssen BC_178 und BC_179. Die meist nur wenige Meter großen Aufschlüsse liegen in einer für dieses Gestein charakteristischen Umgebung aus einem lockerem, sehr feinkörnigen hell ocker- bis sandfarbenen Boden (Abb.4.16.). In allen bearbeiteten Aufschlüssen haben die Gabbros durch ihre hellgraue, bis zum Teil weißliche Verwitterungsfarbe, ein leukokrates Erscheinungsbild. Im Bergfrischem Zustand weisen die Gesteine kaum einen farblichen Unterschied zur äußerlichen Verwitterungsfarbe auf.

Aufgebaut wird der Gabbro aus grau-grünen Klinopyroxenen und matten bis blassen weißlichen Plagioklaskristallen (Abb.4.17). Nur sehr vereinzelt finden sich hellbraune Orthopyroxen- und schwarze Amphibolkörner. Die mafischen Minerale haben trotz der hellen



Abb. 4.16. Typischer Aufschluss der Serie 1 Gabbros, man beachte die auffallend helle Bodenfarbe; Aufschluss BC_118.

Farbe des Gesteins Anteile von durchschnittlich 55 bis 60 Volumenprozent. Das Gestein ist überwiegend fein- bis mittelkörnig ausgebildet, die Klinopyroxene und Plagioklase zeigen Korngrößen zwischen 1 und 2 mm. Korngrößen von 3 mm und mehr (max. 4 mm) finden sich nur in sehr wenigen Vorkommen, die einen schwach ausgebildeten Korngrößen gestützten Lagenbau zeigen. In diesen grobkörnigeren Partien zeigen die Klinopyroxene wie auch die Plagioklase vielfach einen feinen, grünlichen Saum aus einem Chlorit Mineral. Einige Plagioklaskörner weisen zudem eine

Rosafärbung in ihrem Kernbereich auf. Opake Minerale wurden nicht gefunden.

Die in jedem Aufschluss sichtbare magmatische Foliation wird aufgebaut von in ihrer Langachse eingeregelteten Klinopyroxenkörnern und Plagioklasleisten (Abb.4.17). Wenn aufgeschlossen, zeigen sowohl die Orthopyroxene als auch die Amphibole eine Einregelung.

Ein Lagenbau ist nur selten ausgebildet. Korngrößengestützter Lagenbau überwiegt, nur vereinzelt ist ein modaler Lagenbau aufgeschlossen. Der modale Lagenbau weist scharfe modale Kontakte zwischen plagioklasreichen (> 60 Vol. %) und plagioklasarmen (<60 Vol. %) Partien auf. Lagenmächtigkeiten variieren zwischen 10 und 20 cm, sie sind über den Aufschluss aushaltend. Korngrößengestützter Lagenbau ist gekennzeichnet durch 5 bis 10 cm mächtige aushaltende, planare Lagen mit jeweils feinkörniger (1 mm) oder mittelkörniger (2 mm)

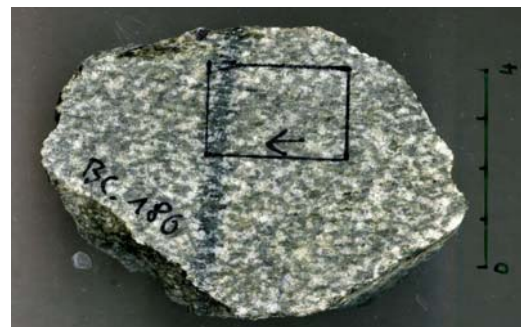


Abb. 4.17. Serie 1 Gabbro Handstück, die Foliation verläuft waagrecht im Bild; Handstück BC_186.

Ausbildung der Hauptminerale. Dünne Laminae im Lagenbau wurden in dieser Serie nicht beobachtet.

Die helle Farbe im verwitterungs- wie auch im bergfrischem Zustand, zusammen mit der Rosafärbung der Plagioklaskerne und den grünlichen Säumen, geben deutliche Hinweise auf eine starke, durchgehende Alteration der Serie 1 Gabbros über die gesamte aufgeschlossene Einheit.

Wie auch in den Klinopyroxeniten finden sich lokal im Gabbro 10 bis 30 mm mächtige Venen („Veins“) von feinkörnigem Plagioklas und Amphibol. Oft dominiert der schwarze Amphibol den Modalbestand. Die Gänge zeigen einen intrusiven, diffus-welligen Verlauf in der Gabbromatrix.

Die Mächtigkeiten des Gabbros können nur für den Bear Creek Pluton bestimmt werden. Dort besitzt der Serie 1 Gabbro eine Mächtigkeit von etwa 300 bis 500 m.

4.5.4 Kontakte

Liegendes: Die Websterite und Klinopyroxenite zeigen klare intrusive Kontakte zu den Mantelgesteinen und denen der Mantel-Krusten Übergangszone. In einigen Aufschlüsse ist am Kontakt zum Mantelperidotit einen deutlicher, etwa 1 bis 4 cm breiter Abschreckungsrand ausgebildet (Abb.4.18.). Ein jüngeres Alter der Pyroxenite lässt sich auch anhand von Mantelperidotit- und MTZ-Fragmenten bzw. Xenolithen an ihren Rand- bzw. Kontaktbereichen, besonders im Bear Creek und Tamarack Lake Pluton, ableiten (Abb.4.24.). An diesen Kontakten finden sich ebenfalls etwa 1 bis 2 cm breite, abgeschreckte Zonen bzw. Ränder seitens der Pyroxenite.

Die Einstufung dieser Gabbros als frühe Serie 1 Gabbro Phase basiert auf den flachen Kontakten zu den Serie 1 Pyroxeniten im Massiv (BC), sowie dem lokalen graduellen Übergang der Pyroxenite in pyroxenreiche Gabbros. Ein solcher Übergang findet sich z.B. im Aufschluss BC_118. Dort sitzt eine etwa 2 x 1 m große, fein- bis mittelkörnige Pyroxenitlinse in dem Gabbroaufschluss. Sie zeigt einen graduellen Kontakt zum umliegenden feinkörnigen, foliierten Gabbro. Solche Aufschlüsse sind jedoch eine Seltenheit, so dass aufgrund des überwiegend nicht direkt aufgeschlossenen Kontaktes zum Liegendem und den zwar vielen, aber nicht durchgehenden Aufschlüssen, diese Zuordnung nicht zu Hundertprozent gesichert ist.

Hangendes: Im Hangenden des Bear Creek Plutons kommt zunehmend interstitieller Plagioklas in den Pyroxeniten vor und über einen nicht aufgeschlossenen Kontakt treten feinkörnige, magmatisch foliierte und stark alterierte Gabbros der Serie 1 auf. Da der Kontakt zum Serie 1 Gabbro im Bear Creek Pluton nirgendwo vollständig aufgeschlossen ist, kann eine endgültige Aussage über den Hangendkontakt zum Serie 1 Gabbro nicht getroffen werden. Seine Hangendkontakte zu den Serien 2 und 3 in allen Plutonen hingegen sind klar intrusiv seitens der nachfolgenden Serien. In diesen Lithologien sind die Pyroxenite oftmals nur als reliktsche Körper im m- bis 10er- m Maßstab innerhalb einer gabbroischen Matrix erhalten (Abb.4.24).

Zu den peridotitischen Lithologien zeigen die Serie 1 Gabbros intrusive Kontakte. An einigen Aufschlüssen im Bear Creek Pluton finden sich dm-große Xenolithe von Harzburgit und Dunit in der Gabbromatrix (s. geol. Karte). Kontakte zum späteren Gabbronorit der Serie 2 sind intrusiv seitens der Serie 2, so wird im China Mountain Massiv (Aufschlüsse CM_285 und



Abb. 4.19. Resorbierte Fragmente von sehr feinkörnigen (vermutlich) Serie 1 Gabbro innerhalb variabel texturiertem Gabbronorit der Serie 2 ; Aufschluss CM_64.



Abb. 4.18. Olivinführender Websteritgang in Harzburgit, der Gang zeigt abgeschreckte Kontakte; Aufschluss BC 110.

CM_383) aber auch am Kontakt zwischen Serie 1 Gabbro und Serie 2 Gabbronorit im Bear Creek Pluton ein früher, feinkörniger Gabbro von dem grobkörnigen variabel texturierten Gabbronorit der Serie 2 infiltriert und zum Teil resorbiert (Abb.4.19.). So findet sich vermutlich Serie 1 Gabbro im China Mountain Pluton nur noch reliktsch innerhalb der Serie 2. Beide Lithologien werden von querschlagenden pegmatitischen

Gabbrogängen in einigen Aufschlüssen durchsetzt. Wie hoch der reliktsche Anteile von Serie 1 Gabbro in der gesamten Serie 2 ist, lässt sich nicht abschätzen.

4.5.5 Verwechslungen

Wie im Kapitel 4.4.5 dargestellt, können die Serie 1 Pyroxenite stellenweise mit den pyroxenitischen Gesteinen der Mantel-Krusten Übergangszone verwechselt werden. Auch mit den Olivin-Gabbronoriten (Kap. 5.4) können insbesondere die olivinreichen Websterite verwechselt werden. Neben einer vergleichbaren Verwitterungsfarbe finden sich abgesehen von Plagioklas, entsprechende Hauptminerale und Proportionen. Verwechslungen mit den gabbroischen oder subvulkanischen Lithologien der nachfolgenden Serien können ausgeschlossen werden. Jedoch besteht lokal auch die Möglichkeit, dass die Pyroxenite solche der Serien 2 und/oder 3 darstellen können. Eine Unterscheidung im Gelände ist hierbei nicht möglich.

Gabbros der Serie 1 unterscheiden sich deutlich durch ihre Feinkörnigkeit kombiniert mit ihren sehr hellen Verwitterungs- und Anschlagfarben, von allen anderen gabbroischen Phasen. Lässt man ihre Gesteinsfarbe außer Acht, kann seitens der sehr guten magmatischen Foliation eine makroskopische Verwechslung mit den feinkörnigen Partien der Serie 3 Gabbronorite (Kap.4.7) nicht gänzlich ausgeschlossen werden, jedoch fehlt in dem Gabbro der Serie 1 makroskopisch der Orthopyroxen. Auch das Erscheinungsbild der Aufschlüsse an sich unterscheidet sich von den anderen Gabbroserien. Der helle, feinkörnige Boden in Kombination mit aus vornehmlich Hanganschnitten bestehenden Aufschlüssen (Abb.4.16.), grenzt die Gabbros der Serie 1 von den Gabbros der Serien 2 und 3 ab, die meist kleinere und größere Felsrippen oder Bergrücken ausbilden.

4.6 *Gesteine der Serie 2*

4.6.1 Charakteristik

Die Serie 2 umfasst vier lithologische Einheiten. Gabbronorite der Serie 2 sind variabel texturiert, überwiegend isotrop und bilden oft steilstehende tabulare Körper. Grobkörnig- bis pegmatitisch ausgebildete Gabbronoritgänge sind intrusiv in nahezu jede liegende Serie und weisen Mächtigkeiten zwischen wenigen cm bis hin zu einigen dm auf. Kennzeichen der Amphibolgabbros ist ihre meist isotrop ausgebildete variable Textur. Im Gegensatz zu den Gabbronoriten besitzen sie modal kaum noch Klinopyroxen und keinerlei Orthopyroxen mehr. Die grau-blauen Dolerite weisen ein aphyrisch, teils porphyrisch Gefüge auf. Sie finden sich als cm bis dm breite Gänge intrusiv im Mantelperidotit und in den Serien 1 und 2.

4.6.2 Vorkommen

Im Verband liegen diese vier Einheiten nur im Bonanza King Pluton und, lokal sehr kleinräumig aufgeschlossen, im South China Mountain vor. Variabel texturierter Gabbronorit findet sich in allen bearbeiteten Plutonen, wie auch in dem nur studierten und nicht kartierten Castle Lake Pluton und dem von C. Burkhardt (2007) bearbeiteten Kangaroo Lake Pluton. Serie 2 Gabbronorite bilden die Zentralbereiche der Plutone aus, wie auch den direkten Kontakt mit dem umliegenden Mantelperidotit. Auch kleinere isoliert im Mantelperidotit liegende Plutone wie der Cabin Meadows Pluton oder mehrere kleine Körper im Bereich des Bonanza King und Kangaroo Lakes (Burkhardt, 2007) werden von dem variabel texturierten Gabbronorit aufgebaut.

Pegmatitische Gabbronoritgänge lassen sich in jedem Pluton und seiner näheren Umgebung beobachten, besonders im Südteil des South China Mountains, wo Netzwerke von pegmatitischen Gängen den Mantelperidotit intrudieren (Abb.8.21.).

Der Amphibolgabbro ist nur im Bonanza King sowie im Topbereich des South China Mountains auskartierbar ausgebildet. Mit dem variabel texturierten Gabbronorit zusammen baut er auch den Großteil des Castle Lake Plutons auf.

Mikrogabbro findet sich zusammen mit Dolerit innerhalb der Gabbronorite der Serie 2 in allen Plutonen, aber auch in den Gabbros der Serie 1 im Bear Creek Pluton. Doleritgänge sind in allen Plutonen aufgeschlossen. Die Dolerite bilden nur im Bonanza King Pluton und im umgebenen Mantelperidotit einen Gangkomplex aus. Im China Mountain Pluton finden sich gehäuft Einzelgänge im Bereich des China und South China Mountain Gipfels. Im Cabin Meadows, im Bear Creek und im Tamarack Lake Pluton lassen sich vergleichsweise nur sehr wenige, meist isolierte Einzelgänge beobachten.

4.6.3 Ausbildung

4.6.3.1 Variabel texturierter Gabbronorit

Basierend auf den Typaufschlüssen BC_82, BC_113, BK_3, BK_62, CM_339, CM_377, CM_390, TL_1 und TR_28 erfolgt die Geländebeschreibung. Aufgebaut wird der Gabbronorit aus weiß-grauem Plagioklas, grau-grünem Klinopyroxen und braun- bis rostrotem Orthopyroxen als Hauptgemengteile. Als Nebengemengteile finden sich schwarzer Amphibol und vereinzelt zwickelfüllender Quarz. Lokal weisen manche grobkörnigen Klinopyroxene einen Saum von

schwarzem Amphibol auf (Abb.4.20.). OpaKminerale lassen sich makroskopisch nicht beobachten. Das äußere Erscheinungsbild des Gabbronorits variiert im kleinräumigen Maßstab von leukokrat bis mesokrat, da im Aufschlussbereich die mafischen Anteile zwischen 30 und 60 Volumenprozent variieren können.

Die Gesteine zeigen meist ein richtungslos-ungleichkörniges Gefüge (inequigranular-seriat) mit überwiegend subhedral ausgebildeten Hauptmineralen. Die Korngröße der Hauptminerale und ihre Textur variiert auf kleinstem Maßstab von feinkörnig (1 mm) bis pegmatitisch (60 mm) (Abb.4.20.). Amphibole und Quarz weisen immer eine deutlich geringere



Abb. 4.20. Variabel texturierter Gabbronorit der Serie 2, die großen Klinopyroxene weisen einen Saum von schwarzen Amphibol auf; Aufschluss CM_79.

Korngröße auf als die Hauptphasen. Eine Beobachtung, die sich in nahezu jedem Aufschluss bestätigte, war dass die lokale Variation in der Korngröße in den Plagioklasen am weitesten ausgebildet war, gefolgt von den Klino- und Orthopyroxenen.

In sehr vielen Aufschlüssen ist ein lokaler nicht aushaltender Lagenbau innerhalb einer variabel texturierten, teils auch „schlierenförmigen“ Matrix ausgebildet. Er kann sowohl Korngrößengestützt sein, aber auch als ein modaler Lagenbau mit plagioklasreichen (> 60 Vol. % Plag.) und plagioklasarmen (< 40 Vol. % Plag.) Lagen ausgebildet sein. Alle aufgeschlossenen Formen des Lagenbaues weisen zwei markante Kenzeichen auf. Die Lagen besitzen meist leicht

wellige teils diffuse Kontakte untereinander und halten nur wenige dm bis maximal 2 Meter aus. Lokal sind die 5 bis 20 cm mächtigen Lagen auch verfalt.

Eine magmatische Foliation ist nur im lokalen Maßstab ausgebildet. Sie zeigt sich durch mit ihrer Langachse eingeregelt Körner von Plagioklas, Klino- und Orthopyroxen. Vielfach haben nur kleinräumige Bereiche in einem Aufschluss diese überwiegend steilstehende magmatische Foliation ausgebildet, mit einer konsistenten Richtung der Bereiche untereinander. Besonders an den Randpositionen der Körper lässt sich eine gute magmatische Foliation beobachten. Im übergeordneten Maßstab, über viele Aufschlüsse hinweg, zeigt sich eine meist konsistente Orientierung in der magmatischen Foliation (± 30 Grad; s. Abb.8.8.; 8.16.; 8.28. und 12.4.).

Interne Kontakte struktureller, textureller und modaler Art innerhalb des variabel texturierten Gabbronorit sind generell scharf und oftmals mit steilen Kontakten ausgebildet (Abb.4.21). Am Kontaktbereich zwischen fein- und grobkörnig ausgebildeten Partien ist oft eine „comb-“ Struktur entwickelt (Abb.4.21).

Generell wurde die Beobachtung gemacht, dass grobkörniger Gabbro in einen deutlich feinkörnigeren Gabbro intrudiert („*coarse into fine*“). Dies gilt im Besonderen für den variabel texturierten Gabbronorit.



Abb. 4.21. Variabel texturierter Gabbronorit mit einer „comb-structure“ nahe seinem linken Kontakt zum Peridotit, man beachte die steilen internen Strukturen; Aufschluss KL_3; Bild C. Burckhardt.

Strukturell und texturell ist die Ausbildung der variabel texturierten Serie 2 Gabbronorite in allen Plutonen identisch. Bezogen auf den makroskopischen Modalbestand grenzt sich jedoch der Serie 2 Gabbronorit des Bear Creek Massivs von den anderen Massiven etwas ab. Während man in den anderen Plutonen nur sehr vereinzelt Quarz im Handstück oder im gesamten Aufschluss makroskopisch identifizieren kann, finden sich vor allem in Gabbronoriten des Zentralbereichs (in den topographisch höchsten Aufschlüssen) vielfach Quarzkörner gut sichtbar als Zwickelfüllungen. Makroskopisch kann nicht zwischen primärem oder sekundärem Quarz unterschieden werden. Letzteres wäre ein deutlicher Hinweis auf eine höhere Alteration der Serie im Bear Creek Pluton als in den anderen Plutonen. Für diese

Annahme spricht jedoch eine mit dem Auftreten von Quarz einhergehende Zunahme von schwarzem Amphibol in den Aufschlüssen.

Die aufgeschlossenen Mächtigkeiten der Serie betragen im China Mountain und Bear Creek Pluton etwa 300 bis 400 m, im Bonanza King mindestens 400 m, im Cabin Meadows etwa 30 bis 50 m und im Tamarack Lake Pluton etwa 200 bis 250 m.

4.6.3.2 Pegmatitische Gabbronorit Gänge

Die Beschreibung der pegmatitischen Gabbronoritgänge basiert auf den Typlokalitäten CM_2, CM_79 und CM_81. Aufgebaut werden die wenige cm bis über 1 m breiten Gänge von grauweißem Plagioklas, grüngrauen Klinopyroxen, braungrau bis braunrotem Orthopyroxen und schwarzem Amphibol (vgl. Abb.4.20.; 8.23.; 8.32.). Opakminerale lassen sich makroskopisch nicht erkennen. Die Hauptminerale variieren in ihrer Korngröße zwischen 20 und 100 mm, lokal auch bis zu 300 mm. Einige pegmatitische Klinopyroxene weisen anhand einer sehr guten Spaltbarkeit eine diallagartige Ausbildung auf. Viele Plagioklaskerne besitzen eine leichte Rosafärbung. Um Klinto- und Orthopyroxen sind vielfach Ränder von schwarzem Amphibol sichtbar. Dies gibt einen ersten Hinweis auf eine erlangte Alteration der Einheit.

4.6.3.3 Variabel texturierter Amphibolgabbro

Auf den Typaufschlüssen BK_73, BK_97, BK_99, BK_122, BK_135 und CM_64 basiert die folgende Geländebeschreibung. Der Amphibolgabbro weist ein meist richtungslos ungleichkörniges Gefüge auf. Lokal findet sich auch ein intergranulares Gefüge, mit weißem Plagioklas als Zwickelfüllung zwischen schwarzen Amphibolen unterschiedlicher Orientierung. So ist er strukturell wie auch textuell dem variabel texturierten Gabbronorit sehr ähnlich.

Aufgebaut werden die Gesteine aus weißen Plagioklasen und schwarzen Amphibolen als Hauptphasen (Abb.4.22.), sowie milchig grauem Quarz und graugrünlichem Klinopyroxen als Nebenphasen. Die Korngröße der Hauptminerale variiert zwischen 1 und 13 mm. Damit zeigt sie eine geringere Varianz als in den variabel texturierten Gabbronoriten. Körner von Orthopyroxen finden sich nur sehr vereinzelt und vornehmlich in Aufschlüssen im Übergangsbereich zum liegenden, variabel texturierten Gabbronorit. Auch im Amphibolgabbro lassen sich makroskopisch Opakminerale nur in sehr wenigen Aufschlüssen identifizieren.

Die modalen mafischen Anteile in der Einheit variieren zwischen 40 und 60 Vol. %. Das Gestein ist oftmals durch das Vorherrschen von schwarzem Amphibol dunkler ausgebildet als der pyroxenführende Gabbronorit (Abb.4.22.).



Abb. 4.22. Variabel texturierter Amphibolgabbro (unten) zusammen mit Plagiogranit (Stift); Aufschluss BK_20.

Ein Lagenbau konnte in keinem Aufschluss beobachtet werden. Der Amphibolgabbro zeigt jedoch lokal oftmals eine magmatische Einregelung seiner Hauptminerale. Die Orientierung der Foliation ist wie in den Gabbronoriten oftmals im übergeordnetem Maßstab konsistent (± 30 Grad).

Viele Aufschlüsse sind von wenigen mm- mächtigen weißen Adern („Veins“) durchzogen, die in einigen Aufschlüssen lokale Netzwerke ausbilden. Die Mächtigkeit der Einheit im Bonanza King Massiv beträgt mindestens 150 m, im South China Mountain etwa 50 bis 100m.

4.6.3.4 Mikrogabbros, Dolerite und assoziierte Subvulkanite

Die Geländebeschreibung der Mikrogabbros basiert auf den Typlokalen BC_69, BC_221 und TL_6; die der Dolerite auf den Lokationen BC_212, BK_42, BK_124, BK_161 und CM_58.

Ein intergranulares Gefüge mit schwarzen Amphibolen als Zwickelfüllung zwischen weißgrauem Plagioklas unterschiedlicher Orientierung, bildet den häufigsten Gefügetyp der Mikrogabbros aus. Vereinzelt zeigen die meist unter 1 mm großen Minerale eine Fließregelung. Die mafischen Anteile variieren in dem Gestein zwischen 50 und 70 Vol. %. Die aufgeschlossene Mächtigkeit des Mikrogabbro liegt zwischen 5 und maximal 40 m.

Im Aufschluss besitzen die Dolerite meist eine hellgraue Verwitterungsfarbe. Im bergfrischen Anschlag zeigen sie blaugraue bis dunkelgraue Farben bei einem meist aphyrisch oder aphyrisch-porphyrisch ausgebildeten Gefüge (Abb.4.23.). Ihre Gangmächtigkeit variiert

zwischen 2 cm und maximal 2 m. Isolierte Gänge überwiegen, nur im Bonanza King Massiv ist ein Gangkomplex ausgebildet.

Dieser Gangkomplex liegt im Zentralbereich des Plutons und wird zu 60 bis 100 % von Doleritgängen in einer Matrix aus Amphibolgabbro und variabel texturiertem Gabbro aufgebaut.



Abb. 4.23. Dolerit mit aphyrischem (oberhalb des Stiftes) und porphyrischem (subvulkanisch) Gefüge, einige Einsprenglinge zeigen eine Fließregelung von links unten nach rechts oben; Aufschluss CM_39

Im westlichen Teil des Bonanza King Plutons finden sich 40 bis 90 % Doleritgänge in einer Matrix aus Mantelperidotit (s. geol. Karte). Im Komplex selbst zeigen die von einer „dike on dike“ Geometrie aufgebauten Gänge Mächtigkeiten im dm bis m Bereich. Kontakte untereinander und zu den Nebengesteinen weisen oftmals mehrere cm breite Abschreckungsgefüge auf (Abb.4.26.). Die mächtigen Gänge

weisen oft in ihrem Zentrum eine subvulkanische Struktur auf, mit Einsprenglingen von Plagioklas, Amphibol, Opakmineralen und vereinzelt Pyroxenen. Die Größe der Porphyroklasten variiert zwischen 1 und 80 mm. Porphyroklasten variieren zwischen 5 und mehr als 60 Vol. % in den subvulkanisch ausgebildeten Partien. Lokal besitzen sie eine Fließregelung in Richtung der Gangorientierung (Abb.4.23. und 4.26.).

In vielen Aufschlüssen finden sich Netzwerke aus mm- dicken weißen Adern, wie sie auch im Amphibolgabbro beobachtet werden.

Eine Gesamtmächtigkeit der Dolerite kann für die China Mountain, Bear Creek, Cabin Meadows und Tamarack Lake Plutone nicht angegeben werden, da in diesen Plutonen Gänge überwiegend als isolierte Einzelgänge vorliegen. Im Bonanza King Pluton weisen die steilstehenden Gänge Ausbisse von mindestens 500 m im Zentralbereich und zwischen 700 und 1000 m an der Westflanke auf.

4.6.4 Kontakte

Liegendes: Alle Kontakte des variabel texturierten Gabbros zu den liegenden Serien sind intrusiv ausgebildet. Der direkte Kontaktbereich mit den Mantelgesteinen ist durch Blöcke und „screens“ von Peridotit in einer Matrix aus variabel texturiertem Gabbronorit markiert (Abb.8.21.). Abseits der direkten Kontakte (10 bis 200 m) finden sich cm bis dm große eckige, teils auch leicht gerundete Fragmente/Xenolithe von Mantelperidotit im Gabbronorit (Abb.4.6.; 8.18.; 8.47.). Fragmente von Gesteinen der Mantel-Krusten Übergangszone finden sich besonders im nicht auskartierten Castle Lake Pluton. Der Gabbronorit bildet außerdem kleinere intrusive Körper (im (Aufschluss-) Bereich von mehreren zehner m²) in einer Umgebung aus Mantelperidotit aus, wie sie z.B. am Cabin Meadows Pluton oder im Umfeld des Kangaroo Lake Plutons zu finden sind (s. Burckhardt, 2007). Im neoproterozoischen Metagabbro (Kap.4.3.3.1) finden sich intrusive Körper des Serie 2 Gabbronorit. Sie nehmen dort Flächen von etwa 10 mal 20 m im Metagabbro ein.

Während seiner Platznahme hat der variabel texturierte Serie 2 Gabbronorit die Gesteinsabfolgen der liegenden Serien weitgehend zerlegt. So zeigen sich insbesondere im China Mountain die Pyroxenite der Serie 1 teilweise als mehrere Meter große Fragmente innerhalb der Serie



Abb. 4.25. Pegmatitischer Gabbronoritgang in Lherzolith; Aufschluss CM_2.



Abb. 4.24. Fragment (rot umrandet) von Serie 1 Klinopyroxenit in Serie 2 Gabbronorit; Aufschluss CM_403.

(Abb.4.24.). Ebenfalls finden sich cm bis maximal 2 dm große Fragmente von einem feinkörnigen frühen, vermutlich Serie 1 Gabbro innerhalb des variabel texturierten Gabbronorites (Abb.4.19.).

Abgesehen von der Neoproterozoischen Serie und den Gabbros der Serie 1, wo keine pegmatitischen Gänge beobachtet werden konnten, weisen die Gänge intrusive Kontakte mit den liegenden Lithologien auf (Abb.4.25.). Ihre Kontaktbereiche zum Nebengestein zeigen oftmals ein Abschreckungsgefüge. Eine „comb“-

Struktur und bisweilen auch eine graphische Struktur kennzeichnen die Kontaktbereiche der Gänge. Im Südteil des South China Mountains bilden 10 bis 30 cm mächtige pegmatitische Gänge ein Netzwerk im umgebenden Mantelperidotit aus (Abb.8.23.). Im Tamarack Lake Pluton findet sich lokal ein tektonischer Kontakt zwischen variabel texturiertem Gabbronorit und aufliegendem Mantelperidotit. Der Bereich (TL_19) ist durch eine plastische Scherzone im Gabbronorit gekennzeichnet.



Abb. 4.26. Kontakt zwischen Dolerit und Serie 2 Gabbronorit, am Kontakt zeigt der Dolerit ein Abschreckungsgefüge und im linken Teil eine Fließregelung; Aufschluss BK_123; Bild J. Koepke.

Mit dem liegenden Gabbronorit weist der Amphibolgabbro einen graduellen Kontakt auf. Der Kontaktbereich ist unscharf ausgebildet und erstreckt sich über einen Bereich von mehreren zehner Metern hinweg.

Der Mikrogabbro bildet meist wenige Meter große intrusive Körper vornehmlich in den Serie 1 und 2 Gabbros. Die Körper weisen im Anschnitt eine langgestreckte teils

ellipsoide Form auf, mit diffus-welligen Kontakten zum Nebengestein. Auch wurden 0,5 bis 2 m mächtige gangartige Körper beobachtet.

Mit den liegenden Einheiten weisen die Dolerite intrusive Kontakte auf, immer mit abgeschreckten Gefügen an direkten Kontaktträgern (Abb.4.26.). Häufig finden sich in den Gängen kleine (cm bis dm) Enklaven von eckigen, teils gerundeten Gabbro- oder Pyroxenitfragmenten, im Bonanza King Pluton auch von Mantelperidotit.

Hangendes: Von dem im Hangenden folgenden variabel texturierten Gabbronorit können die Gänge hinsichtlich ihrer Hauptminerale nicht unterschieden werden. Sie stellen somit vermutlich die „*feeders*“ für die Serie 2 Gabbronorite dar.

Der variabel texturierte Gabbronorit geht im Bonanza King Pluton in den variabel texturierten Amphibolgabbro durch ein zurücktreten von Klino- und vor allem Orthopyroxen

auf Kosten von Amphibol über. Die späten Einheiten der Serie 2 und 3 weisen intrusive Kontakte ihrerseits mit dem Gabbronorit auf.

Mit dem Hangenden besitzt der Amphibolgabbro ausschließlich intrusive Kontakte seitens der späten Serien.

Die Dolerite zeigen mit den Plagiograniten meist intrusive Kontakte seitens der Plagiogranite, die Dolerite bruchhaft zerlegen (Abb.4.30). Es finden sich aber auch vereinzelt Aufschlüsse in denen die Plagiogranite von Doleriten geschnitten werden.

4.6.5 Verwechslungen

Verwechslungen mit anderen gabbroischen Lithologien können ausgeschlossen werden. Nur der Amphibolgabbro weist eine vergleichbare Textur und Struktur auf, ist aber durch seine abweichenden Hauptminerale gut unterscheidbar. Somit zeigen sich nur wenige Verwechslungsmöglichkeiten mit anderen Lithologien. Lediglich im unscharf ausgebildeten Kontaktbereich zwischen Gabbronorit und Amphibolgabbro ist eine exakte Trennung beider Lithologien nicht möglich. Mit dem etwas gröber ausgebildeten Mikrogabbro zeigt der Amphibolgabbro eine weitere Verwechslungsmöglichkeit.

Von den neoproterozoischen Doleriten (Kap.4.3.3.3) lassen sich die Dolerite der Serie 2 makroskopisch nicht unterscheiden. Einziges Unterscheidungsmerkmal ist die fehlende sichtbare Vergrünung durch Epidotminerale, die sich oft in den neoproterozoischen Doleriten beobachten lässt.

4.7 *Gesteine der Serie 3*

4.7.1 Charakteristik

Die Serie 3 stellt eine auffällige, magmatisch gebänderte Gabbronorit-Lithologie dar, in der zudem die Hauptminerale eine magmatische Foliation aufweisen.

4.7.2 Vorkommen

Die Serie findet sich als kompakte, flach einfallende Intrusion in einer topographisch tiefliegenden Position am Südrand des China Mountain Plutons und als steil einfallender randlicher Körper zwischen Serie 2 Gabbronorit und Mantelperidotit an der Ostflanke des Bear

Creek Plutons (s. geol. Karten). Kleinere, zumeist flach liegende Vorkommen lassen sich weiterhin im süd-östlichen Teil des Bear Creek und im östlichen Teil des Bonanza King Plutons finden. Das kleine Vorkommen am Bonanza King stellt einen der topographisch tiefsten Gabbronorit Aufschlüsse in dem Massiv dar.

4.7.3 Ausbildung

Auf den Typaufschlüssen TR_10, TR_11, BC_81, BC_159, BC_160, BK_24, BK_26, P_2, CM_14, CM_160, CM_305, CM_361 und CM_398 basiert die Geländebeschreibung der gebänderten Gabbronorite wie auch die Diskussion der unterschiedlich ausgebildeten Struktur der Bänderung im Bear Creek und China Mountain Pluton.

Aufgebaut werden die Gesteine der Serie 3 aus weißem Plagioklas, grünlichem bis



Abb. 4.27. Typischer Lagenbau in den Serie 3 Gabbronoriten. Die leukokraten Lagen geben Hinweise auf multiple Kompaktionsprozesse wo jeweils die evolvierten Bestandteile (leukokrate Lagen) ausgetrieben wurden; Aufschluss CM_398.

graubraunem Klinopyroxen und braun bis braunroten Körnern von Orthopyroxen als Hauptgemengteile. Die Hauptminerale weisen eine überwiegend subhedrale Ausbildung auf. Vereinzelt lässt sich im Bear Creek Pluton als Nebengemengteil ein schwarzer, feinkörniger Amphibol beobachten. Opake Minerale wurden mit Ausnahme der Aufschlüsse TR_32 und 33

makroskopisch nicht beobachtet. Die Korngröße der Hauptminerale variiert zwischen fein- und grobkörnig.

Hauptmerkmal der Serie ist ein markanter magmatischer Lagenbau, der sowohl korngrößengestützt wie auch modal ausgebildet sein kann (Abb.4.27.).

Alle Aufschlüsse in denen der Lagenbau aufgeschlossen ist, zeigen in den einzelnen Lagen auch eine gute Formvorzugsregelung der Hauptminerale mit ihren Langachsen.

4.7.3.1 Unterschiede in der Bänderung zwischen den Plutonen

Da sich der Lagenbau in seinem strukturellem Aufbau zwischen dem Bear Creek und dem China Mountain Pluton z.T. deutlich unterscheidet, werden die Unterschiede im Folgenden erläutert. Auf die Bonanza King Aufschlüsse wird nicht näher eingegangen, da sie der Bear Creek Struktur entsprechen. Einer der Hauptunterschiede zwischen beiden Plutonen ist die Orientierung des Lagenbaus. Die Bänderung im Bear Creek Pluton weist eine sehr steile Lagerung auf, während die Serie im China Mountain flach ausgebildet ist (vgl. Abb.8.20.C+D und Abb.8.8.C+B). Letzteres zeigt sich deutlich durch „slump“ Strukturen die innerhalb der Bänderung im China Mountain Massiv aufgeschlossen sind (Abb.4.28.). Die Korngröße ihrer

Hauptminerale ist ebenfalls unterschiedlich. Im Bear Creek lassen sich nur vereinzelt Korngrößen unter 1,5 bis 2 mm beobachten. Der überwiegend korngrößengestützte Lagenbau in diesem Pluton variiert vorwiegend zwischen mittel- bis grobkörnig ausgebildeten Lagen. Im China Mountain Pluton dagegen besitzen die gebänderten Lagen nur vereinzelt durchschnittliche Korngrößen von mehr als 2 mm. Im Vergleich zum Bear Creek zeigt die Serie im China Mountain einen vorwiegend modalen



Abb. 4.28. Magmatische „slump“- Struktur in der Serie 3; Aufschluss CM_305.

Lagenbau (Abb.4.27. und Abb.5.7.), worin die mafischen Anteile zwischen etwa 20 und 80 Vol. % variieren. Leukokrate Lagen wechseln immer wieder mit melanokraten Lagen ab. Der weniger oft aufgeschlossene korngrößengestützte Lagenbau variiert zwischen feinkörnigen (etwa 1 mm) und fein- bis mittelkörnigen (1,5-3 mm) Bändern. Die Kontakte zwischen den einzelnen Lagen sind im China Mountain immer scharf und aushaltend geradlinig ausgebildet. Im Bear Creek hingegen zeigen die aushaltenden Kontakte eine teils geradlinige aber oft auch eine wellige Form.

Oft geht der Lagenbau auch in einen cm bis wenige dm breiten „*schlierigen*“ Bereich über, um danach wieder einen planaren Aufbau zu zeigen. Die Lagenmächtigkeit variiert zwischen 5 und maximal 50 cm im Bear Creek und zwischen 10 und 30 cm im China Mountain Massiv. Vielfach finden sich innerhalb der lagigen Sequenzen, besonders im China Mountain, 0,4 bis 1,5 cm mächtige Laminae (Abb.4.27.). Sie werden entweder aus mafischen (dominant) oder aus felsischen Mineralen (untergeordnet) aufgebaut. Eine Repetition der Laminae lässt sich oft beobachten. Sie zeigen scharfe, geradlinige modale Kontakte mit den liegenden und hangenden Lagen respektive Laminae. Die Laminae finden sich deutlich seltener im Bear Creek Pluton.



Abb. 4.29. Fragmente von Serie 2 Gabbonorit (rechts und unterhalb des Hammers) innerhalb der Serie 3. Die Bänderung umfließt die Fragmente; Aufschluss BC_81.

Die Mächtigkeit der Serie beträgt im Bonanza King etwa 50 bis 60 m, im Bear Creek etwa 200 bis 250 m (berechnet) und im China Mountain Pluton etwa 150 bis 200 m.

4.7.4 Kontakte

Zu den liegenden Serien weist die Serie 3 ausschließlich scharfe, intrusive Kontakte auf. Im Bear Creek und China Mountain Pluton finden sich vornehmlich im jeweiligen Randbereich zu den Liegendserien Xenolithe von Mantelperidotit (nicht im China Mountain!), Serie 1

Pyroxenit und variabel texturierten Gabbronorit der Serie 2 (Abb.4.27.; 8.23.). Die Größe der meist eckigen, teilweise nur schwach gerundeten Fragmente variiert zwischen wenigen Zentimetern und einigen Dezimetern. Oft lässt sich ein umfließen der Bänderung um das Fragment herum beobachten (Abb.4.29.). Im Kontaktbereich zwischen der Serie 3 und dem Mantelperidotit im Bear Creek finden sich vielfach auch stehen gebliebene „*screens*“ von Mantelperidotit, die von dem Serie 3 Gabbronorit umflossen werden (Abb.8.9.).

Als Hangendkontakte finden sich intrusive Plagiogranite in den Massiven und Gänge der Serie 4 Gabbronorite im China Mountain.

4.7.5 Verwechslungen

Mit anderen Serien bestehen nur wenige Verwechslungsmöglichkeiten. Serie 3 kann leicht mit den gebänderten Partien der Serie 2 verwechselt werden, allerdings ist die Bänderung in der Serie 2 im Aufschlussmaßstab nicht aushaltend. Die größte strukturelle und textuelle Verwechslung besteht mit den Serie 1 Gabbros (Kap.4.5.3.2), da sie wie die Serie 3 im China Mountain durchwegs feinkörnig und mit einer guten Foliation ausgebildet ist. Das makroskopische Fehlen von Orthopyroxen wie auch der besondere Bodentyp seitens der Serie 1 lassen aber eine Unterscheidung im Gelände zu.

4.8 *Plagiogranite*

4.8.1 Charakteristik

Plagiogranite sind leukokrate, fein- bis mittelkörnige aus vornehmend felsischen Mineralen aufgebaute Ganggesteine, die sich intrusiv in allen liegenden Serien finden.

4.8.2 Vorkommen

Sie kommen in allen Plutonen meist als isolierte Gänge innerhalb der Plutone vor, aber auch als Gänge im umgebenden Mantelperidotit. Konzentriert finden sie sich im Topbereich des Bonanza King und China Mountain Plutons, wie auch in den nordwestlichen Plutonen des China Mountain Massivs. Im Bear Creek Pluton bilden sie im südöstlichen Teil mächtige Einzelgänge im Mantelperidotit aus.

4.8.3 Ausbildung

Die Beschreibung der unter dem Sammelbegriff „*Plagiogranite*“ zusammengefassten trondhjemitischen bis tonalitischen Gänge, basiert auf den Typaufschlüssen BC_134, P_1, BK_75, BK_80, BK_158, CM_52 und CM_437. Aufgebaut werden die hellen (grauweiß bis weiß) plagiogranitischen Gänge aus weißem Plagioklas und milchiggrauem Quarz (Hauptgemengteile). Als Nebengemengteile findet sich schwarzer Amphibol (nadelig), grüner Chlorit und untergeordnet Opakminerale. Die Korngröße liegt generell im mm-Bereich. Die mafischen Anteile betragen meist unter 5 Vol. %, maximal können sie lokal etwa 20-30 Vol. % erreichen. Die Gangmächtigkeit variiert zwischen wenigen Zentimetern bis hin zu 20 Metern

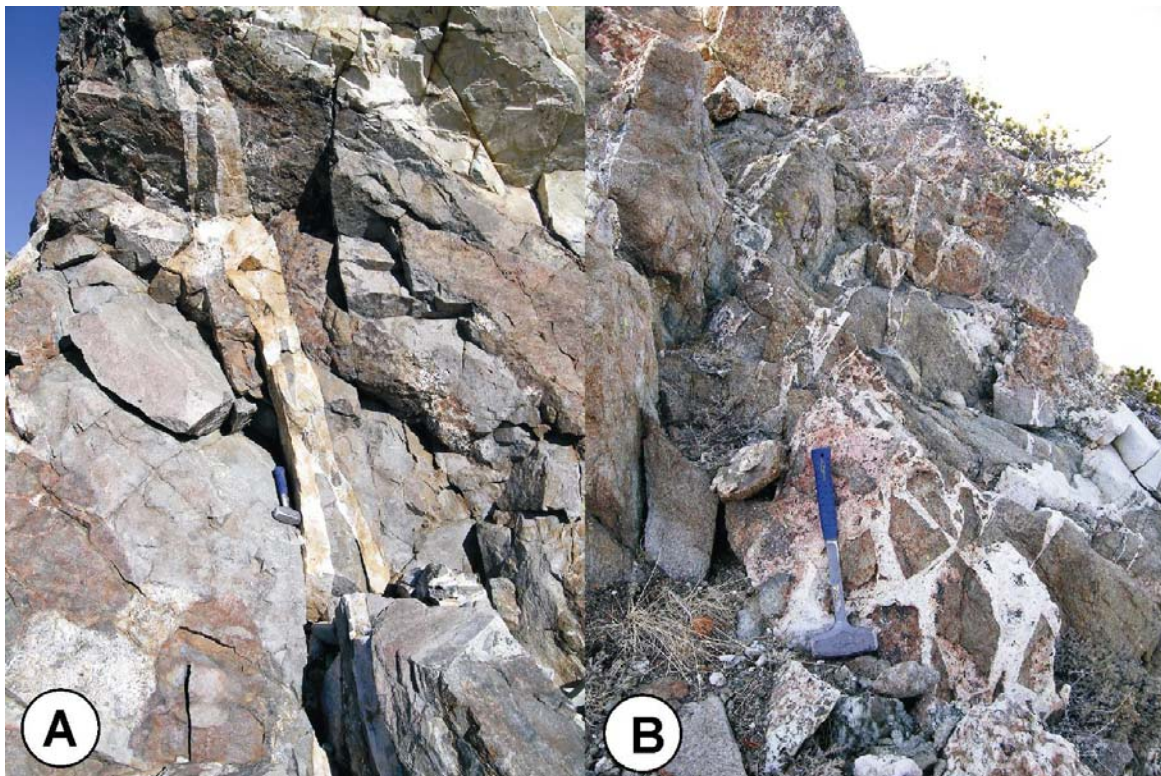


Abb. 4.30. Plagiogranitische Gänge, A) in Dolerit und Pyroxenit, Dolerit bildet Fragmente innerhalb des plagiogranitischen Ganges; B) Plagiogranit zerlegt Bruchhaft Serie 1 Websterit; Aufschlüsse A): BK_80; B): CM_408.

(BC_134). Auch können im Aufschluss cm- und m- mächtige Gänge nebeneinander liegen. Durch ihre relativ hohe Verwitterungsresistenz im Vergleich zu den mafischen und ultramafischen Lithologien treten die Gänge oft aus den umgebenen Gesteinen positiv hervor.

4.8.4 Kontakte

Sie bilden intrusive Gänge in allen liegenden Lithologien aus. Oft lässt sich beobachten, dass die Plagiogranite das liegende Gestein in eine magmatische Brekzie aus cm- bis dm großen eckigen Fragmenten zerlegen (Abb.4.30.A und B). Nur in vereinzelten Aufschlüssen im Bonanza

King und China Mountain Pluton werden plagiogranitische Gänge von späteren Doleriten intrusiv geschnitten (BK_167.2).

4.8.5 Verwechslungen

Mit den neoproterozoischen Plagiograniten (Kap.4.3.3.2) besteht eine hohe Verwechslungsmöglichkeit, da die Gesteine, abgesehen von einer stärkeren Alteration seitens der neoproterozoischen Plagiogranite, sich modal wie auch strukturell gleichen. Die neoproterozoischen Gänge finden sich allerdings nur räumlich begrenzt innerhalb der neoproterozoischen Serie, Gänge in den angrenzenden Lithologien wurden nicht beobachtet.

4.9 Saure intrusive Gänge (amerikan. Porphyrite)

4.9.1 Charakteristik

Kennzeichen der sauren, intrusiven Gänge ist insbesondere ihre helle Farbe in Kombination mit der sehr feinkörnig ausgebildeten Matrix. Die Gesteine bilden wenige Meter mächtige intrusive Gänge in gabbroischen, wie auch peridotitischen Gesteinen. Die Gesteine werden in den Karten als „*Porphyrite*“ bezeichnet, da dieser Name im amerikanischen gebräuchlich ist für dazitische Gesteine (Paläovulkanite) mit großen Plagioklas-Einsprenglingen.

4.9.2 Vorkommen

Besonders im Bear Creek und China Mountain Pluton sind die Gesteine weit verbreitet. Im Bear Creek Pluton flankieren sie oftmals den Kontakt zwischen Serie 3 Gabbronorit und dem Mantelperidotit, besonders im Gebiet nord-nordwestlich des Toad Lakes. Im China Mountain Pluton sind sie im Bereich des Pacific Crest Trails im Mantelperidotit aufgeschlossen, sowie im Nordteil des Plutons zwischen Pyroxeniten der Serie 1, Gabbros der Serie 2 und Mantelperidotit.

4.9.3 Ausbildung

Auf den Typaufschlüssen BC_83, CM_3, CM_36, CM_44 und CM_221 stützt sich die Geländebeschreibung. Die massigen Gesteine zeigen hellgraue bis rotbraune teils sogar ockerfarbene Verwitterungsfarben. Angeschlagen variiert ihre Farbe zwischen hellgrau und grünlich grau. Sie zeigen generell ein porphyrisch-aphyrisches Gefüge mit vorwiegend 5 bis 15 mm großen weißen oft subhedral ausgebildeten Feldspat-Einsprenglingen (Abb.4.31.). Weiter findet sich Quarz und vereinzelt Hornblende, wie auch Hellglimmer als Porphyroklasten in einer dichten, feinkörnigen grauweißen bis graugrünlischen Grundmasse. In einigen Aufschlüssen

konnte eine Vorzugsregelung der tafeligen Feldspäte und der langprismatischen schwarzen Amphibole beobachtet werden.

4.9.4 Kontakte

Die sauren Gesteine bilden 5 bis 20 m breite Gänge in den liegenden Gesteinsserien aus. Aufgrund ihrer hohen Verwitterungsresistenz treten die Gänge als morphologische Rücken aus dem umgebenen Gesteinen hervor (Abb.4.32).

Die Kontakte zum Nebengestein sind scharf, bei einer meist geradlinig bis leicht welligen Ausbildung. In folgenden Serien wurden die Gänge beobachtet: Im Mantelperidotit, in den Pyroxeniten der Serie 1 und in den Gabbros der Serie 2 und 3.

4.9.5 Verwechslungen

Makroskopisch (im Handstück-Maßstab) zeigen sie nur bei einer grünlichen Matrixfarbe und bei Abwesenheit von Hellglimmer eine Ähnlichkeit mit den Pillowlaven (Kap.4.10; vgl.



Abb. 4.32. Freigewitterte Relikte (hinter dem Fahrzeug) eines dazitischen Ganges (NW-SE Streichen), man beachte die den Peridotiten ähnliche Verwitterungsfarbe; Aufschluss CM_221.

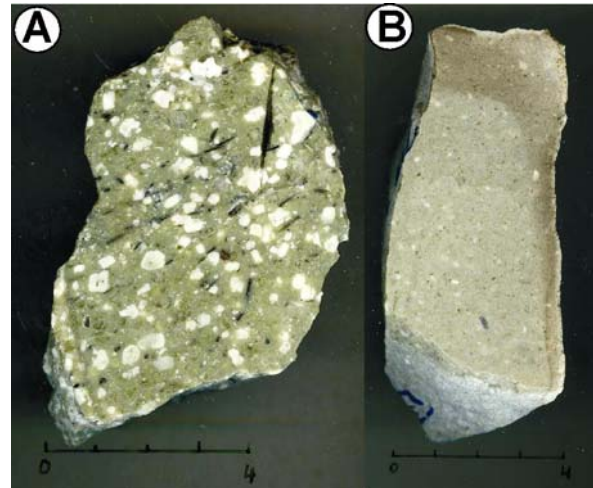


Abb. 4.31. Handstückbilder der sauren Intrusiva, gut sichtbar sind Plagioklas, Amphibol und Quarz; Aufschlüsse A): CM_36, B): CM_44.

Abb.4.31 mit Abb.4.34). Im Aufschlussbereich allerdings weisen die Gänge weder eine pillow Struktur noch eine vergleichbare flächige Ausbildung wie die Basalte auf und sind somit gut von den Basalten differenzierbar. Bei einer ockerfarbenen Verwitterungsfarbe (Abb.4.32.) können sie von Weitem leicht mit pyroxenitischen und peridotitischen Lithologien verwechselt werden, was die Kartierung anhand von Luftbildern erschwert.

4.10 Aufliegende Basalte (*pillow Laven*)

4.10.1 Charakteristik

Die diskordant auf Mantelperidotit liegenden spilitisierten Basalte sind gekennzeichnet durch ein dichtes, meist grünliches Gefüge und ein lokal ausgebildetes kissenförmiges Absonderungsgefüge.

4.10.2 Vorkommen

Basalte wurden nur im Südwestteil des China Mountain Plutons beobachtet, wo sie an der westlichen Seite des Cabin Meadow Valley eine etwa 70–90 m hohe Steilwand aufbauen. Dort bilden sie einen etwa 850 mal 550 m großes topographisches Hochgebiet, mit einer annähernd elliptischen Form aus (s. geol. Karte).

4.10.3 Ausbildung

Typaufschlüsse für die Basalte sind die Lokationen CM_49, CM_72 und 73. Die Gesteine besitzen eine grau-schwarze Verwitterungsfarbe und zeigen an der aufgeschlossenen Südflanke eine kissenförmige („*pillow*“) Absonderung (Abb.4.33). Im frischen Anschlag dominieren, vermutlich aufgrund einer hydrothermalen Überprägung (Spilitisierung), grünlich graue Farben. Das Gefüge ist aphyrisch-porphyrisch, mit Einsprenglingen von weißem Plagioklas und schwarzem Amphibol in einer feinkörnigen Matrix (Abb.4.34). Die tafelig ausgebildeten bis zu 15 mm großen Plagioklase weisen oft eine gerundete Kornform auf. Lokal wurde eine Fließregelung der Plagioklase, Amphibole und Opa­kminerale im Randbereich des Körpers beobachtet. Auch mit einem weißlichen Zeolithmineral gefüllte Hohlräume finden sich bevorzugt am Randbereich des Körpers. Die Mächtigkeit der Laven liegt etwa bei 80 bis 100 m.



Abb. 4.33. Mögliche Copley Basalte, gut sichtbar ist ihre kissenförmige Ausbildung; Aufschluss oberhalb CM_49; Bild C. Burckhardt.

Die Basalte oder Kissenlaven können unter Vorbehalt als Teil der Copley Basalte angesprochen werden, da das von Lindsley-Griffin (1991) beschriebene nächstgelegene Vorkommen von Pillowbasalt im Bereich des wenige km (ca. 7 km Luftlinie i.R. W) entfernten Lovers Leap Komplex, mit den devonischen Copley Basalten korreliert wurde (Lindsley-Griffin, 1991; Lindsley-Griffin et al., 2006).

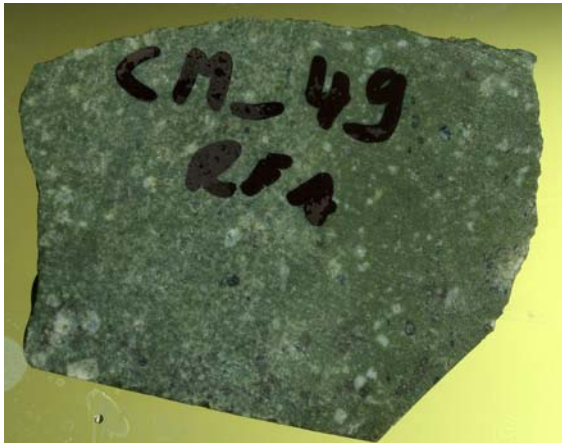


Abb. 4.34. Handstück eines splitisierten Basaltes; Aufschluss CM_49. Bildbreite 8 cm.

4.10.4 Kontakte

Ein direkter Kontakt zum liegenden Mantelperidotit ist nicht aufgeschlossen. Nur wenige Meter unterhalb des letzten basaltischen Aufschlusses finden sich anstehende Mantelperidotit- (Harzburgit) Rippen in einem Schuttfächer. Ob es sich hier um einen tektonischen oder magmatischen Kontakt handelt, konnte somit nicht direkt geklärt werden. Da aber in der näheren Umgebung (5 bis 10 km) jeglicher „sheeted dike“ Komplex (Förderkanal) fehlt, aus dem die Basalte gefördert werden könnten, wird vorerst von einem tektonischen Kontakt zum Mantelperidotit ausgegangen.

4.10.5 Verwechslungen

Im frischen Anschlag können die vergrüneten Basalte eine gewisse Ähnlichkeiten mit den sauren intrusiven Gängen (Kap.4.9) haben. Aufgrund ihrer kissenförmigen Absonderung sind sie aber mit keiner anderen Lithologie verwechselbar.

4.11 Vererzungen

4.11.1 Charakteristik

Überwiegend innerhalb von Quarzgängen ist eine Vielzahl, meist von kupfer- und eisenführenden Mineralen als Vererzungen ausgebildet.

4.11.2 Vorkommen

Vererzungen sind generell an Störungen gebunden. Sie lassen sich in jedem bearbeitetem Pluton finden. Besonders viele an Störungen gebundene Quarzgänge finden sich nördlich des Crater Creeks (China Mtn.) an den Kontakten zwischen neoproterozoischem

Metagabbro, Gabbro der Serie 2 und dem umgebenen Mantelperidotit. Dort finden sich eine Vielzahl kleinerer Gruben und Schürfe entlang der Störungen. Im Bonanza King lassen sich vererzte Störungen konzentriert im Bereich des N-S streichenden topographischen Höhenrückens, sowie im Gebiet südöstlich und nordwestlich des Bonanza King Lookouts finden.

4.11.3 Ausbildung

Generell lässt sich zwischen zwei Vererzungstypen unterscheiden. 1) Vererzungen innerhalb von 0,5 bis 5 m breiten Quarzgängen, die an späte, bruchhafte Störungen gebunden sind, wie z.B. Aufschluss BK_20 (Abb.4.35.A). Sie sind die häufigsten beobachteten

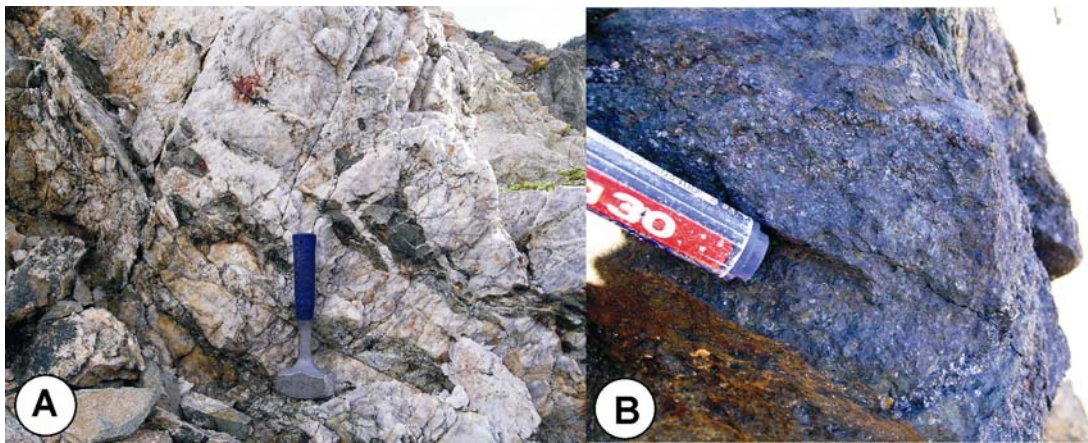


Abb. 4.35. Typische Vererzungen in den mafischen Plutonen. A) Quarzführende Vererzung innerhalb der Gabbrokörper - Typ 1; B) Erzkörper am Kontakt zwischen Gabbro und Mantelperidotit - Typ 2; Aufschlüsse A): BK_20, B): BK_134.

Vererzungen. In diesen Quarzgängen, die vielfach einen morphologischen Rücken bilden, finden sich mm- bis cm mächtigen Minerale von Pyrit, Chalkopyrit, Cuprit, Azurit und Malachit. Azurit und Malachit bilden zudem oft Überzüge an den Seitenflächen der Quarzgänge zusammen mit Harnischen.

2) Große mehrere Quadratmeter große Erzkörper, wie sie im Typaufschluss BK_134 aufgeschlossen sind. Dort findet sich ein massiger, dichter Erzkörper, der aus einem matt schwarzen und einem schwarz glänzenden Mineral aufgebaut wird (Abb.4.35.B). Der Aufschluss ist magnetisch, so kann es sich um Pyrrhotin oder Magnetit handeln, die den Körper aufbauen.

4.11.4 Kontakte

Mit dem Nebengestein zeigen die Quarzgänge scharfe Kontakte. Oft finden sich cm bis dm große, eckige Fragmente des Nebengesteins im Randbereich der Quarzgänge (Abb.4.35.A). Der Erzkörper des Typs 2) sitzt im Mantelperidotit. Der direkte Kontakt ist nicht aufgeschlossen.

4.11.5 Verwechslungen

Die Quarzgänge können aus der Distanz leicht mit den ebenfalls bis zu mehreren Meter mächtigen plagiogranitischen Gängen (Kap.4.8) verwechselt werden. Im Aufschluss kann aber direkt differenziert werden, da die Quarzgänge modal nur aus einer derben Quarzmasse bestehen.

4.12 Känozoikum

4.12.1 Charakteristik

Schutfächer, Moränen und Tillite bilden die geologisch jüngste, die känozoische Kartierserie aus.

4.12.2 Vorkommen

Schutfächer sind in und um jeden Pluton ausgebildet. Moränen finden sich besonders am China Mountain und am Tamarack Lake Pluton. Die Tillite bilden am Cement Bluff Lake eine etwa 50 m hohe Steilwand aus und an der Straße vom Houston Creek und dem Cabin Meadows Tal finden sie sich links und rechts der Straße.

4.12.3 Ausbildung

Die Schutfächer bestehen aus cm bis mehrere Meter großen, nicht gerundeten Blöcken des umgebenen Gesteins. Sie liegen auf einem dünnen Boden mit spärlich bis reichlicher Vegetation. Vereinzelt ragen auch anstehende Sporne des unterlagernden Gesteins aus den Schutfächern hervor. Schuttströme oder Moränen der letzten Eiszeit finden sich vor allem vor rückwandigen Steilwänden, z.B. am Tamarack-, Crater-, Caldwell- und Cabin Meadows Lake aber auch im Kangaroo Lake Gebiet (Burkhardt, 2007). Alle Seen im Bereich der bearbeiteten Plutone, auch der Castle Lake, stellen Moränenstauseen dar, da deren talseitige Begrenzung von einer mächtigen Moräne gebildet wird. Die glazigenen Ablagerungen bestehen aus unsortierten, leicht gerundeten Blöcken, vornehmlich aus Mantelperidotit, aber vereinzelt auch aus Pyroxenit

und Gabbro. Sie sind Matrixgestützt, der graue Zement reagiert positiv auf Salzsäure, er ist somit kalkhaltig.

4.12.4 Kontakte

Die Schuttfächer, Moränen und Tillite liegen diskordant auf den Gesteinen des Trinity Komplexes auf. Die Tillite bilden nacheiszeitliche Talfüllungen aus, wie sie reliktsch noch im Bereich des Cement Bluff zu finden sind.

4.12.5 Verwechslungen

Keine Verwechslungen möglich.

5 Gesteinsbeschreibung der nicht kartierten Serien

5.1 *Einleitung*

Im folgenden Kapitel werden die nicht kartierten Gesteine der Plutone (China Mountain, Cabin Meadows, Bear Creek, Bonanza King und Tamarack Lake) makroskopisch hinsichtlich ihrer Lithologie und Struktur beschrieben. Die Gesteine stellen zumeist nur sehr lokale Vorkommen dar, die aufgrund ihrer geringen Fläche, oder ihrer gangartigen Ausbildung, nicht kartiert werden konnten. Im Falle des Gregg Ranch Complexes (GRC) wurde aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse und der Kleinräumigkeit der Aufschlüsse, sowie der äußerst komplexen Tektonik auf eine detaillierte Auskartierung verzichtet.

5.2 *Gregg Ranch Complex (GRC) aufliegend auf der Neoproterozoischen Serie*

5.2.1 Charakteristik

Der Gregg Ranch Complex (GRC) zeichnet sich durch bis zu mehrere zehner Meter mächtige Olistholithe aus hellgrauen Kalksteinblöcken aus, die als massige Körper aus einer dunklen Melange hervortreten.

5.2.2 Vorkommen

Diese Melangeabfolge baut den westlichsten Teil des China Mountain Plutons auf. Sie reicht von den letzten auf der Karte eingezeichneten Metagabbro Aufschlüssen bis an die von Gazelle nach Callahan führende Asphaltstrasse (Abb.2.6).

5.2.3 Ausbildung

Aufgebaut wird der silurisch-devonische Gregg Ranch Complex (Lindsley-Griffin, 1992; 2006) an der Westflanke vom China Mountain aus zwei unterschiedlichen Gesteinen. Die Aufschlüsse der ersten Lithologie bestehen aus einer Melange. Sie wird überwiegend von einer polymikten Brekzie aufgebaut wird. In ihr finden sich dm bis m große, unregelmäßige Klüften von Kalkstein, Siltstein, Tonstein und Chert, in einer Matrix aus graugrünem teils auch rotbraunem Sand-, Silt- und Tonstein. Auch dunkle, engständig geschieferte Silt- und Tonschiefer bilden große Teile der Melangeinheit aus.

Die zweite Lithologie wird aufgebaut von Meter bis Dekameter mächtigen marinen Kalksteinblöcken. Sie treten aufgrund ihrer deutlich höheren Verwitterungsresistenz gegenüber der umgebenden Melangeinheit als Blöcke, weithin sichtbar, hervor. Der Kalkstein kann als Biosparit angesprochen werden. In seiner Matrix liegen gut sichtbar 1 bis 2 mm große Ooide, Stromatolithe, rugose Korallen und Korallenkelche mit Größen von bis zu 10 cm (Abb.5.1.).



Abb. 5.1. Korallenkelche im Biosparit des Gregg Ranch Complex; Aufschluss CM_351.

5.2.4 Kontakte

Kontakte zum liegenden Metagabbro sind nicht direkt aufgeschlossen. Lindsley-Griffin (1992; 1994) beschreibt den Kontakt zwischen der Melangeinheit und dem liegenden Metagabbro als tektonischen Kontakt seitens der aufgeschobenen Melangeinheit (s. Kap.2).

5.2.5 Verwechslungen

Verwechslungen mit anderen Lithologien können ausgeschlossen werden, da im weiteren Umfeld keinerlei sedimentäre Gesteine aufgeschlossen sind.

5.3 *Pyroxenitische Gänge im Mantelperidotit*

5.3.1 Charakteristik

Kennzeichen der pyroxenitischen Gänge im Mantelperidotit ist neben ihrer auffallend grünen und braunen Farbe ihr deutlich positives Relief gegenüber dem Peridotit. Anhand dieser Eigenschaften können sie vom umgebenen Mantelperidotit leicht abgegrenzt werden und somit im Gelände sehr einfach identifiziert werden.

5.3.2 Vorkommen

Pyroxenitische Gänge im Mantelperidotit finden sich in fast allen bearbeiteten Plutonen, vor allem im südlichen und westlichen Teil des China Mountain Plutons, wie auch an der Basis des Bear Creek Plutons am Kontakt zwischen der Mantel-Krusten Übergangszone mit dem Mantelperidotit.

5.3.3 Ausbildung

Die Gesteine werden anhand der Typlokalationen CM_10, CM_432, CM_433, CM_436, KL_3 und BC_222 beschrieben. Bei den pyroxenitischen Gängen lassen sich lithologisch im Gelände zwei Typen aufgrund ihrer modalen Hauptmineralproportionen, in Klinopyroxenit- und Websteritgänge (beide olivinführend) unterscheiden.

Websterite: Die Gänge aus Websterit bestehen überwiegend aus olivbraun bis hell



Abb. 5.2. Pyroxenitgang mit dunitischem Saum in Lherzolith; Aufschluss CM_432.

bronzefarbenem Orthopyroxen, etwas grünem Klinopyroxen und ocker bis sandfarbenen interstitiell sitzenden Clustern von Olivin. Schwarzer Spinell findet sich ebenso in den Gesteinen. In einer Umgebung aus Harzburgit oder Lherzolith zeigen die Gänge oft einen cm- bis dm mächtigen doppelseitigen Saum aus Dunit (Abb.5.2.). Ihre sichtbare Gangdicke liegt zwischen 1 und 20 cm. Die Korngröße der Ortho- und Klinopyroxene variiert zwischen 3 und 20 mm, wobei die grobkörnige Korngröße in den beobachteten Aufschlüssen dominiert. Die Korngröße der Olivine lässt sich im Aufschluss nur schwer ermitteln, da sie meist ein negatives Relief und kaum sichtbare

Korngrenzen zeigen. Innerhalb der Gänge zeigen die Spinelle oft eine Einregelung mit ihrer Langachse parallel zur Gangorientierung. In einer dunitischen Umgebung sind die Gänge oftmals intensiv verfaltet (Abb.5.3.; Quick, 1981a/b). Abgeschreckte Kontakte zwischen den Websteriten und dem umgebenen Mantelperidotit konnten nicht beobachtet werden.

Klinopyroxenite: Klinopyroxenitische Gänge sind mit einer Gangdicke zwischen 5 und 40 cm etwas mächtiger ausgebildet als die websteritischen Gänge. Sie werden vorwiegend aufgebaut aus grünem Klinopyroxen, etwas braun-bronzefarbenem Orthopyroxen, ockerfarbenem Olivin und untergeordnet schwarzem Spinell. Olivin findet sich vornehmlich zwischen den großen Klinopyroxenkristallen liegend. Die Korngröße der Klinopyroxene variiert zwischen 5 und 30 mm und ist damit im Vergleich zu den Websteriten etwas grobkörniger ausgebildet. Der Orthopyroxen zeigt meist eine deutlich geringere Korngröße als der Klinopyroxen. Auch in den Klinopyroxeniten lässt sich die Korngröße der Olivine nicht sicher im Gelände bestimmen.



Abb. 5.3. Verfalteter websteritischer Gang in Dunit; Aufschluss CM_434.

Im Aufschluss zeigen die Gänge mit den größten Klinopyroxenkörnern nicht nur die mächtigsten Gangdicken, sondern auch einen fast monomineralischen Modalbestand aus bis zu 90 Vol. % Klinopyroxen. Eine weitere Besonderheit zeigen die mächtigen Gänge anhand von Flammen aus Harzburgit oder Dunit (Abb.5.4). Eine solche Struktur wurde in den websteritischen Gängen nicht beobachtet. Die in einer Umgebung aus Harzburgit oder Lherzolith liegenden klinopyroxenitischen Gänge haben nur sehr selten einen einseitigen Saum aus Dunit an ihrem Kontaktbereich. Sie zeigen lokal an einigen Aufschlusspunkten ein leichtes Abschreckungsgefüge am Kontakt mit dem Mantelperidotit.



Abb. 5.4. „Flammen“ von Dunit innerhalb eines klinopyroxenitischen Ganges; Aufschluss CM_433.

5.3.4 Kontakte

Die pyroxenitischen Gänge zeigen mit dem liegenden Mantelperidotit ausschließlich scharfe intrusive Kontakte. Ihre Verläufe sind sowohl geradlinig wie auch gewellt. Schnittkontakte mit Hangendabfolgen konnten nicht beobachtet werden.

5.3.5 Verwechslungen

Hinsichtlich ihres Modalbestandes wie auch ihren Strukturen und Texturen sind die pyroxenitischen Gänge von den Pyroxeniten der Serie 1 (Kap.4.5.3) nicht unterscheidbar. Einzig zeigen die Pyroxenite der Serie 1 meist abgeschreckte Kontakte zum Mantelperidotit (Abb.4.18.) und nur vereinzelt eine nur wenige cm bis dm mächtige, gangartige Gestalt. Die Serie 1 Pyroxenite zeigen nie dunitische Säume oder andere Reaktionsstrukturen mit ihren Nebengesteinen.

5.4 *Olivin-Gabbronorit*

5.4.1 Charakteristik

Die Gesteine bilden auffällige, scharf abgegrenzte tabulare Körper innerhalb von variabel texturierten Gabbronoriten der Serie 2 (Abb.5.5.). Markantestes Merkmal ist ihre orangebraune bis rötliche Verwitterungsfarbe zusammen mit einer körnigen Oberfläche, anhand derer sie sich von den umgebenden Gesteinen deutlich abgrenzen.

5.4.2 Vorkommen

Olivinführende Gabbronorite wurden nur an drei Lokationen an der Ostflanke des Bonanza King Plutons und an einer Lokation südöstlich des China Mountain Gipfels gefunden.

5.4.3 Ausbildung

Die lithologische Beschreibung basiert auf den Typaufschlüssen BK_31, BK_33, BK_38 und CM_312 die gleichzeitig auch die einzigen gefundenen Aufschlüsse der Olivin-Gabbronorite darstellen. Die Gesteine weisen eine orangebraune bis rostrote Verwitterungsfarbe auf, die angeschlagen in eine graue teils schwarze Farbe übergeht (Abb.5.5.).

Aufgebaut werden die Gesteine aus Olivin, Klino- und Orthopyroxen sowie interstitiell sitzendem Plagioklas. Der Olivin besitzt ein deutlich negatives Relief und ist im Anschlag als

mattschwarzes ca. 1 bis maximal 2 mm großes Mineral erkennbar. Es finden sich sowohl Einzelkörner wie auch Cluster von Olivinen. Dunkel- und hellgrüne Klinopyroxene mit



Abb. 5.5. Kontakt (Hammer) zwischen Serie 2 Gabbronorit und Olivin-Gabbronorit (orange); Aufschluss BK_33.

Korngrößen zwischen 1 und 3 mm bauen den modalen Hauptbestandteil auf. Dunkelbrauner teils bronzefarbener Orthopyroxen zeigt entsprechende Korngrößen wie der Klinopyroxen und findet sich in etwa vergleichbaren modalen Proportionen wie der Klinopyroxen (Abb.5.6.). Weiße Plagioklase stechen durch ihre helle Farbe deutlich zwischen den dunklen Mineralen hervor. Sie verteilen sich auf interstitiellen Positionen als isolierte Einzelkörner, wie auch als Cluster zwischen den Pyroxen- und Olivinkörnern (Abb.5.6.). Ihre Modalgehalte betragen geschätzt etwa 20 bis 30 Vol. %. Feinkörnige opake Minerale finden sich nur als glänzende Körner sichtbar in der orangebraunen Verwitterungsfläche. Im Anschlag sind sie nicht mehr identifizierbar. Die

aufgeschlossenen Mächtigkeiten der Olivin-Gabbronorite betragen nur wenige Meter.

5.4.4 Kontakte

Olivin-Gabbronorite finden sich ausschließlich als tabulare Schollen oder Screens innerhalb der variabel texturierten Gabbronorite der Serie 2 (s. Kap.8). Die Kontakte zum Gabbronorit sind scharf und aushaltend planar ausgebildet (Abb.5.5.). Die Screens weisen oft eine rechteckige Form mit Größen zwischen 2 x 1 m (CM) und bis zu 5 x 7 m auf (BK). Über die Fortsetzung in der Tiefe kann keine Aussage gemacht werden, eine maximale Mächtigkeit von 4 m ist im Aufschluss BK_38 aufgeschlossen. Die umgebenen Gesteine im Bonanza King zeigen am Kontakt ein Abschreckungsgefüge über eine Breite von etwa 1 bis 4 cm.



Abb. 5.6. Olivin-Gabbronorit, Handstückbild BK_31. Bildbreite 9 cm.

5.4.5 Verwechslungen

Verwechslungsmöglichkeiten bestehen zu allen olivinführenden Pyroxeniten der Serie 1 (Kap.4.5.3) und zu den wehrlitischen Gesteinen der Mantel-Krusten Übergangszone (Kap.4.4). Erst im Anschlag zeigen sich Unterschiede im deutlich höheren Plagioklasgehalt der Olivin-Gabbronorite. Ein weiteres Unterscheidungskriterium ist die tabulare Form der olivinführenden Gabbronoritkörper (Abb.5.5.) die meist eine Größe im Meter- bis Dekameter Bereich aufweisen und nicht wie die Pyroxenite als unregelmäßige dm bis m große Fragmentkörper (Abb.4.24.) in den Gabbroserien 2 und 3 stecken.

5.5 *Gabbronorite der Serie 4*

5.5.1 Charakteristik

Die Serie 4 bildet nur isolierte vorkommende, melanokrate gabbronoritische Gänge innerhalb der überwiegend mesokrat ausgebildeten Serie 3 Gabbronorite. Die Einzellagen fügen sich zumeist konkordant in den Lagenbau der Serie ein.

5.5.2 Vorkommen

Gesteine der Serie 4 konnten nur sehr lokal innerhalb der gebänderten Serie 3 Gabbronorite (Kap.4.7) im südöstlichen Teil des China Mountain Plutons beobachtet werden.

5.5.3 Ausbildung

Anhand der Typlokation CM_438 erfolgt die Beschreibung der Serie 4 Gesteine. Aufgebaut werden die dunkelgrauen Gesteine aus den gleichen Mineralen wie die Serie 3 Gabbronorite (Kap.4.7). Lediglich ihre Proportionen und Korngrößen unterscheiden sich. Dunkelgrüner teils grauer, fein- bis mittelkörniger Klinopyroxen bildet den modalen Hauptbestandteil (etwa 50 bis 60 Vol. %) der Serie aus, gefolgt von dunkelbraunem Orthopyroxen mit etwa 20 bis 30 Vol. %. Weißlicher Plagioklas findet sich gleichmäßig verteilt als 1 bis 2 mm große Körner zwischen den Pyroxenen sitzend. Typischerweise findet er sich als isoliertes Einzelkorn, nur selten können Cluster von 2 bis 3 Körnern beobachtet werden. Die modalen Proportionen variieren zwischen 10 und maximal 20 Vol. %. Vereinzelt zeigt sich eine magmatische Foliation anhand eingeregelter Pyroxen- und Plagioklaskörner. Sie verläuft parallel zur Orientierung der Lagen. Amphibole und Opakminerale wurden makroskopisch in dieser Serie nicht beobachtet.



Abb. 5.7. Konkordanter Noritgang der Serie 4 (dunkler Gang oberhalb des Hammerstieles) im gebänderten Gabbronorit der Serie 3 ; Aufschluss CM_438.

5.5.4 Kontakte

Die Gabbronorite der Serie 4 bilden etwa 15 bis 20 cm mächtige intrusive Gänge die zumeist konkordant zum bzw. im Lagenbau der Serie 3 Gabbronorite liegen (Abb.5.7.). Ihre modalen Kontakte sind scharf und aushaltend planar ausgebildet bei keinem sichtbarem Abschreckungsgefüge seitens der Serie 3 oder 4 (Abb.5.8.). Dies lässt auf eine zeitnahe oder sogar synchrone Intrusion der Serie 4 in die Serie 3 schließen. Im Aufschluss CM_438 (Abb.5.7.) gibt nur eine magmatische Abschiebung Hinweise auf eine mögliche (leicht) zeitversetzte Intrusion seitens der Serie 4. Weitere Kontakte zu Liegend- oder Hangendabfolgen konnten nicht beobachtet werden.



Abb. 5.8. Kontakt zwischen Serie 4 (Stiftkappe) und Serie 3 (feinkörniger und plagioklas-reicher); Aufschluss CM_438.

5.5.5 Verwechslungen

Lithologisch gleichen sie den gebänderten Gabbronoriten der Serie 3 (Kap.4.7), weisen aber deutlich höhere mafische Proportionen und keinerlei Lagenbau auf. Sie stellen die einzigen Lagen mit solch hohen Proportionen mafischer Anteile innerhalb der Serie 3

Gabbronorite dar. Zudem besitzen sie generell eine gröbere Korngröße als die hangenden und liegenden Lagen.

5.6 Diorite

5.6.1 Charakteristik

Diorite bilden helle, isoliert liegende Intrusivkörper im Mantelperidotit und vornehmlich in den Gabbronoriten und Amphibolgabbros der Serie 2 aus. Sie setzen sich anhand ihrer dominant leukokraten Hauptminerale markant von den umgebenen Gesteinen ab.

5.6.2 Vorkommen

Sie finden sich im Bear Creek Pluton als isolierte Körper bzw. Gänge im Mantelperidotit nahe am Kontakt zu den Plutonen, sowie als kleine Taschen innerhalb der Serie 2 Gabbros (Gabbronorit und Amphibolgabbro) im Bonanza King Massiv.

5.6.3 Ausbildung

Auf dem Typaufschluss BK_68 basiert die lithologische Beschreibung der Diorite. Sie



bilden helle massige Gesteine aus, die aus Plagioklas, Quarz, Amphibol und wenigen Opakmineralen aufgebaut werden. Alle Aufschlüsse zeigen ein isotropes Gefüge. Weiß bis hellgrauer Plagioklas bildet zusammen mit milchig grauem Quarz die Hauptgemengteile aus. Typische Korngrößen liegen zwischen < 1 mm und maximal 2 mm. Quarz bildet oft Aggregate aus mehreren Kristallen. Schwarze Amphibole finden sich richtungslos zwischen den Plagioklas- und Quarzkristallen liegend (Abb.5.9). Ihre Langachsen erreichen selten mehr als 2 mm. Akzessorisch finden sich dunkel glänzende, feinkörnige Opakminerale in der Matrix aus Quarz und Plagioklas.

Abb. 5.9. Handstückbild eines Diorites; Aufschluss BK_68. Bildbreite 5 cm.

5.6.4 Kontakte

Die Diorite bilden isolierte, intrusive unregelmäßige Körper in den Mantelgesteinen wie auch in den Serie 2 Gabbonoriten aus. Ihre Kontakte sind scharf, oftmals mit einem wenige mm breitem Abschreckungsgefüge an ihrem Kontakt zum Nebengestein. Die Körper erreichen aufgeschlossen nur selten eine Größe von mehr als 1 x 1 m. Einige zeigen im Aufschluss eine elliptische Form, andere hingegen besitzen eine gangartige Gestalt. Kontakte zu und mit anderen Lithologien konnten nicht beobachtet werden.

5.6.5 Verwechslungen

Mit plagiogranitischen Gesteinen (Kap.4.8) können die Diorite leicht verwechselt werden. Im Anschlag unterscheiden sie sich von den Plagiograniten zum einen durch ihren deutlich höheren Modalanteil von mafischen Mineralen und zum anderen durch ihren geringeren Anteil an Quarz. Sie bilden zudem auch keine aushaltenden Gangkörper wie die Plagiogranite aus.

6 Petrografie der magmatischen Serien

6.1 *Einleitung*

Jedem Dünnschliff wurde anhand von alterationsbedingten Mineralparagenesen und Umwandlungsgraden ein Alterationsindex kurz A.I. von 1 bis 4 zugewiesen. Bei einem Alterationsindex von 1 sind alle Minerale nahezu unalteriert, nur Olivin zeigt teilweise dünne Säume oder wenige Adern von Serpentin. Ein Alterationsindex von 2 ist definiert durch eine partielle Umwandlung von Olivin in Serpentin und Säume wie auch Koronen von Amphibol um Klino- und Orthopyroxen. Orthopyroxen zeigt zudem eine deutliche Bastitisierung, oder teilweise eine partielle Umwandlung in ein talkartiges Mineral. Plagioklas ist stellenweise randlich, oder im Kernbereich saussuritisiert. Bei einem Alterationsindex von 3 ist Olivin vollständig von Serpentin ersetzt, Orthopyroxen ist gänzlich in ein talkartiges Mineral oder in ein Gemenge aus strahligem Amphibol und Chlorit umgewandelt. Klinopyroxen findet sich nur noch reliktmäßig in Kernbereichen von zu grünen Amphibol umgewandelten Klinopyroxen. Plagioklas ist komplett saussuritisiert. Ein Alterationsindex von 4 zeigt an, dass kein primärer Mineralbestand mehr in den Schliffen zu finden ist.

Der Alterationsindex für jeden Dünnschliff findet sich in der Tabelle „Dünnschliffklassifikation“ im Anhang A2.2 und für beschriebene Proben unter dem Kürzel A.I. zusätzlich in den Modaltabellen (Anhang A2.3). Die Modaltabellen in diesem Kapitel zeigen nur Durchschnittswerte für die jeweilige Serie, im Anhang finden sich die Modaltabellen für die jeweiligen Einzelproben. Wie auch die Geländebeschreibung (Kap.4+5) sich auf einige Typuslokalitäten bezieht, bilden ausgesuchte Dünnschliffe aus diesen Lokalisationen oder deren direkter Umgebung die Grundlage für die petrografische Beschreibung der jeweiligen Gesteinsserie. Die Typdünnschliffe repräsentieren einen Querschnitt jedes Gesteinstyps. Zudem wurden nur die unalteriertesten Proben der jeweiligen Serie als Typschliffe ausgewählt. Für jede Serie werden die Probennummer der Typschliffe angegeben, um einen weiteren Abgleich mit den im Anhang befindlichen zusätzlichen Informationen (Orientierung der Schliffe, Modaltabellen, Handstück- und Dünnschliffbilder sowie geochemische Daten) zu ermöglichen.

Als Nomenklatur für die strukturelle und texturale Beschreibung der Peridotite wurde auf Mercier and Nicolas (1975) zurückgegriffen und für die Beschreibung der pyroxenitischen und gabbroiden Gesteine auf Nicolas (1992), McKenzie et al. (1989) und Yardley et al. (1992).

6.2 Mantelperidotit

6.2.1 Einleitung

Die petrografische Beschreibung der Mantelperidotite basiert für Lherzolithe auf den Typschliffen TR_11.3, TR_27, PA_1, PA_2 und PA_2b, für die Harzburgite auf den Typschliffen TR_17.2, TR_20.2, CM_46, PA_3, PA_3b und SMYL, sowie für die Dunite auf den Typschliffen CM_4 und CM_430. Die Tabelle 6.1. zeigt die gemittelten Modalgehalte der Mantelperidotite.

Proben:	Lh		n=3					
Mineral:	Vol. %	Stabw	Mineral:	Vol. %	Stabw	Mineral:	Vol. %	Stabw
Olivin:	68,2	0,2	Alt-Plag:	1,83	1,65	Oxide:	0,567	0,32
Klinopyroxen:	6,57	1,7	Amphibol:	0,065	0,057	Serpentin:	7,067	1,54
Orthopyroxen:	14,13	1,07	Alt-Opx:	0	0	Titanit:	0	0
Plagioklas:	1,57	1,43	Quarz:	0	0	A.I.:	1	0
Proben:	Hz		n=3					
Mineral:	Vol. %	Stabw	Mineral:	Vol. %	Stabw	Mineral:	Vol. %	Stabw
Olivin:	73,87	4,44	Alt-Plag:	1,067	1,85	Oxide:	1,65	1,95
Klinopyroxen:	2,7	1,67	Amphibol:	0	0	Serpentin:	6,8	0,95
Orthopyroxen:	12,7	1,64	Alt-Opx:	0	0	Titanit:	0	0
Plagioklas:	1,2	2,08	Quarz:	0	0	A.I.:	1,167	0,38
Proben:	Du		n=2					
Mineral:	Vol. %	Stabw	Mineral:	Vol. %	Stabw	Mineral:	Vol. %	Stabw
Olivin:	88,6	0,85	Alt-Plag:	0	0	Oxide:	0,85	0,07
Klinopyroxen:	1,05	0,35	Amphibol:	0	0	Serpentin:	9	1,4
Orthopyroxen:	0,5	0,27	Alt-Opx:	0	0	Titanit:	0	0
Plagioklas:	0	0	Quarz:	0	0	A.I.:	1,63	0,18

Tab. 6.1. Gemittelte Modalgehalte der Mantelperidotite, Einzelwerte s. Anhang. Abkürzungen: Du: Dunit; Hz: Harzburgit; Lh: Lherzolith; n= Anzahl der Proben; Alt-: Alteriert; Opx: Orthopyroxen; A.I.: Alterationsindex; div.: diverse Minerale z.B. Chlorit; Stabw: Standardabweichung von den Volumenprozenten (Modalgehalt).

6.2.2 Petrografie Lherzolith

Makroskopisch lässt sich in den Typschliffe neben einer gut sichtbaren bimodalen Korngrößenverteilung eine deutliche Foliation anhand eingeregelter brauner Spinelle erkennen.

Die Lherzolithe und Plagioklas-Lherzolithe zeigen ein porphyroklastisches Gefüge (Abb.6.1.). Altkörner von Olivin, Orthopyroxen und Klinopyroxen sitzen in einer feinkörnigen, granoblastischen Matrix aus Olivin, Klinopyroxen, Orthopyroxen, Plagioklas, Spinell und vereinzelt Amphibol. Altkörner von Olivin und Orthopyroxen besitzen zum Teil eine deutliche Formvorzugsregelung mit ihrer Langachse parallel zur Foliationsebene. Die Verhältnisse von Lang- zur Breitachse liegen im Schnitt bei den Porphyroklasten unter 2 zu 1 im Olivin und bei

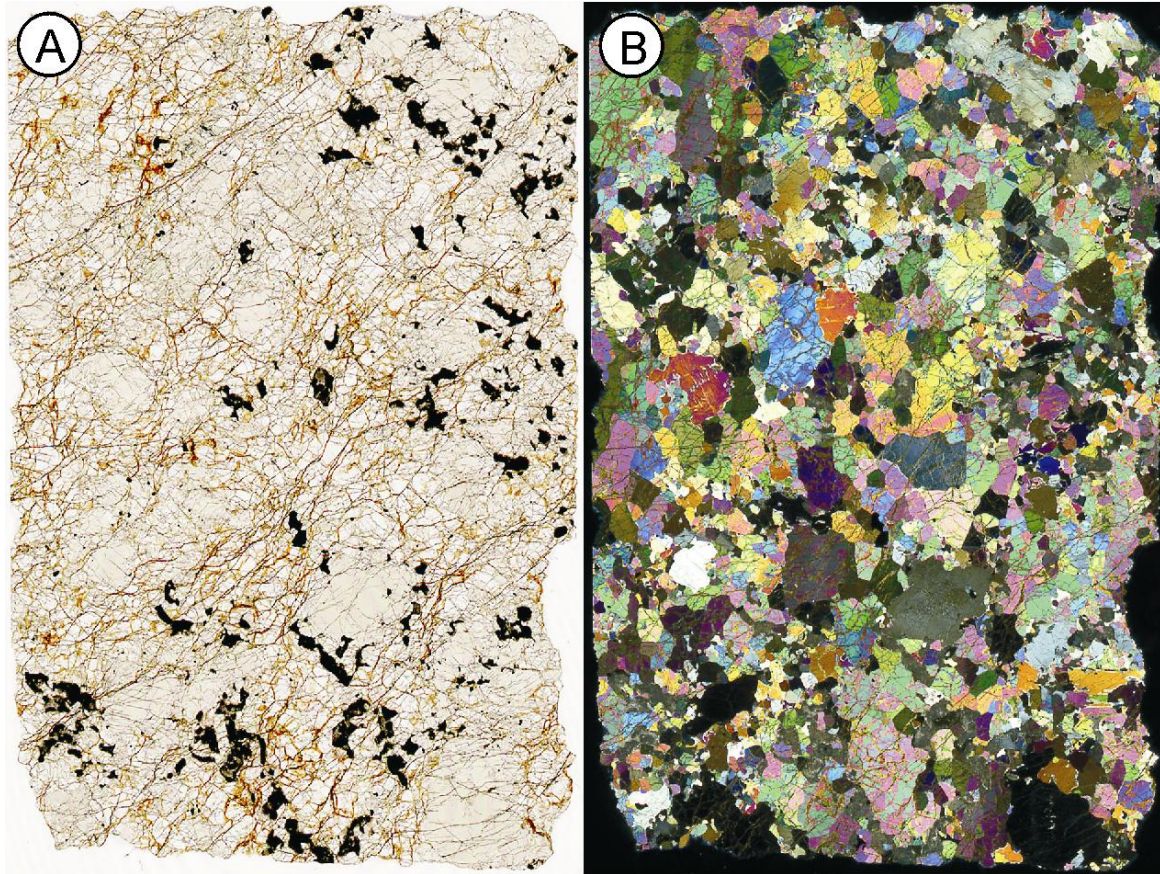


Abb. 6.1. Dünnschliffscan des Typschliffes PA_2. A) LPL; B) XPL; Bildbreite jeweils 20 mm.

maximal 3 zu 1 im Orthopyroxen. Intragranulare Deformationsmerkmale wie „*kinking*“, Undulation und Subkornfelderung sind in den Porphyroklasten allgegenwärtig. Subhedrale Olivin-Altkörner besitzen Korngrößen zwischen 2 und 4 mm. Sie zeigen neben einer deutlichen Undulierung auch eine Subkornfelderung. Die Subkörner werden von einer parallelen Schar von Subkorn Grenzen begrenzt („*Tiltwalls*“), die sich als aushaltende Streifen im Korn zeigen. Diese optischen Subkorn Grenzen („*Tiltwalls*“) weisen vorwiegend eine identische Orientierung auf. Ihre Missweisungen untereinander liegen zumeist unter 10 Grad. Anhand der Orientierung der Subkorn Grenzen kann das jeweilig vorherrschende Gleitsystem bestimmt werden. Im Olivin sind generell verschiedene Gleitsysteme aktiv, in Abhängigkeit von Verformungsrate und Temperatur im Mantel (Mainprice and Nicolas, 1989; Suhr, 1993). Das Gleitsystem in Richtung der a-Achse {100} ist charakteristisch für eine hochtemperierte Deformation ($> 1000^{\circ}\text{C}$) wie sie unter asthenosphärischen Bedingungen typisch ist (Mainprice and Nicolas, 1989). In Richtung der c-Achse {001} ist das aktive Gleitsystem bei Temperaturen unterhalb von 1000°C , was eine Deformation unter lithosphärischen Bedingungen widerspiegelt (Nicolas, 1989). In den Typschliffen konnte nur das Gleitsystem in Richtung der a-Achse {100} beobachtet werden. Eine solche asthenosphärische Mikrostruktur wird der Spreizungsphase von ophiolithischen

Peridotiten zugerechnet (Mainprice and Nicolas, 1989; Nicolas, 1989). Entlang von Brüchen und vom Rand aus sind vereinzelt Olivin-Alt Körner von Serpentin (Faserserpentin) ersetzt.

Altkörner von Orthopyroxen besitzen Korngrößen zwischen 2 und 6 mm, bei einer überwiegend subhedralen Gestalt. Sie zeigen neben einer starken undulösen Auslöschung eine

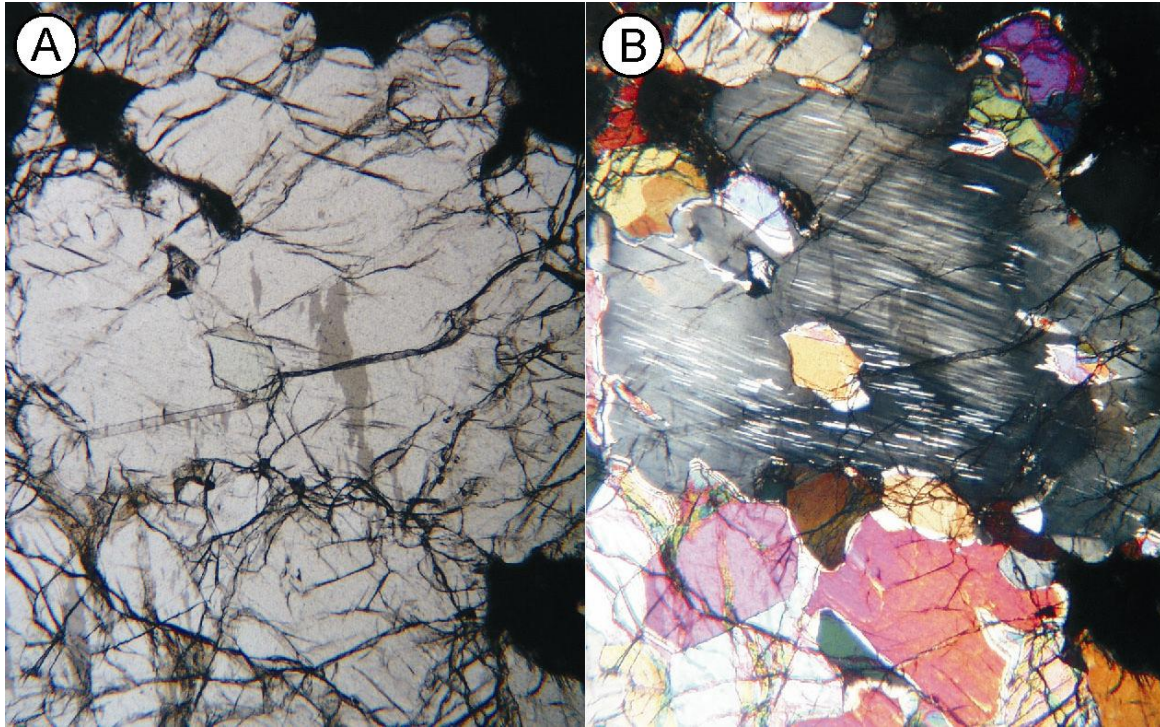


Abb. 6.2. Deformierter Orthopyroxen mit Subkornfelderung und verbogenen Entmischungslamellen, im zweiten Quadranten findet sich ein Einschlusskristall von Olivin; A) LPL; B) XPL, Bildbreite 2,56 mm. Typschliff PA_2.

starke Subkornbildung (Abb.6.2.). Viele Körner besitzen feine, teilweise durchgehende Entmischungslamellen eines kalziumreichen Pyroxens. Solche kalziumreichen Entmischungslamellen sind kennzeichnend für deformierte Orthopyroxene da sie sich sehr einfach parallel zur $\{100\}$ Richtung durch Stapelfehler an Versetzungen bilden können (Passchier and Trouw, 2005; Suhr, 1993). Als weiteres Deformationsmerkmal zeigen die Körner oftmals eine Verbiegung („*bending*“). Im Gegensatz zu den Olivin-Porphyrklasten zeigen die Orthopyroxene viele Einbuchtungen („*Embayments*“) bis hin zu Kornformen mit einer stark zerlappten Gestalt. Diese teils großen, kuspäten „*Embayments*“ sind meist mit feinkörnigen Olivinkristallen gefüllt. Auch finden sich in Orthopyroxenen vereinzelt randliche Einschlusskristalle von stark gerundeten Olivinen mit Korngrößen zwischen 0,05 und 0,15 mm (Abb.6.2.). Neben einem Saum von grünem Amphibol weisen vereinzelt Altkörner eine

beginnende Bastitisierung auf. Farbloser Amphibol findet sich häufig als intragranulare, sehr feine ($< 0,01$ mm) Einschlusskristalle („*blebs*“) in den Altkörnern.

Klinopyroxen-Altkörner haben Größen zwischen 0,5 und 1,5 mm. Sie besitzen eine starke undulöse Auslöschung, wie auch eine gute Subkornfelderung. Im Gegensatz zu Olivin und Orthopyroxen sind ihre Kornformen eher gleichförmig subhedral. Sie weisen kaum Unterschiede in ihren Lang- zu Breitachsen Verhältnissen auf. Wie auch die Orthopyroxene zeigen sie vereinzelt lobate Einbuchtungen, die ebenfalls von feinkörnigen Olivinkristallen aufgefüllt werden.

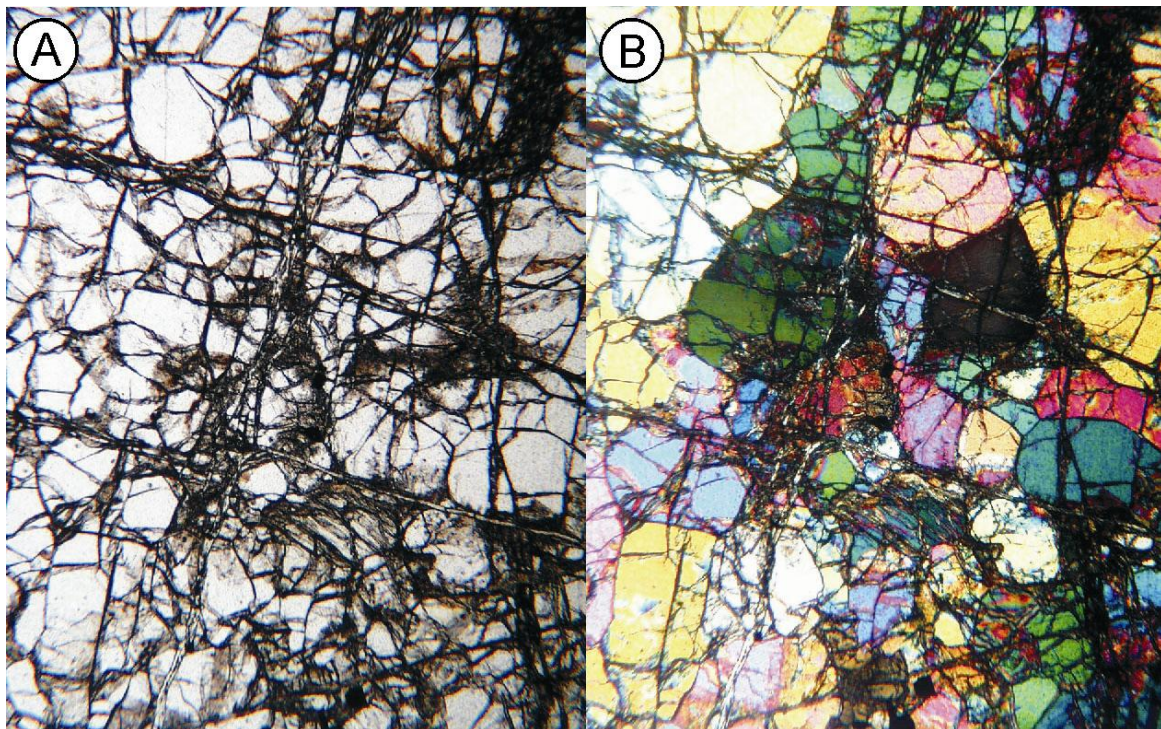


Abb. 6.3. Polygonale Olivinkörner der Matrix, feine Serpentinadern durchziehen das Bild in N-S und E-W Richtung; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff TR_27.

Die granoblastische Matrix wird vornehmlich aus polygonalen Olivinkörnern aufgebaut (Abb.6.3.). Die Rekristallite besitzen einheitliche Korngrößen zwischen 0,15 und 0,5 mm, nur in einigen Domänen findet sich eine noch geringere Korngröße. Sie sind überwiegend frei von intragranularen Deformationsstrukturen und die Olivinkristalle zeigen untereinander oft 120 Grad Dreipunktkornkontakte (Triplepunkte). Diese Strukturen weisen auf einen hohen Grad an Erholung hin, welcher typisch ist für Deformationen unter hohen Temperaturen nahe des Solidus ($\sim 1250^{\circ}\text{C}$, Boudier et al., 1989). In der Matrix liegen vereinzelt isolierte Klumpen („*Cluster*“) von Klino-, Orthopyroxen und Spinell. Klino- wie auch Orthopyroxen-Neoblasten

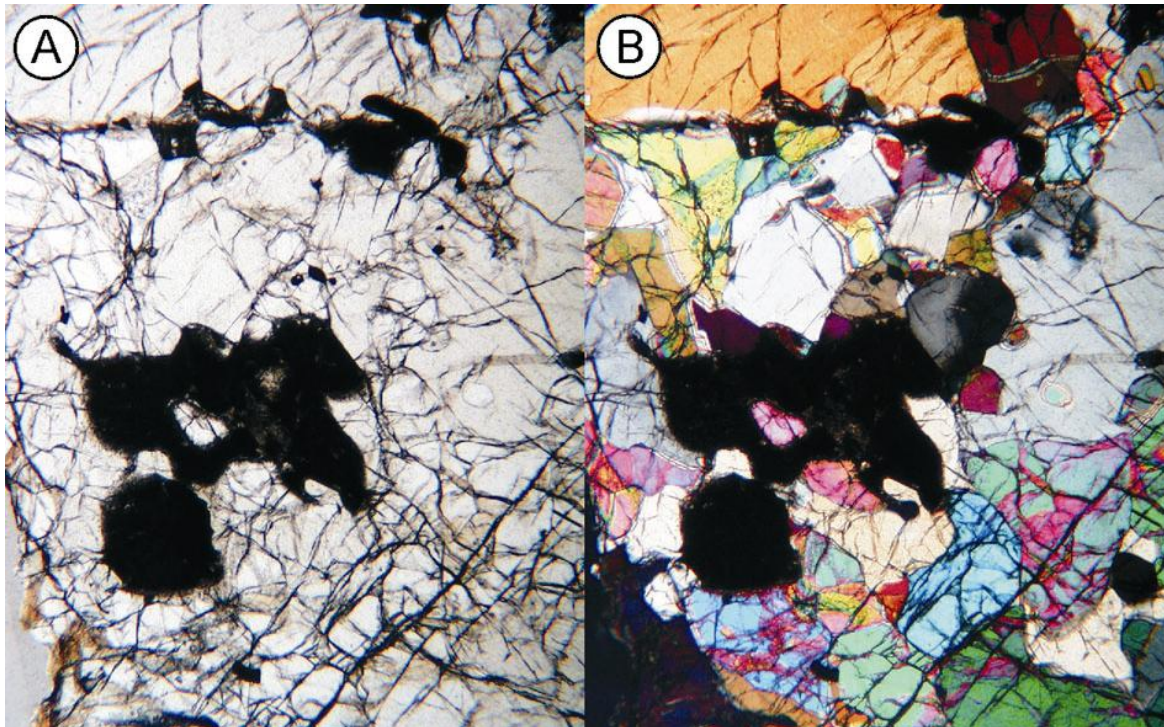


Abb. 6.4. Interstitieller und poikilitischer Plagioklas (braun) in Lherzolith. Man beachte die Korrosion der angrenzenden Olivine; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff PA_2b.

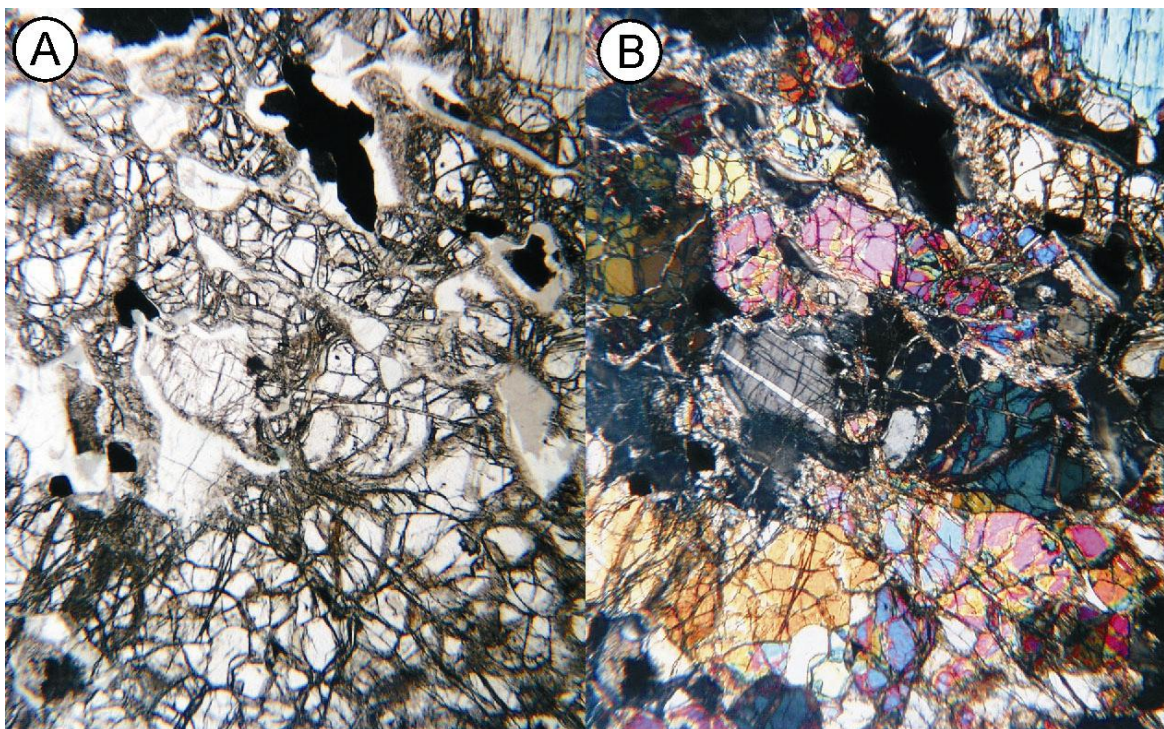


Abb. 6.5. Interstitieller Plagioklas mit Einfachverzwilligung in Lherzolith. Das Korn besitzt einen sehr feinen Saum von Chlorit; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff PA_2.

weisen Größen zwischen 0,3 und 0,6 mm auf. Sie zeigen weder Entmischungslamellen noch eine Subkornfelderung. Eine undulöse Auslöschung hingegen ist oft ausgebildet.

Plagioklas und Amphibol, wie auch einige isolierte Ortho- und Klinopyroxene können klar als interkumulus Phasen beschrieben werden. Solche Körner finden sich auf isolierten, oder als Korncluster auf interstitiellen Positionen zu Olivin, vornehmlich jedoch konzentrieren sie sich an Dreipunktkorngrenzen oder entlang von flächigen Olivin-Olivin Kornkontakten. Plagioklase zeigen Korngrößen zwischen 0,3 und 1 mm. Vereinzelt finden sie sich auch als isolierte Einzelkörner auf interstitiellen Positionen zu Olivin liegend. Olivin-Matrixkörner wie auch Porphyroklasten, zeigen am Kontakt mit Plagioklasen Resorptionsbuchtungen und bilden teilweise Einschlusskristalle in Plagioklas mit poikilitischer Struktur (Abb.6.4.). Dies zeigt einen Zusammenbruch des Olivins während der späten Kristallisation der Plagioklase aus einer interstitiellen Schmelze an. In der Probe PA_2b bilden Plagioklase zusammen mit feinkörnig rekristallisierten Olivinen einen etwa 3 mm mächtigen Horizont im Dünnschliff aus. Sie weisen generell einen unterschiedlich breiten Saum aus Chlorit auf, der ihre primäre Kornform überprägt (Abb.6.5.). Oft sind sie auch in ein dichtes, braun-graues Gemenge aus Zoisit umgewandelt (Abb.6.6.). Einfache, wie auch multiple Verzwilligungen lassen sich in den

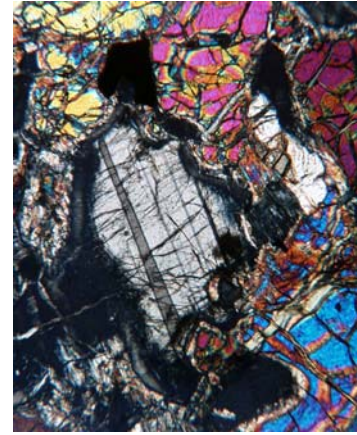


Abb. 6.6. Plagioklas mit Chloritsaum, Vergrößerung aus Abb.6.5.; XPL, Bildbreite 1,04 mm. Typschliff PA_2.

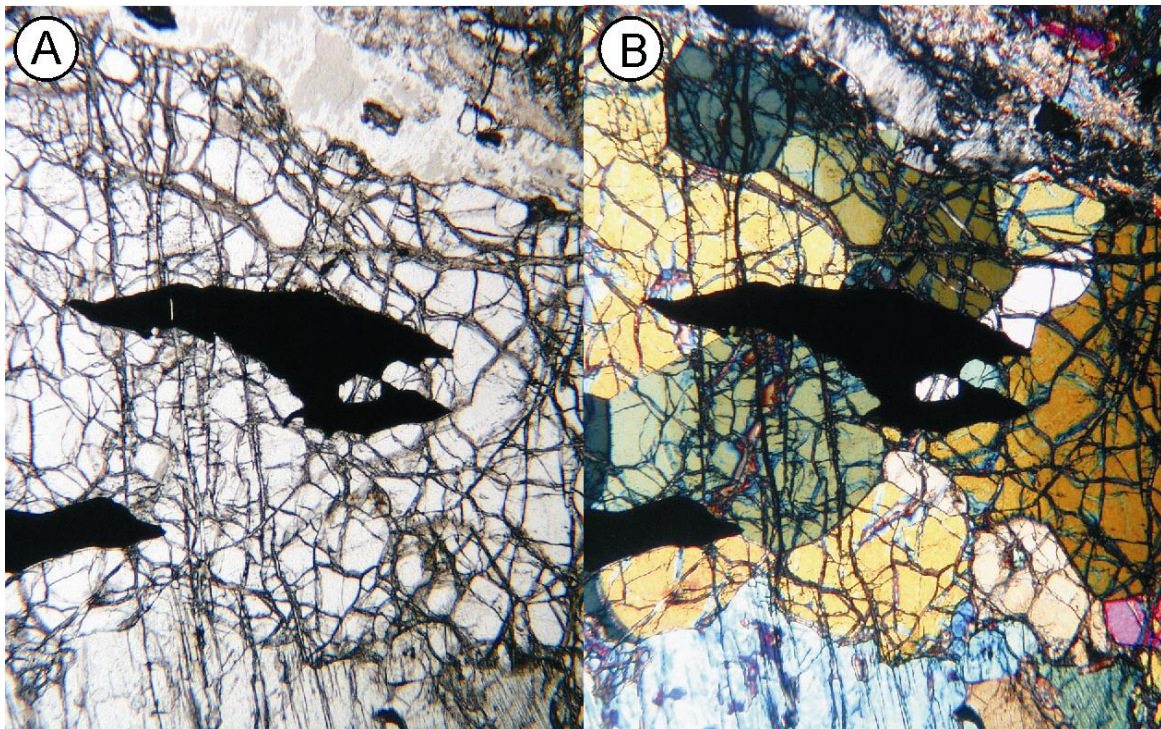


Abb. 6.7. Spinell mit „bolly-leaf“ Struktur; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff PA_2b.

frischen Plagioklasen beobachten (Abb.6.5. und 6.7.). Nur wenige besitzen eine schwach undulierende Auslöschung. Eine Subkornbildung wie auch eine Zonierung konnte nicht beobachtet werden.

Isolierte Körner von Amphibol, Klinto- und Orthopyroxen weisen generell eine Korngröße unter 0,5 mm auf. Sie konzentrieren sich überwiegend an Olivin Triplepunkten. Klinopyroxene zeigen teilweise Säume von hell grünlichem, sekundärem Amphibol (Aktinolith).

Rotbrauner Spinell bildet gleichförmige, isometrische Körner, die interstitiell zu wie auch in Olivin und Orthopyroxen liegen, oder zackige „*holly-leaf*“ (Stechpalmenblätter) Körner, die sich vornehmlich entlang von Korngrenzen finden lassen (Abb.6.7.). In einem Spinell (PA_1) wurde ein Einschlusskristall von Olivin beobachtet.

6.2.3 Petrografie Harzburgit

Makroskopisch lassen sich die Typschliffe auf den ersten Blick nicht von den Lherzoliten unterscheiden und weisen somit vergleichbare Merkmale auf.

Mikroskopisch zeigen die Harzburgite und Plagioklas-Harzburgite wie die Lherzolithen ein porphyroklastisches Gefüge (vgl. Abb.6.1.). Porphyroklasten von stark deformierten Olivinen und Orthopyroxenen liegen in einer feinkörnigen, granoblastischen Matrix aus rekristallisiertem Olivin. Einige der Porphyroklasten sind von Olivinkörnern umgeben, die deutlich feinkörniger als die typischen Matrixolivine sind. Dies kann auf eine höhere Strainrate nahe zum/am Kontakt zu den Orthopyroxen-Porphyroklasten hindeuten, was zu einer feinkörnigeren Rekristallisation der Olivine führen würde (Mercier and Nicolas, 1975; Passchier and Trouw, 2005; Suhr, 1993). Oft zu beobachten sind Einschlusskristalle von Olivin in Orthopyroxen. Sie sind stark gerundet und weisen Korngrößen zwischen 0,15 und 0,4 mm auf.

Alle Orthopyroxen-Porphyroklasten haben Entmischungslamellen eines kalziumreichen Pyroxens entmischt. In einigen Altkörnern lässt sich ein 100 bis 250 μm breiter Saum am Kornrand beobachten, der keine Entmischungslamellen aufweist. Quick (1981b) interpretierte dies als Hinweis auf eine kompositionelle Zonierung der Orthopyroxene. Hinsichtlich der Alteration, lässt sich bei ihnen oft eine Umwandlung in Chlorit und/oder Serpentin vom Rand her beobachten.

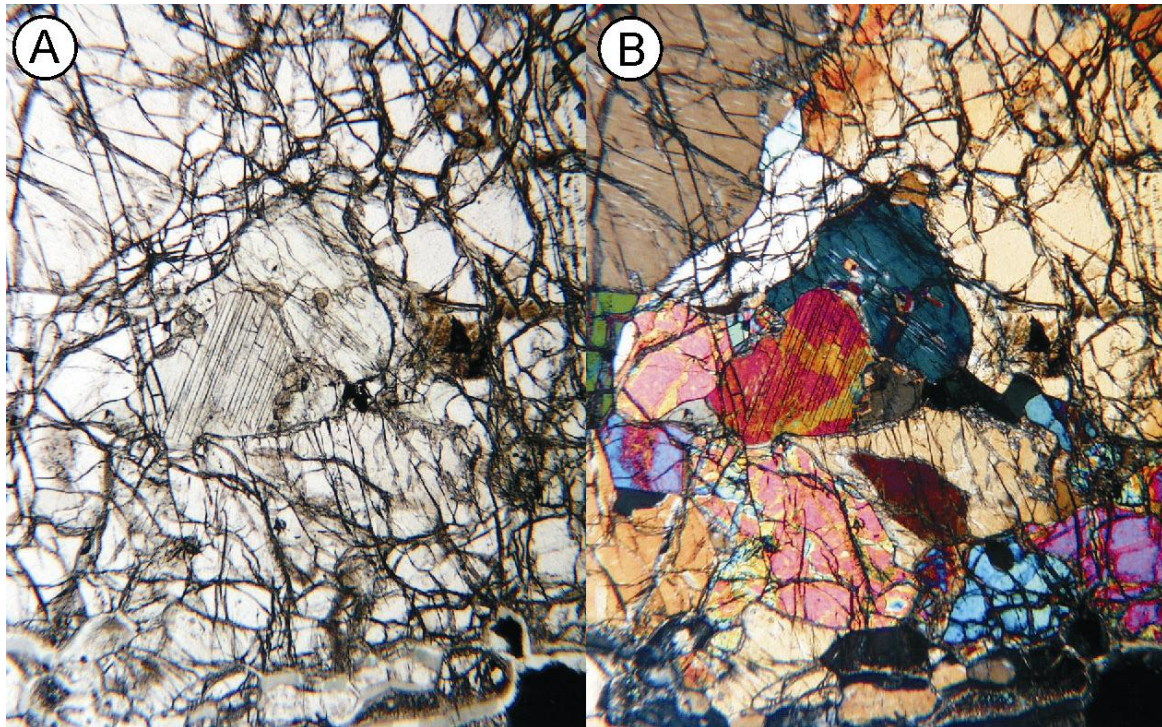


Abb. 6.8. Interstitieller undeformierter Klinopyroxen mit Entmischungslamellen zwischen Olivin Neoblasten; A) LPI; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff PA_3.

Die Matrix unterscheidet sich in den Harzburgiten und Plagioklas-Harzburgiten von den Lherzoliten vornehmlich durch das Fehlen von Neoblasten aus Ortho- wie auch Klinopyroxen. In ihr finden sich jedoch kleine deformierte Körner von Orthopyroxen mit Korngrößen zwischen 0,5 und 1,5 mm die untereinander eine gleiche optische Orientierung aufweisen (Test Gipsplatte). Die Körner werden von Olivin-Neoblasten untereinander separiert. Aufgrund der optischen Kontinuität der isolierten Körner werden diese als Relikte von Orthopyroxen-Altkörnern angesehen, die durch Rekristallisations- oder Deformationsprozesse anhand von Nukleations- und Korngrößenmigration (GBM) in Einzelkörner separiert wurden.

In den plagioklasführenden Schliffen zeigen sich die gleichen Beobachtungen wie in den Plagioklas-Lherzoliten. Auch hier finden sich bei Vorhandensein von Plagioklas in einigen Olivinen deutliche Resorptionsbuchten an ihren gemeinsamen Kontaktflächen (Abb.6.4).

Körner von Klinopyroxen mit einer Korngröße zwischen 0,4 und 0,7 mm finden sich ausschließlich auf interstitiellen Positionen an Dreikornkontakten von Olivin-Neoblasten (Abb.6.9). Sie weisen meist nur eine schwach undulöse Auslöschung auf. Der Großteil hat feine Entmischungslamellen eines kalziumarmen Pyroxens entmischt. Die Körner besitzen

unregelmäßige lobate Kornformen mit vielen Einbuchtungen (Abb.6.9.). Ihre isolierte und interstitielle Position, wie auch die fehlende Deformation und Kornform geben Hinweise auf eine mögliche späte Kristallisation aus einer „trapped melt“, oder einer späten Imprägnation (Nicolas, 1989; Piccardo et al., 2007; Quick, 1981b).

Primärer farbloser bis bräunlicher Amphibol findet sich an Korngrenzen zwischen den isolierten Klinopyroxenkörnern und Olivin, sowie als wenige zehner μm große intragranulare Einschlusskristalle bzw. Entmischungskörper in Klinopyroxen.

Dunkelbrauner Spinell bildet gleichförmige subhedrale, teils auch gerundete Körner aus. Eine wie in den Lherzoliten häufig vorkommende Stechpalmenform („*bolly leaf*“) findet sich in den Harzburgiten hingegen eher selten. Die Spinelle sitzen vornehmlich an Olivin Triplepunkten, aber auch an deren Korngrenzen. Spinelle bilden außerdem gut gerundete Einschlusskristalle in Olivin und seltener in Orthopyroxen. Auch finden sich Einschlusskristalle von Olivin in Wirtskristallen aus Spinell. Nicolas (1989) interpretiert die gerundeten Spinell-Einschlusskristalle in Olivin als Hinweis auf eine spätere Schmelzimpregnation, da Spinell anhand schmelzgestützter Diffusion in einer euhedralen Kornformen rekristallisiert und durch gleichzeitiges Wachstum der Olivinkristalle anhand Korngrenzenmigration (GBM) in Olivin eingeschlossen wird.

6.2.4 Petrografie Dunit

Die untersuchten Dunite zeigen einheitlich eine inequigranulare Mosaikstruktur. Olivin bildet polygonale, ungleichkörnige (inequigranulare) Körner mit einer Größe zwischen 0,1 und 3 mm. Neben 120 Grad Triplepunkten finden sich auch komplex verzahnte Korngrenzen wie sie typisch sind für magmatische Kontakte. Große Olivinkörner zeigen eine flache Auslöschung zusammen mit einer deutlichen Subkornfelderung. Die kleineren Körner (< 1 mm) besitzen eine gleichkörnigere und polygonalere Kornform. Vereinzelt zeigen die Olivine eine vom Rand und

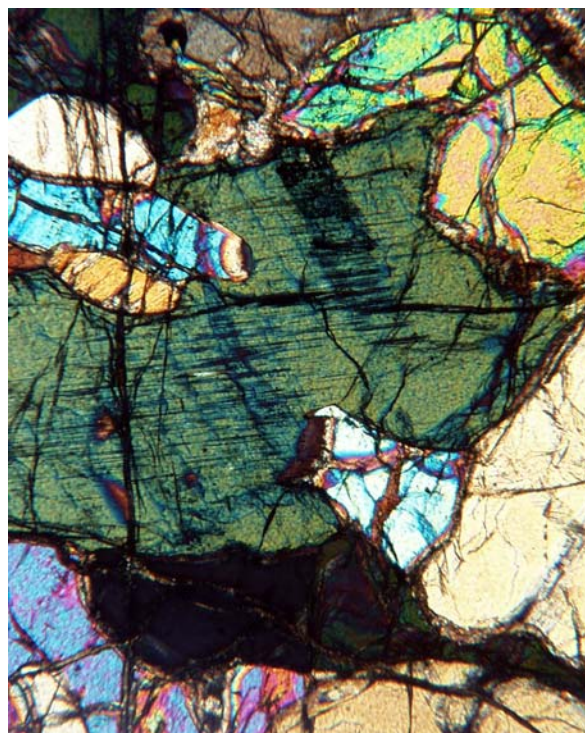


Abb. 6.9. Undeformierter Klinopyroxen mit vielen Einbuchtungen; XPL, Bildbreite 1,04 mm. Typschliff PA_3b.

von Rissen ausgehende Umwandlung in Serpentin. Die Faserserpentine sind stets senkrecht zum Kontakt (Riss, Rand) ausgerichtet.

Körner von Klinopyroxen finden sich nur vereinzelt in den Duniten. Sie bilden isolierte, kleine (ca. 0,5 mm) Körner aus, die auf interstitiellen Positionen zwischen den Olivinkörnern sitzen. Außer einer schwachen Undulation weisen sie keinerlei Hinweise auf eine erlangte Deformation auf.

Spinelle bilden überwiegend gleichförmige, oftmals gerundete Kristalle aus, die interstitiell zwischen den Olivinen, oder auch als Einschlusskristallen in ihnen liegen. Letztere geben Hinweis auf eine Korngrenzenmigration (GBM) seitens von Olivin.

6.2.5 Petrografie Serpentin

Stellvertretend für alle serpentinierten Mantelperidotite erfolgt die petrografische Beschreibung anhand der Dünnschliffe TR_1.2, TR_17, TR_48, BK_29 und BK_110. Das

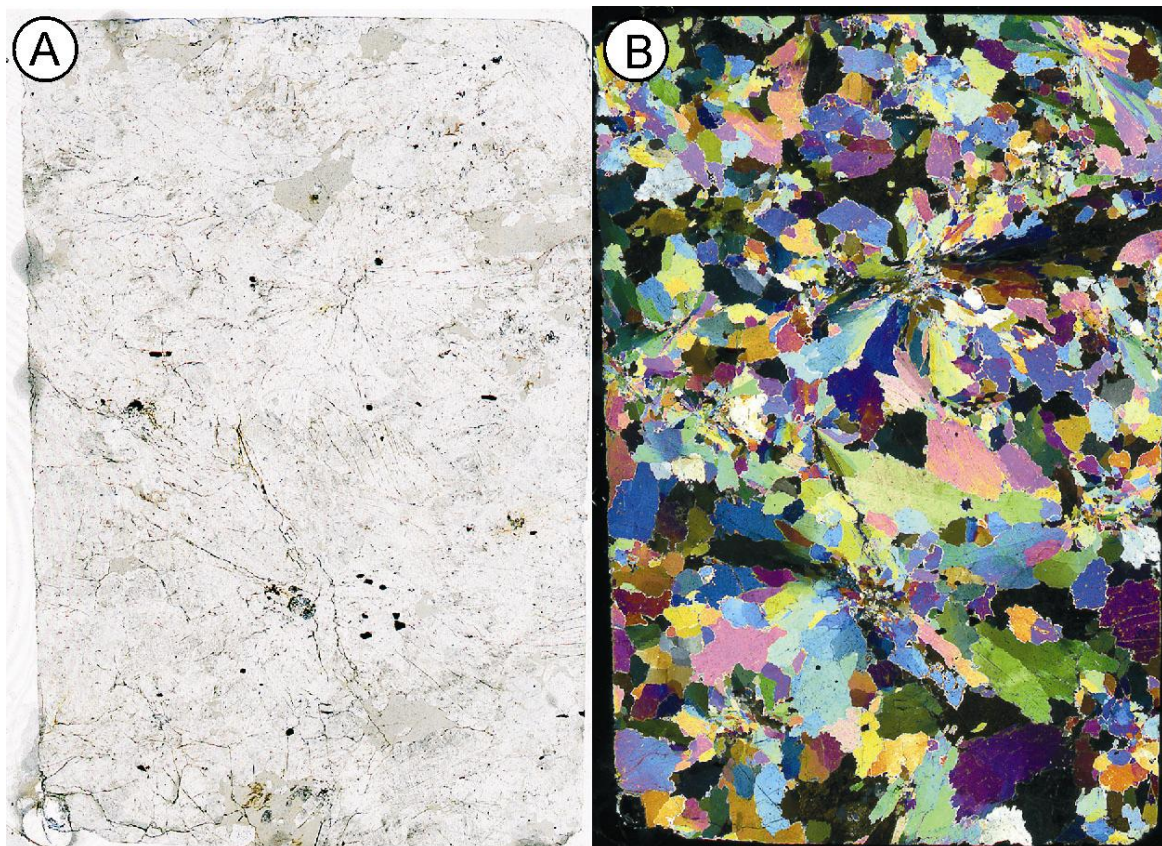


Abb. 6.10. Tremolitischer Kontaktsaum. Dünnschliffscan TR_12.1.; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 20 mm.

Gestein wird komplett aus Serpentin und einigen opaken Mineralphasen aufgebaut. Alle Proben

zeigen die typische Maschenstruktur („*mesh texture*“), wobei eine sehr feinkörnige Serpentinmatrix durch Netzwerke von Serpentin mit einer etwas höheren Doppelbrechung (Blätterserpentin) in blockige Bereiche zerlegt wird.

In einigen Proben lässt sich noch reliktsch die Struktur der Gesteine erkennen, da stellenweise Konzentrationen von schwarzen Magnetitkörnern die Umrisse ehemaliger Olivine (Geisterstrukturen) umsäumen. Relikte von Klinopyroxen finden sich ebenfalls nur anhand von schwarzen Magnetiten, die ehemalige Entmischungslamellen abzeichnen. Hinweise auf Orthopyroxenkörner geben vielfach bräunlich eingefärbte Bereiche in der Serpentinmatrix, die eine reliktsche Kornform der Orthopyroxene nachzeichnen. Anzeichen auf eine ehemalige Foliation geben vereinzelt braune eingeregelte Spinelle, die sich allerdings nicht in allen Typschliffen finden lassen.

6.2.6 Kontakte zwischen Mantelperidotit (Xenolithe) und den späten mafischen Serien 1 bis 3

Die Kontakte zwischen dem Mantelperidotit und den späten mafischen Serien 1 bis 3 sind vielfältigst in den einzelnen Plutonen ausgebildet (Kap.4.2.4; 8). In allen kartierten Plutonen ist der Peridotit am Kontaktbereich über eine Breite von mehreren dm bis hin zu mehreren zehner Metern serpentinisiert. Petrografisch wird hier nur der xenolithische Kontakttyp anhand der Typschliffe TR_11.1, TR_12.1 und TR_12.2 beschrieben.

Viele der Mantelperidotit-Xenolithe, die in den späten Serien sitzen, insbesondere im Serie 2 Gabbronorit, weisen einen unterschiedlich breiten monomineralischen Reaktionssaum von Tremolit an ihrem direkten Kontaktbereich auf (Abb.6.10.; 4.6.; 8.35.; 8.42.). Die Breite des Saumes variiert zwischen wenigen Millimetern bis zu mehr als 30 cm. In den gebänderten Serie 3 Gabbronoriten des Bear Creek Plutons ist dieser monomineralische Reaktionssaum nicht ausgebildet.

Der Typschliff TR_11.1 stammt aus dem Kern eines etwa 40 cm durchmessenden Iherzolithischen Xenolithes, vom Kontakt zwischen der Serie 2 und dem Mantelperidotit im Bear Creek Körper (Abb.6.11.). Wie aus der Abbildung ersichtlich wird, ist der Peridotit stark alteriert. Olivin und Orthopyroxen sind vollständig in Serpentin umgewandelt. Klinopyroxen findet sich noch als Reliktkörner mit einem dünnen chloritischen Saum. Die Serie 2 Gabbronorite zeigen am Kontakt zum Mantelperidotit vereinzelt einen schwachen Abschreckungsrand. Das Fehlen eines

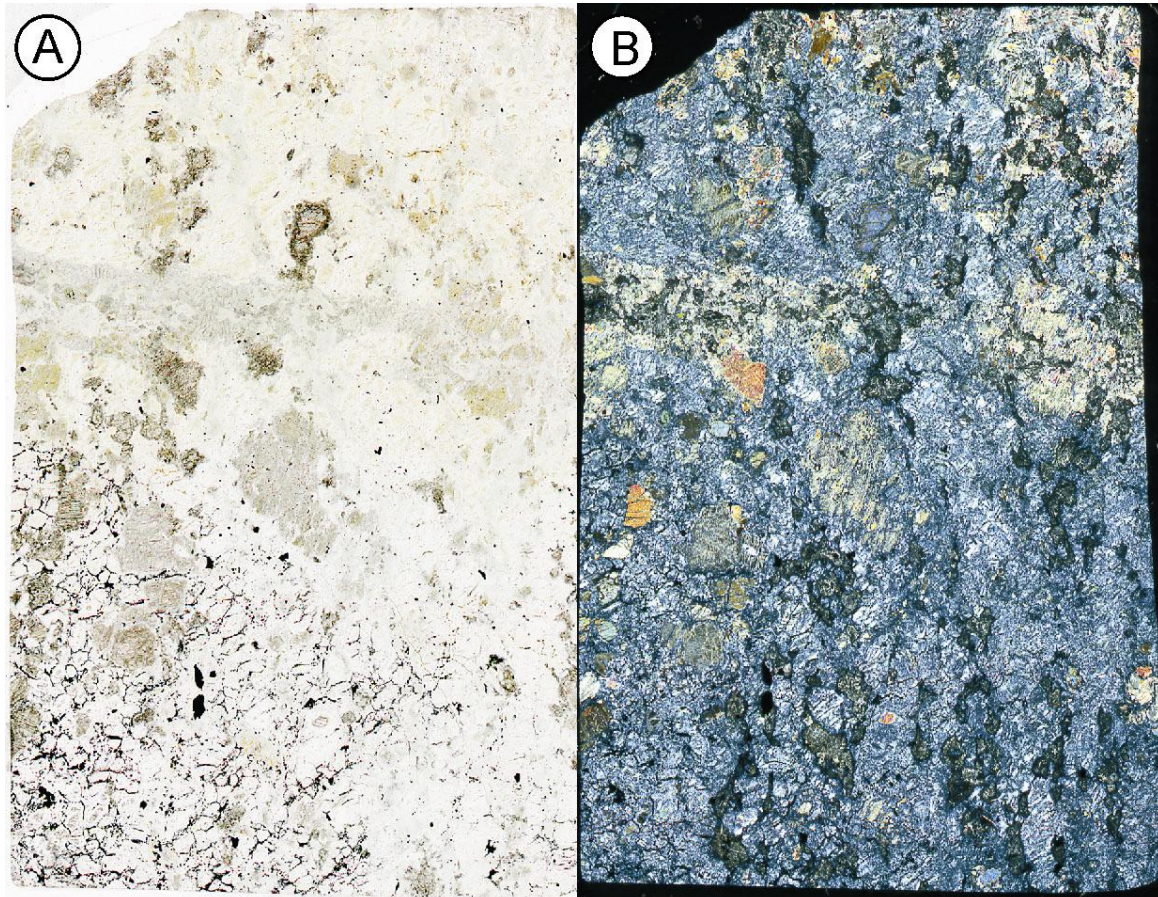


Abb. 6.11. Umgewandelter Kernbereich eines Mantelperidotit Xenolithes; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 20 mm. Typschliff TR_11.1.

solchen Kontaktes wird in der Abbildung 6.12. deutlich. Die Probe TR_12 stammt aus dem Übergangsbereich von Gabbro zum tremolitischen Kontaktrand des Xenoliths TR_11. Ein primärer Mineralbestand ist im Gabbro nicht mehr sichtbar. Die reliktsche Korngröße der Primärminerale lässt sich aber noch als zumeist mittelkörnig erkennen. Plagioklas ist in Chlorit und Zoisit umgewandelt, Orthopyroxen in ein Gemenge aus einem magnesiumreichen Chloritmineral sowie strahligem Aktinolith und die Klinopyroxene sind durch einen grünen Amphibol ersetzt. Gut in der Abbildung 6.12. ersichtlich ist der scharfe, wellige Kontakt zwischen alteriertem Gabbro und dem tremolitischen Reaktionsrand. Der Tremolit scheint von dem Kontakt ausgehend weg zu wachsen.

6.2.7 Interpretation

Das beobachtete Gefüge von hochtemperierten Mikrostrukturen zeigt ein konsistentes Muster in allen Proben aus den kartierten Massiven. Die erlangte Deformation der Mineralphasen spiegelt einen „*solid state flow*“ unter asthenosphärischen Bedingungen wider, wie er typisch für ophiolithische Peridotite ist (Boudier et al., 1989; Mainprice and Nicolas, 1989; Nicolas, 1989).

Im Gegensatz dazu zeigen die auf interstitiellen Positionen liegenden und in ihrer magmatischen Ausbildung nahezu deformationsfreien Plagioklase und Klinopyroxene (Abb.6.4. und 6.8.) einen anderen Ursprung, der scheinbar die Hochtemperaturdeformation der anderen Phasen postdatiert. Sie könnten zum Beispiel aus einer späten interstitiellen Schmelze stammen (Nicolas, 1989; Quick, 1981a/b) oder durch eine spätere Imprägnation des Peridotits gebildet worden sein (Dick et al., 1989; Piccardo et al., 2007; Dijkstra et al., 2001). Einen weiteren Hinweis auf eine mögliche Schmelzimprägnation geben die deformationsfreien Klinopyroxene, die überwiegend auf interstitiellen Positionen zwischen Olivin Korngrenz-Netzwerken liegen und nicht mit Orthopyroxenkörnern assoziiert sind. Sie bilden keine typischen Klinopyroxen-Orthopyroxen-Spinell Klumpen („Cluster“) und keine Neoblasten aus. Ein Zusammenhang zwischen der möglichen Plagioklas Imprägnation und den mafischen Gesteinen der Serien 1 bis 3 kann nahezu ausgeschlossen werden, da keiner der Pyroxenite und Gabbronorite Plagioklas vor Pyroxen auf dem Liquidus hat (Kap.6.5-6.7). Alternativ ist der Plagioklas primär. Das Vorkommen von xenolithischem Mantelperidotit in den späten mafischen Phasen lässt einige relevante Aussagen über das Environment und über die Platznahme der mafischen Serien zu. Zum einen schließt das Vorhandensein von Xenolithen aus Mantelperidotit einen kogenetischen Ursprung mit den mafischen Serien, insbesondere den Gabbros, mit dem Mantelperidotit nahezu aus, wie er von Le Sueur et al. (1984), Boudier et al. (1989) und Nicolas (1989) postuliert wurde. Weiterhin zeigt der monomineralische Reaktionssaum, dass Assimilationsprozesse (Abb.6.11.) bei der Platznahme der mafischen Serien nur eine untergeordnete Rolle gespielt haben. Die Ursache dafür kann in einem sehr steilen Temperaturgradient zwischen der mafischen Schmelze und dem umgebenen kalten Mantelperidotit gesehen werden (Cannat and Lecuyer, 1991; Lecuyer, 1990; Schwindinger and Anderson, 1987). Die Ausbildung einer Reaktionszone gibt weiterhin Hinweise auf einen signifikanten Elementtransfer in einem wasserreichen System, zwischen der infiltrierenden Schmelze und dem Mantelperidotit als Fluidquelle (Hattori and Guillot, 2003), da vor allem der tremolitische Reaktionssaum viel Wasser bei seiner Bildung benötigt (Lecuyer, 1990; Schwindinger and Anderson, 1987). Für Schwindinger and Anderson (1987) liegt die Herkunft des Wassers in einem hydrothermalen System, das während und auch bereits vor der Platznahme der mafischen Schmelze im Mantel existent war. Laut Schwindinger and Anderson (1987) enthält ein kugelförmiger serpentinierter Block soviel Wasser, wie er für die Bildung eines tremolitischen Reaktionssaumes brauchen würde, der in etwa zwei Dritteln seines Radius entspricht. Das somit reichliche Vorhandensein von Wasser in Form von serpentiniertem Peridotit kann auch das Fehlen eines Abschreckungsgefüges in den Gabbronoriten erklären. Ein wasserhaltiger Kontakt, in Form von Serpentin, zu einer gabbroischen Schmelze bildet einen

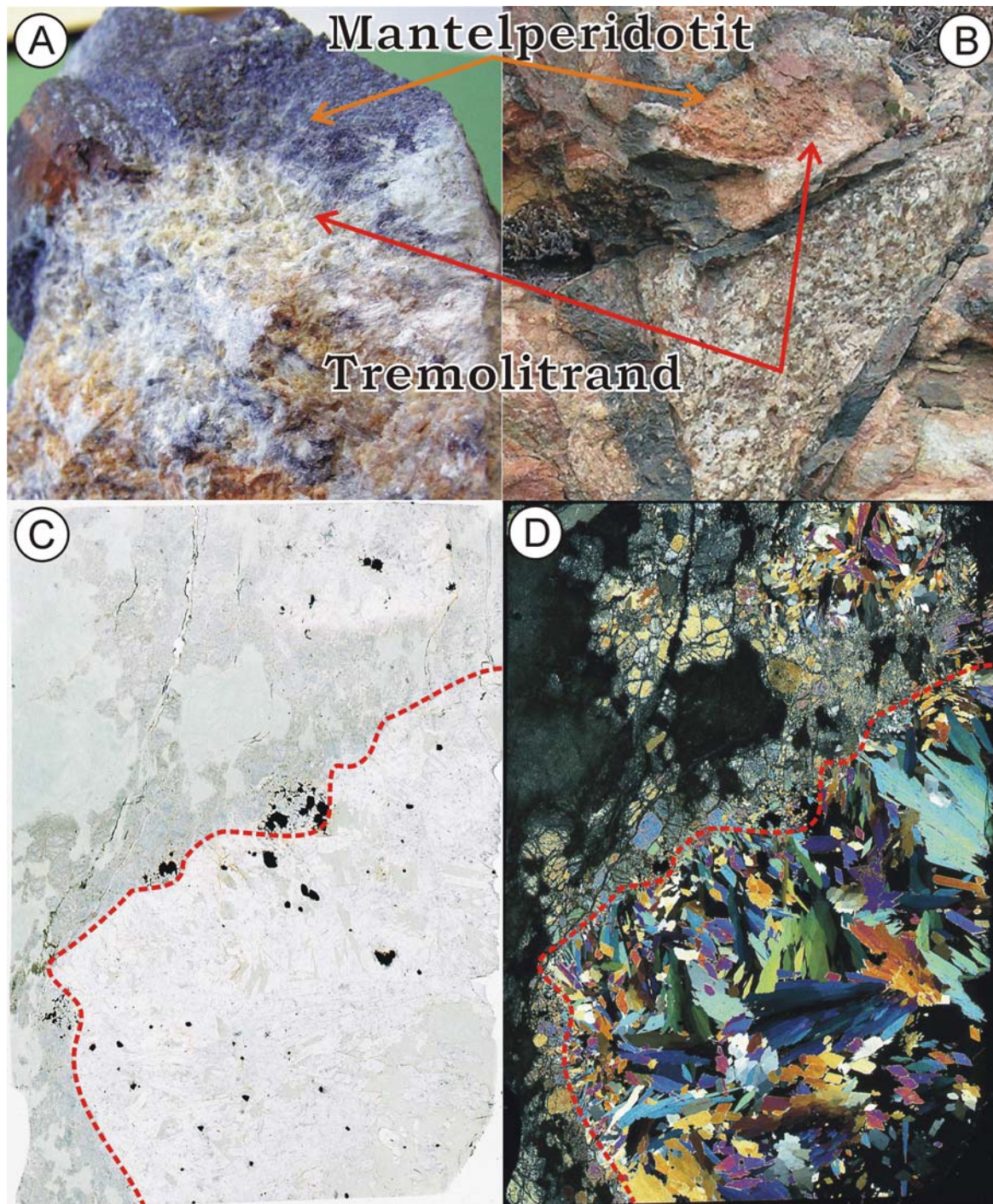


Abb. 6.12. Kontaktbereich zwischen Serie 2 Gabbro-norit (links der roten Linie in C und D) und dem tremolitischen Reaktionsrand; A) Handstückbild BC_100, Bildbreite 5 cm; B) Aufschluss BC_100, die Probe stammt aus dem markierten Bereich; C) Dünnschliffscan TR_12.2 LPL; D) TR_12.2 XPL; Bildbreite in C und D jeweils 20 mm.

sehr steilen Konzentrationsgradient im Wassergehalt in Richtung des Kontaktes aus, was den Grad der Unterkühlung („*supercooling*“) der Schmelze stark unterdrückt (Brandeis et al., 1984; Schwindinger and Anderson, 1987; Shelley, 1993).

Insgesamt ergibt sich ein Bild in dem die gabbroischen Schmelzen der Serien 1 und 2 in einer kalten (lithosphärischen) und zum Teil schon serpentinierten Umgebung aus Mantelperidotit platzgenommen haben und dieser möglicherweise lokal überprägt wurde. Das wird bestätigt durch das lokale Vorkommen von Amphibol in den peridotitischen Lithologien. Suhr (2008) fand in Duniten aus dem Bereich des Cabin Meadows Lake neben reliktschem Orthopyroxen auch primären Pargasit und metamorphen Diopsid in den Gesteinen. Serpentinisierte Orthopyroxene (Mg# 98) zwischen unalterierten Olivinen (Mg# 92) zeigten in den Proben eine Korona von forsteritreichem Olivin (Mg# 95) um die serpentinierten Orthopyroxene, lokal auch mit einer weiteren, äußeren fayalitische Korona (Mg# 87) (Suhr, 2008). Diese Mineralassoziationen zusammen mit den Koronen um die serpentinierten Reliktorthopyroxene, führte Suhr (2008) auf eine lokale, prograde Metamorphose der Duniten im Bereich von 400-450°C zurück. Ein Zusammenhang mit der Platznahme der Gabbroplutone erscheint logisch.

6.3 Neoproterozoischer Gabbro

6.3.1 Einleitung

Die petrografische Beschreibung des neoproterozoischen Metagabbros erfolgt anhand der Typschliffe CM_105B, CM_106, CM_118, CM_131, CM_141, CM_143, CM_194 und CM_301. Aufgrund von unterschiedlichen ausgebildeten Gefügen in der Serie kann sie in isotrope, equigranulare Metagabbros und in Metagabbros mit blastomylonitischem Gefüge untergliedert werden. Modalgehalte (gemittelt) der isotropen und deformierten Metagabbros finden sich in der Tabelle 6.2.

Proben:	Metagabbro		n=5					
Mineral:	Vol. %	Stabw	Mineral:	Vol.%	Stabw	Mineral:	Vol.%	Stabw
Olivin:	0	0	Alt-Plag:	37,48	5,34	Oxide:	4,58	4,58
Klinopyroxen:	0	0	Amphibol:	55	7,39	div.:	0,66	0,42
Orthopyroxen:	0	0	Alt-Opx:	0	0	Titanit:	2	2,53
Plagioklas:	0	0	Quarz:	0,28	0,42	A.l.:	2,5	0

Tab.: 6.2. Gemittelte Modalgehalte der neoproterozoischen Metagabbros, Abkürzungen s. Tab. 6.1.

Basierend auf den Typschliffen CM_218 und CM_218A erfolgt die Beschreibung des in den Metagabbros liegenden Doleritkomplexes. Die beiden Typschliffe stellen die einzigen aus dem Komplex beprobten Dünnschliffe dar.

6.3.2 Petrografie Metagabbro

Isotrope Metagabbros: Makroskopisch lassen sich in den Dünnschliffen nur feinkörnige, weiße Kristalle von grünen und braun-schwarzen Kristallen unterscheiden. Ihre Verteilung ist homogen, Vorzugsregelungen lassen sich nicht beobachten.

Die Schliche zeigen eine isotrope Textur mit equigranular körnigen, teils auch den Doleriten ähnlichen intergranularen Strukturen. Kennzeichnend ist ein hoher Alterationsgrad.

Klinopyroxene finden sich in den isotropen Metagabbros vornehmlich als Relikt Kristalle

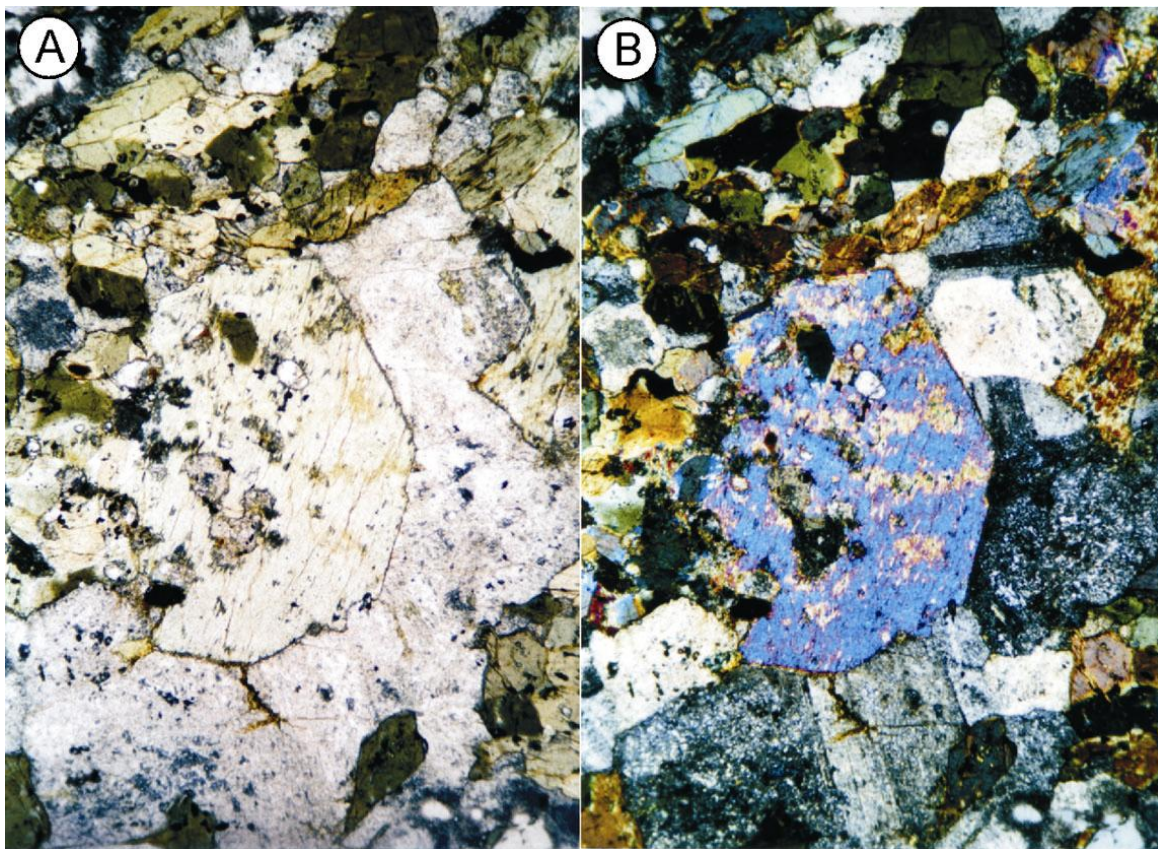


Abb. 6.13. Zu Amphibol umgewandelter Klinopyroxen im Metagabbro, man beachte die Plagioklas Einschlusskristalle; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,2 mm. Typschliff CM_118.

auf interstitiellen Positionen zu Plagioklas. Sie bilden Kerne in nunmehr zu grünem Amphibol (Aktinolith) umgewandelten Klinopyroxen, nur vereinzelt finden sich weniger alterierte Körner (Abb.6.13.). Neben einer magmatischen Verzwilligung ist oft ein dünner Saum aus Chlorit um die Körner ausgebildet. Die Kristalle zeigen eine subhedrale Gestalt bei Korngrößen zwischen 0,3 und 1 mm. Kontakte zu anderen Phasen sind generell flächig, geradlinig ausgebildet, nur zu großen sekundären Amphibolkristallen sind sie komplex verzahnt (Abb.6.13.).

Neben euhedralem primärem Amphibol findet sich sekundärer anhedraler Amphibol in den Schliffen. Primärer farbloser Amphibol ist tafelig bis langprismatisch ausgebildet, bei

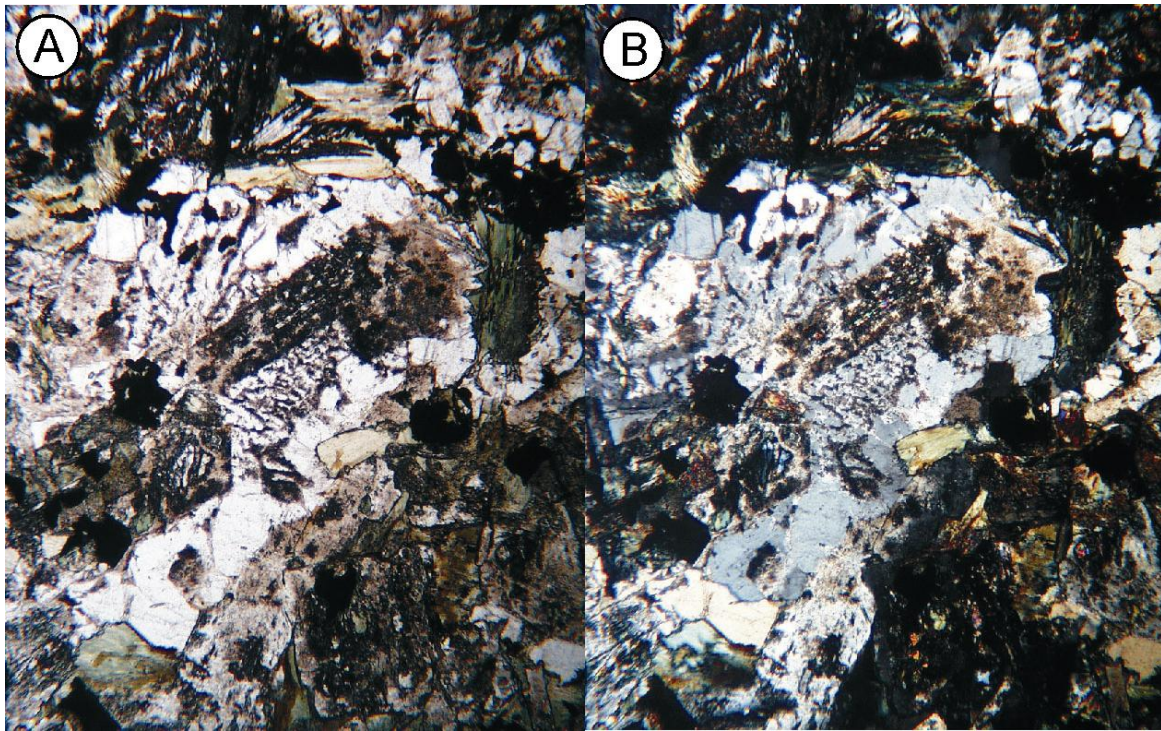


Abb. 6.14. Grafische Verwachsung zwischen Quarz und Plagioklas; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff CM_118.

Korngrößen zwischen 0,5 und 1,5 mm. Prismatisch ausgebildete Kristalle zeigen neben einer einfachen Verzwillingung auch eine Mehrfachverzwillingung in Form von Zwischenlamellen. Viele Körner undulieren deutlich, eine Subkornbildung hingegen findet sich seltener. Grüner, sekundärer Amphibol ersetzt neben Klinopyroxen randlich auch primären Amphibol. Dort bildet er oft fransige Säume und Koronen um die Kristalle. In vielen Dünnschliffen findet sich Nephrit, ein dichtes, wirrfaseriges Amphibolmineral aus der Aktinolith-Reihe. Nephritmassen bilden ausschließlich Zwickelfüllungen von etwa 0,1 bis 0,5 mm im Durchmesser. Primäre Amphibole haben flächig, geradlinige Kontakte zu Klinopyroxen und Plagioklas. Mit sekundärem Amphibol und Quarz bilden sie komplex verzahnte, teils auch lobate Kontaktformen.

Plagioklaskristalle zeigen eine eu- bis subhedrale Gestalt bei Korngrößen von 0,5 bis 1,5 mm. Die tafeligen Körner sind zumeist in ein dichtes, feinkörniges Gemenge aus Zoisit, Klinozoisit, Chlorit und stellenweise Epidot umgewandelt. In den Kernbereichen dieser alterierten Kristalle finden sich vereinzelt weniger alterierte Bereiche, die reliktsche polysynthetische Zwillingslamellen aufweisen. Neben den Lamellen zeigen einige Kerne eine

ausgeprägte undulöse Auslöschung, die auf eine schwache Deformation und/oder auf Alterationsprozesse zurückgeführt werden kann. Mit Quarz bildet Plagioklas zum Teil graphische Verwachsungen aus (Abb.6.14.). Diese granophyrische Struktur wird von wurmartigen, teils radialstrahligen Verwachsungen zwischen den beiden Mineralen um euhedrale, isometrische Plagioklase aufgebaut.

Quarzkörner haben zumeist eine sub- bis anhedrale Gestalt bei Korngrößen zwischen 0,2 und 1 mm. Sie zeigen neben undulöser Auslöschung eine gut ausgebildete Subkornfelderung.

Als akzessorische Minerale finden sich in den Typschliffen farblos bis grauer Titanit, schwarzer Magnetit, farbloser Apatit (an Quarz gebunden), Zirkon und Epidot. Letzterer ist zusammen mit Chlorit oft an Oxide gebunden. Hydrothermal gebildeter Kalzit findet sich als weiteres zwickelfüllendes Mineral.

Anisotrope Metagabbros: Die Typschliffe zeigen makroskopisch eine deutliche Bänderung

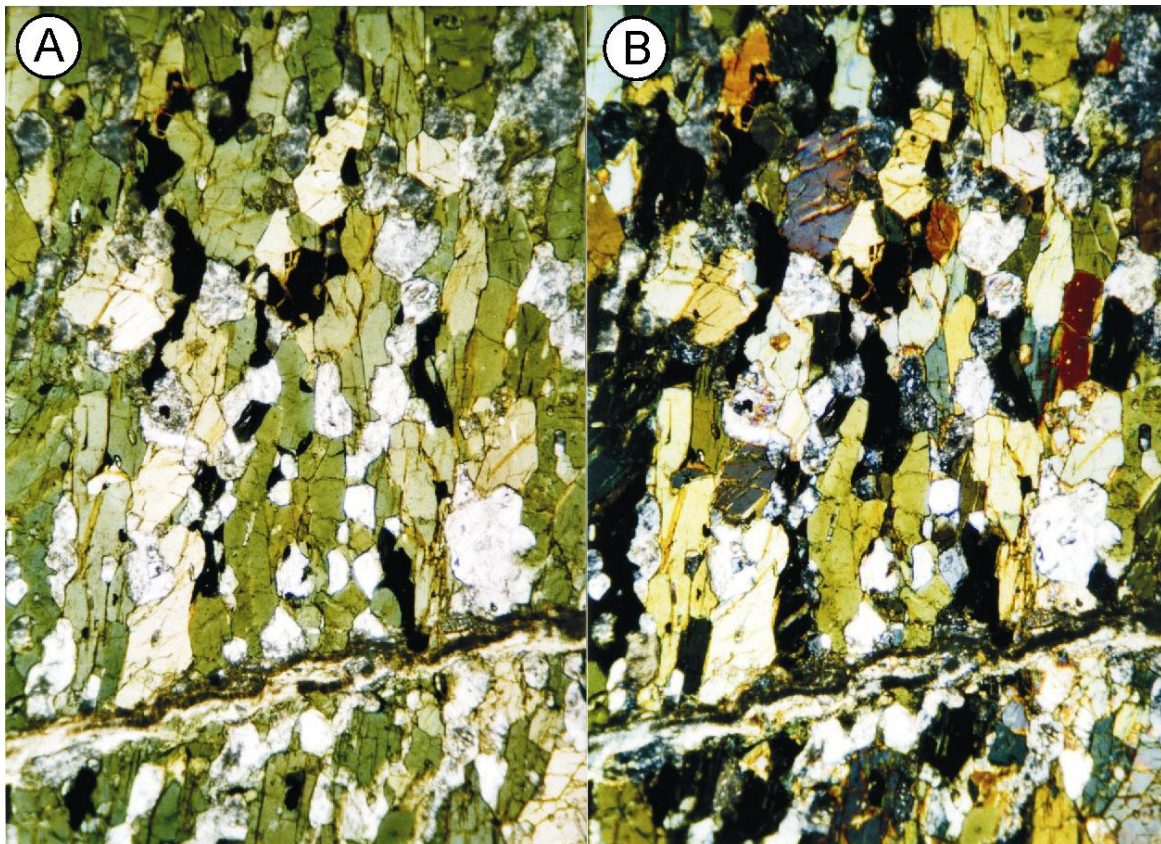


Abb. 6.15. Eingeregelt Plagioklase und Amphibole; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,2 mm; Typschliff CM_301.

mit hellen plagioklas- und quarzreichen sowie dunklen amphibolreichen Lagen (vgl. Abb.4.7.). Erstere bilden neben der Bänderung auch schlierige Bereiche in den Schlifften aus. Parallel zur Bänderung und den Schlieren findet sich eine markante Foliation, in der Amphibol- und Plagioklaskristalle mit ihren Langachsen eingeregelt sind (Abb.6.15.). Ein weiteres Kennzeichen dieser Serie ist eine hohe Konzentration von schwarzen Oxidmineralen, die fast alle Schlifffe zeigen (Tab.6.2.).

Alle Typschlifffe weisen ein metamorphes Gefüge auf. Neben granoblastisch-polygonalen lassen sich vielfach auch mylonitische Strukturen beobachten. Dünnschliffe mit

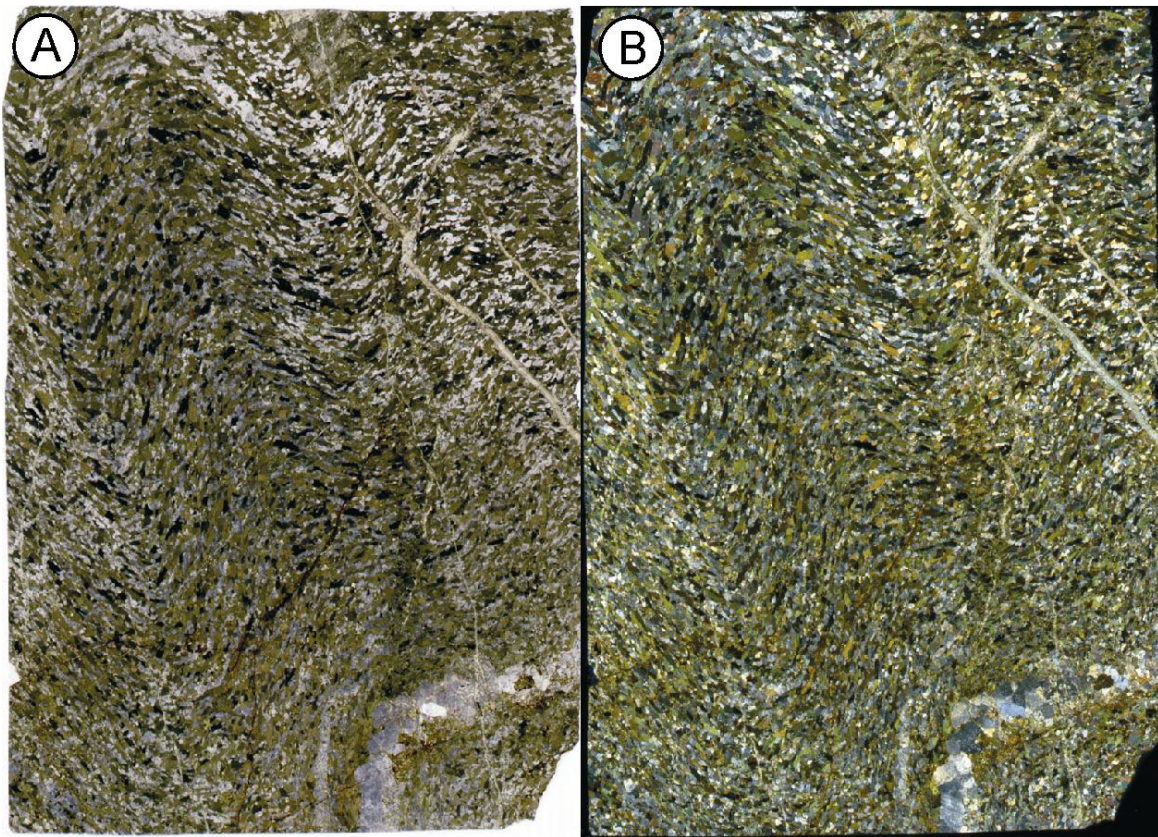


Abb. 6.16. Mikrofaltung im Metagabbro, Faltenachsen von oben links nach unten rechts verlaufend; A) LPL; B) XPL, Bildbereite jeweils 20 mm. Dünnschliffscan CM_106.

letzterer Struktur können übergeordnet als Blastomylonite angesprochen werden und bilden neben den isotropen Metagabbros das zweite Gefügeendglied. Einige Typschlifffe zeigen makroskopisch sichtbare symmetrische Mikrofaltungen (S-C Gefüge) von amphibol- und plagioklasreichen Bändern im mm-Maßstab (Abb.6.16.-6.17.). Klinopyroxene lassen sich in den Schlifften mit mylonitischem Gefüge nur noch sehr vereinzelt als umgewandelte Reliktkristalle finden. Modal bestehen die Gesteine überwiegend aus einer grünen, teilweise auch gelbbraunen Hornblende und einem farblosem Plagioklas (Tab.6.2.).

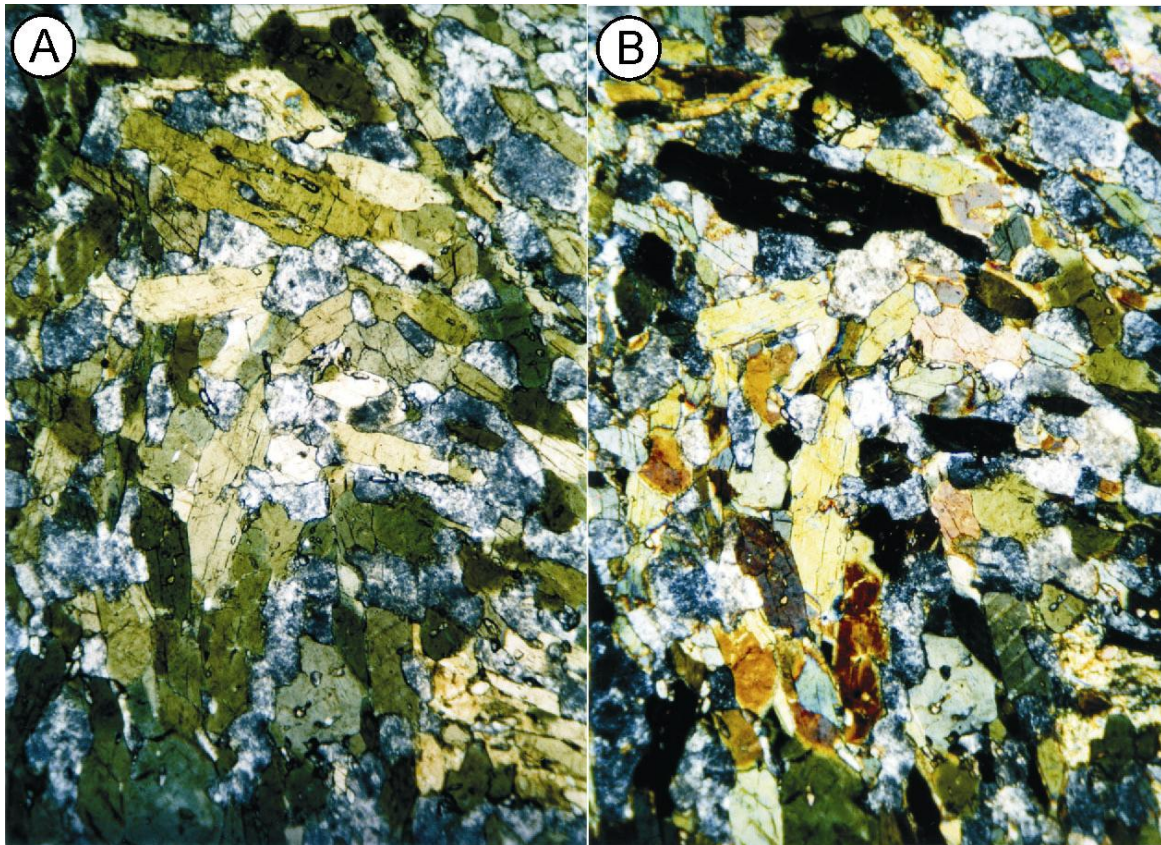


Abb. 6.17. S-C Gefüge im Metagabbro, Umbiegung in der unteren Bildmitte; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,2 mm. Typschliff CM_106.

Durch Rekristallisationsprozesse entstanden zumeist fein- und gleichkörnige polygonale Kristalle in den Blastomyloniten, mit Korngrößen zwischen 0,07 und 0,2 mm. Die Körner in den geringer deformierten Metagabbros haben Korngrößen zwischen 0,1 und 0,7 mm. Die feinkörnigen Kristalle sind relativ verformungsarm, nur gelegentlich zeigen sie eine schwach ausgebildete undulöse Auslöschung. Altkörner von Hornblende besitzen Korngrößen zwischen 0,6 und 1,5 mm. Sie liegen als isolierte Einzelkörner inmitten der polygonalen Hornblende- und Plagioklaskristalle. Die oft langprismatischen, teils tafeligen Körner zeigen neben einer Einfach- auch eine Mehrfachverzwillingung anhand von Zwischenlamellen. Neben einer Verbiegung der langprismatischen Körner lassen sich in den Altkörnern oft eine gut ausgebildete undulöse Auslöschung wie auch eine Subkornfelderung erkennen.

In Typschliffen ohne mylonitischem Gefüge besitzen die Hornblendekristalle vielfach eine poikilitische Struktur, mit gerundeten Einschlusskristallen von Plagioklas, schwarzem Magnetit, Titanit und gelegentlich Apatit (Abb.6.18.). Vereinzelt werden Hornblendekristalle

randlich von strahligem Aktinolith verdrängt. Die Korngrenzen untereinander und zu Plagioklasen sind generell geradlinig ausgebildet. Abhängig vom im Dünnschliff vorherrschendem Gefügetyp, sind 120 Grad Winkel an Tripelpunkten gut oder noch nicht perfekt ausgebildet.

Farblose, teilweise leicht getrübe Plagioklaskristalle zeigen eine vielfältige Gestalt. In den mylonitischen Dünnschliffen bilden sie feinkörnige 0,2 bis 0,6 mm große polygonale

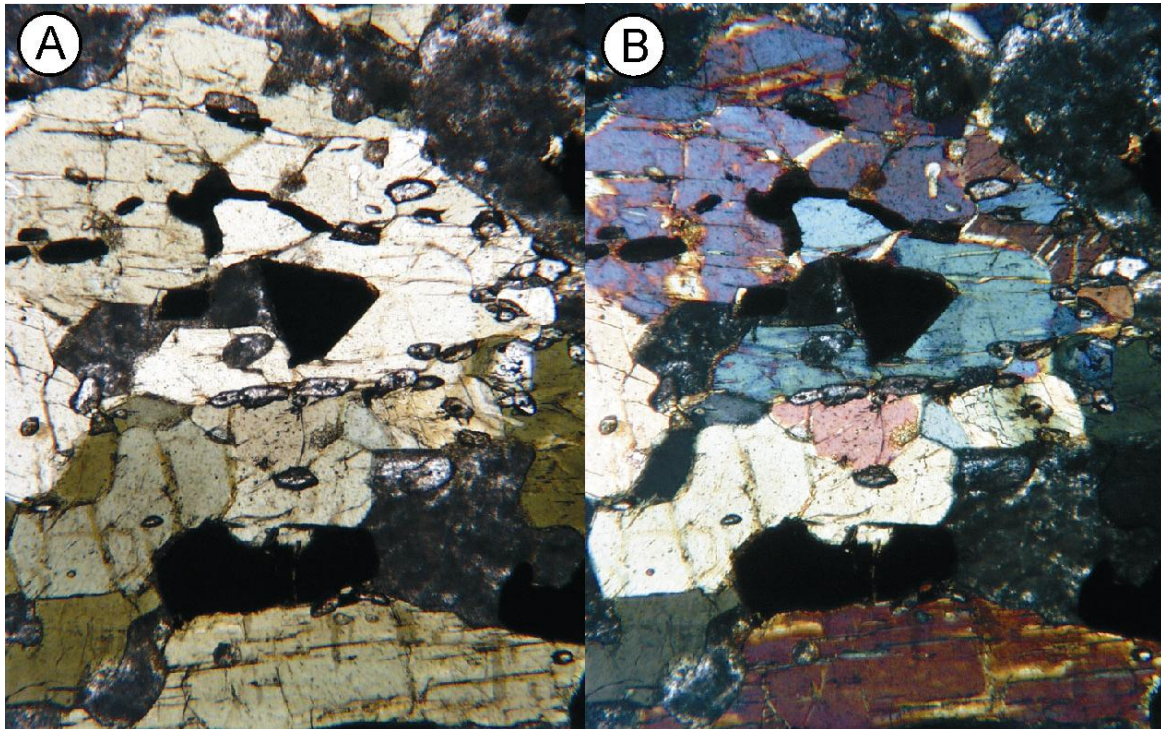


Abb. 6.18. Poikilitische Hornblende mit Einschlusskristallen von schwarzem Magnetit und farblosem Titanit; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff CM_301.

Kristalle. Neben einer polysynthetischen Mehrfachverzwillingung haben sie zusätzlich mechanische Zwillingslamellen erworben. Diese oft spitz zulaufenden Lamellen, keilen auf unterschiedlichen Höhen in dem Kristall aus. Neben einer gleichen Orientierung wie die polysynthetischen Lamellen, zeigen sie auch bis zu 30 Grad abweichende Orientierungen.

Kennzeichen der in den weniger deformierten Metagabbros vorkommenden Plagioklase ist ihre tafelige Gestalt, wie sie auch in den Altkörner ausgebildet ist, die in der mylonitischen Matrix liegen. Die Alteration der Plagioklase ist recht unterschiedlich ausgebildet. Vor allem die 0,3 bis 1,3 mm großen Altkörner sind größtenteils in ein feinkörniges, dichtes Gemenge aus Zoisit und Klinozoisit oder in Epidot umgewandelt (Abb.6.15.). Nur noch reliktdisch zeigen sie polysynthetische Zwillingslamellen, vorwiegend nach dem Albitgesetz. Körner mit geringerer

Größe sind meist deutlich unalterierter. Sie besitzen sehr feine Zwillingslamellen nach dem Albit- und Periklingesetz, die aufgrund ihrer geringen Zwillingsbreite auf einen relativ niedrigen Anorthitgehalt in den Plagioklasen hinweisen. Viele Körner undulieren und weisen eine deutliche Subkornfelderung auf. Eine mechanische Verzwilligung wurde nicht beobachtet.

Quarz tritt außer in Schmelzschlieren lokal nur als akzessorisches Mineral auf. Er bildet vielfach gerundete und undulierende Körner aus, die sich auf interstitiellen Positionen zu

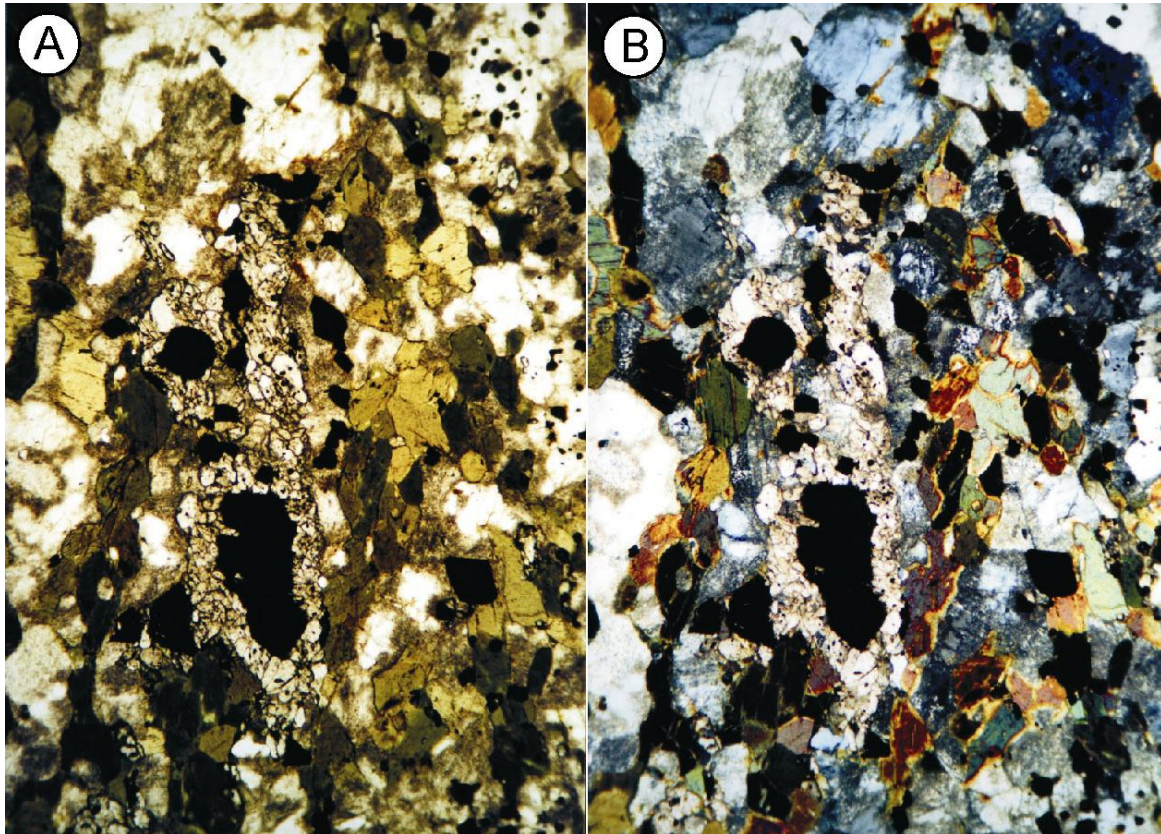


Abb. 6.19. Insekteneier von Titanit umsäumen schwarzen Magnetit; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,2 mm. Typschliff CM_143B.

Plagioklas und Amphibol finden. Ihre Korngrößen variieren zwischen 0,1 und 0,2 mm. In Schmelzschlieren bilden sie 1 bis 2 mm große sub- bis anhedrale Körner aus, die meist eine starke Subkornfelderung besitzen. Als weitere akzessorische Minerale finden sich in den Typschliffen neben schwarzem sub- bis anhedralem Magnetit vor allem Titanit. Farblose meist subhedrale Titanite bilden vielfach gerundete Einschlusskristalle („*Insekten-Eier*“) in poikilitischer Hornblende, sowie vereinzelt in Plagioklaskristallen (Abb.6.18.). Zudem finden sie sich als isolierte Einzelkörner wie auch als Cluster von mehr als 10 Körnern auf interstitiellen Positionen, oder sie umsäumen Magnetitkristalle (Abb.6.19.). Die Korngröße der Titanite variiert zwischen 0,02 und 0,08 mm. Eine randliche Zonierung haben nur wenige Körner entwickelt, was sich

durch einen höheren Brechungsindex in ihrem Randbereich zeigt. Apatitkristalle bilden gelegentlich Einschlusskristalle in Hornblenden. Auch zwischen Amphibol- und Plagioklaskristallen finden sich 0,05 mm große Apatite als Zwickelfüllungen. An Plagioklas-Plagioklas und zwischen Plagioklas-Amphibol Korngrenzen lassen sich vereinzelt Zirkone finden. Sie setzen sich dank ihres sehr hohen Reliefs markant von den anderen Mineralen ab.

Die in allen Typschliffen anwesende tektonische Foliation oder Schieferung wird durch eingeregelterte Körner von Hornblende und Plagioklas aufgebaut. Neben einer kontinuierlichen Foliation zeigen einige Typschliffe ein S-C Gefüge, vornehmlich anhand von Hornblendekristallen (Abb.6.17.).

Die makroskopisch sichtbare Bänderung basiert auf Unterschieden in den modalen Proportionen von Hornblende zu Plagioklas. Die melanokraten hornblendereichen Lagen können aus bis zu 90 Modal % Hornblende und bis zu 10 Modal % Plagioklas bestehen. Im Gegensatz dazu bestehen die leukokraten Lagen aus bis zu 70 Modal % Plagioklas und geringfügigen Teilen an Quarz.

6.3.3 Petrografie Doleritkomplex

Die petrografische Beschreibung basiert auf den Dünnschliffen CM_218 und CM_218A. Makroskopisch treten deutlich Einsprenglinge („*Phenocrysts*“) aus einer aphanitischen Matrix hervor.

Die Dolerite haben ein mikrokristallin-porphyrisches Gefüge ausgebildet (Abb.6.20.). Die mikrokristalline Matrix wird aus langprismatischen Amphibol- und Plagioklaskristallen aufgebaut. Meist liegen die Amphibole als Aggregate richtungslos zwischen den Plagioklasleisten (intergranulares Gefüge). Sekundär findet sich Chlorit auf interstitiellen Positionen liegend.

Als akzessorische Minerale treten neben anhedralen Oxid- und Quarzkörnern, subhedraler Titanit, Epidot und Zirkon auf.

Als Einsprenglinge (Phänokristalle) finden sich vornehmlich Plagioklase, sowie untergeordnet Amphibol und Klinopyroxen. Die Plagioklas-Einsprenglinge zeigen eine eu- bis subhedrale Gestalt, bei Korngrößen zwischen 0,5 und 4 mm. Sie weisen eine leichte Trübung auf. Starkes Undulieren und eine Subkornfelderung geben Hinweise auf intragranulare Deformation.

Mehrere Plagioklas-Porphyroklasten aus dem Typschliff CM_218A zeigen neben polysynthetischen Zwillingslamellen eine mechanisch erworbene Zwillingslamellierung.

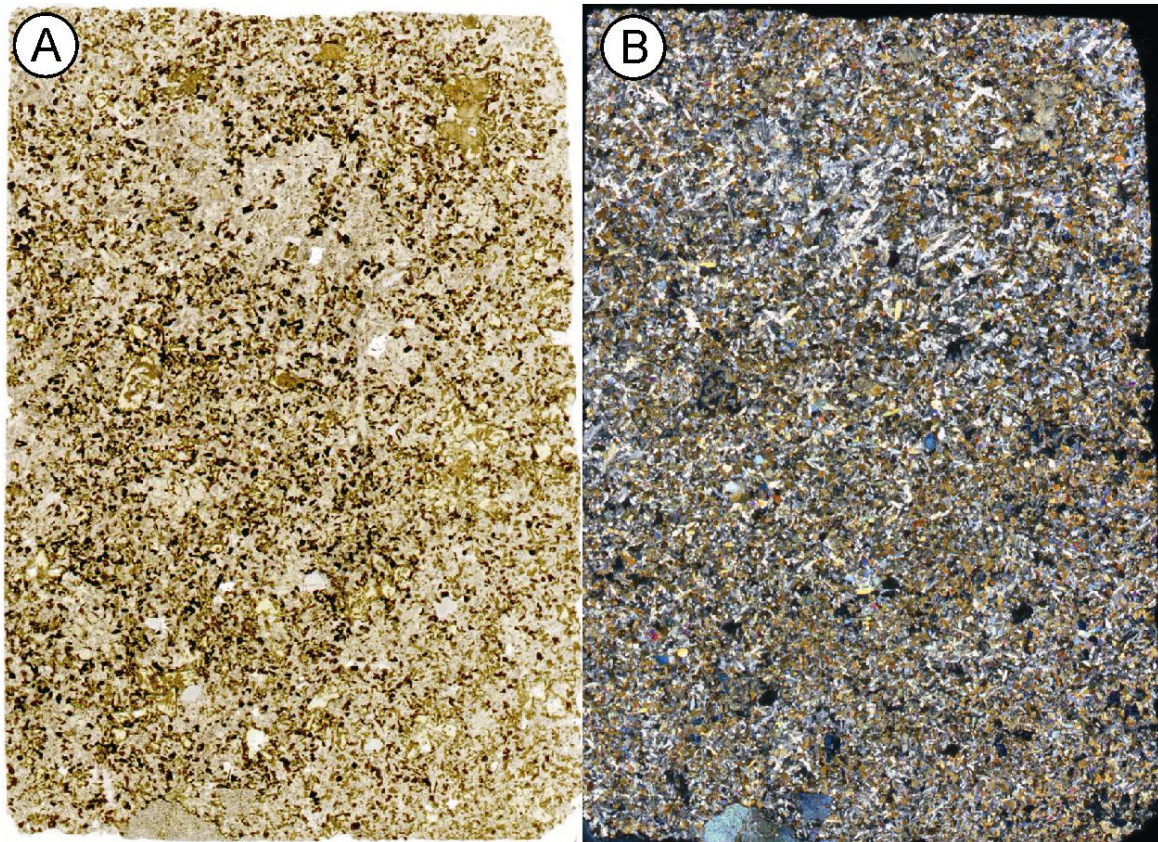


Abb. 6.20. Dünnschliffscan des Typschliffes CM_218A; A) LPL; B) XPL; Bildbreite jeweils 20 mm.

Grüner, selten bräunlicher Amphibol bildet subhedrale, prismatische Einsprenglinge mit Korngrößen zwischen 0,5 und 1 mm aus. Auch dieser zeigt neben einer deutlichen Undulation in einigen Körnern eine Subkornfelderung. Eine einfache Verzwilligung ist nur vereinzelt ausgebildet.

Klinopyroxen-Porphyroklasten finden sich wie die Amphibol-Einsprenglinge nur sehr vereinzelt und besitzen eine Korngröße zwischen 0,5 und 1,5mm, bei einer meist eu- bis subhedralen Gestalt. Wenige euhedrale Kristalle zeigen eine randliche Zonierung. Im Typschliff CM_218 ist eine Sanduhrstruktur in zwei Augiten ausgebildet. Weiterhin finden sich in den Klinopyroxenen keine Hinweise auf eine intragranulare Deformation, vielmehr zeigen einige Kristalle eine magmatische Verzwilligung.

6.3.4 Interpretation

Die neoproterozoische Gesteinsserie, insbesondere der Metagabbro grenzt sich petrografisch von allen anderen gabbroiden Lithologien ab. Dies zeigt sich besonders in der beobachteten Ausscheidungsreihenfolge von Plagioklas vor Amphibol respektive Klinopyroxen. Anhand ihrer gut ausgebildeten tektonischen Foliation und den teilweise mylonitischen Gefügen zeigen die Gesteine Hinweise auf eine erlangte obere grünschiefer- bis amphibolitfazielle Deformation und Überprägung eines ehemaligen, oxidreichen Gabbros (Passchier and Trouw, 2005; Shelley, 1993). So kann die neoproterozoische Serie als eine regionalmetamorph Überprägte (obere Grünschiefer- bis mittlere Amphibolitfazies) ozeanische Kruste interpretiert werden, bestehend aus einem Gabbro- und einem lokal aufliegendem Gangkomplex.

Die granophyrische Struktur in den undeformierten Proben ist typisch für späte, höher differenzierte interstitielle Phasen, wie sie in evolvierten Gabbros und Doleriten beobachtet werden (Juteau and Maury, 1999; Shelley, 1993).

6.4 Gesteine der Mantel-Krusten Übergangszone (MTZ)

6.4.1 Einleitung

Bei der petrografischen Beschreibung der Mantel-Krusten Übergangszone (MTZ) werden wie bei der Geländebeschreibung, die Gesteine jedes Plutons separat beschrieben (Kap.4.4). Die Beschreibung basiert auf Dünnschliffen aus den Typlokalitäten der Gesteinsbeschreibung. Die Tabelle 6.3. zeigt die gemittelten Modalgehalte der überwiegend wehrlitischen Lithologien.

Proben:	MTZ Gesteine n=5							
Mineral:	Vol. %	Stabw	Mineral:	Vol.%	Stabw	Mineral:	Vol.%	Stabw
Olivin:	24,45	31	Alt-Plag:	0,225	0,45	Oxide:	8,13	4,63
Klinopyroxen:	31	10,8	Amphibol:	2,35	2,15	Serpentin:	29,88	25,75
Orthopyroxen:	1,8	2,8	Alt-Opx:	0,15	0,24	Titanit:	0	0
Plagioklas:	0	0	Quarz:	0	0	A.I.:	1,69	0,24

Tab. 6.3. Gemittelte Modalgehalte für die MTZ-Gesteine. Einzelwerte s. Anhang. Abkürzungen wie in Tab. 6.1.

6.4.2 Petrografie MTZ Gesteine

Bear Creek Pluton: Die Abfolge der MTZ Gesteine im Bear Creek Pluton lässt sich in drei stratigrafische Teile untergliedern: 1) Die Basis, sie ist gekennzeichnet durch einen dominanten Lagerbau der in den Proportionen von Olivin zu Klino- und Orthopyroxen sehr stark variiert

(vgl. Abb.4.11.). Er geht über in 2) den mittleren Teil der Abfolge wo verstärkt Wehrlite auftreten, die 3), den Top der Abfolge ausbilden.

1) *Die Basis:* Sie wird anhand der Dünnschliffe TR_18, TR_20, TR_20.2, BC_20, BC_20B, BC_20Na, BC_20Nb und BC_219 beschrieben. Sie lässt sich aufgrund der vorhandenen modalen Proportionen im Lagenbau ebenfalls Dreigliedern. Es können a) olivinreiche (dunitische) Lagen von b) olivin- orthopyroxenenreichen (harzburgitischen) und c) olivin-klinopyroxenenreichen (wehrlitischen) Lagen unterschieden werden.

Makroskopisch zeigen die Schliffe neben einem pyroxenitischen Lagenbau eine bimodale Korngrößenverteilung der Pyroxene. Eine deutliche Foliation lässt sich anhand von eingeregelteten Pyroxenen erkennen. Abhängig vom Grad der Alteration zeigen die Schliffe ein entsprechend ausgebildetes Netzwerk aus Serpentinäugen.

a) Den strukturell tiefsten Teil der beprobten Basisabfolge stellt ein klinopyroxenreicher (etwa 15 Modal %) Dunit bzw. Wehrlit dar (BC_219). Er besitzt ein porphyroklastisches Gefüge mit Altkörnern von Olivin. Sie weisen Korngrößen zwischen 3 und 4 mm auf und zeigen neben undulöser Auslöschung eine starke Subkornfelderung (Abb.6.21). Tiltwalls in den Olivin-Porphyroklasten haben eine nahezu identische Orientierung. Ihre Missweisung untereinander liegt zwischen 10 und 15 Grad. Entlang von Brüchen und Rissen, wie auch an ihren Kornrändern, sind die Altkörner von Serpentin ersetzt.

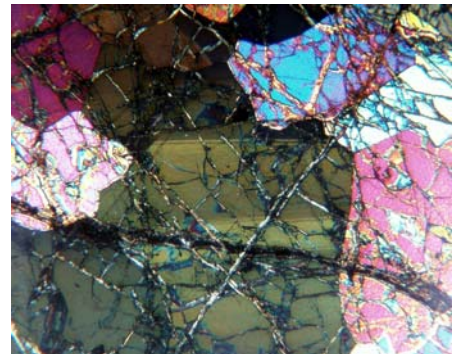


Abb. 6.21. Tiltwalls in Olivin; XPL, Bildbreite 1,3 mm. Typschliff BC_20nb.

Die Matrix zwischen den Porphyroklasten ist granoblastisch und wird von überwiegend polygonalen, feinkörnigen (0,3-0,7 mm) Neoblasten von Olivin aufgebaut. Ihr Anteil liegt bei etwa 60 Vol. % des Dünnschliffes. Olivin-Rekristallite sind überwiegend frei von intragranularen Deformationsstrukturen. Nur wenige Neoblasten besitzen eine schwach undulöse Auslöschung. Tripelpunkte zwischen den Olivin-Rekristalliten zeigen häufig Winkel um 120 Grad, was für einen relativ hohen Grad an Erholung spricht. Auch die Rekristallite sind entlang ihrer Kornränder, sowie entlang von Rissen lokal durch Serpentin ersetzt.

In der Matrix sitzen polygonale, feinkörnige (0,5-0,7 mm) Klinopyroxene, mit teilweise

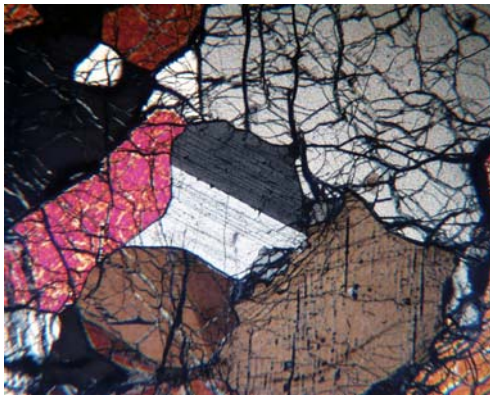


Abb. 6.22. Interstitieller undeformierter Klinopyroxen; XPL, Bildbreite 3,2 mm. Typschliff BC_219.

leicht zerlappten Kornrändern. Sie bilden entweder isolierte Einzelkörner, die interstitiell zu den Olivinen liegen, oder Cluster von 2 bis 3 Körnern mit untereinander flächigen Kontakten aus (Abb.6.22.). Nahezu alle Körner zeigen Entmischungslamellen eines kalziumarmen Pyroxens. Undulöse Auslöschung lässt sich in vielen Klinopyroxenen beobachten, eine schwache Subkornbildung hingegen besitzen nur wenige Körner. Eine poikilitische Struktur ist nur selten

ausgebildet (Abb.6.23.). Stark gerundete Olivine bilden hierbei die Einschlusskristalle.

Amphibol bildet vereinzelt in Klinopyroxenen intragranulare „Blebs“ und Säume entlang der Entmischungslamellen.

Rotbrauner Spinell findet sich vornehmlich zwischen Olivinen sitzend. Teilweise zeigt der Spinell eine „holly leaf“ Korngestalt. Schwarzer Magnetit findet sich konzentriert nur innerhalb der Serpentinadern.

b) Die strukturell höher gelegenen olivinreichen Lagen weisen deutliche Unterschiede hinsichtlich ihrer Textur und Struktur auf. So besitzen sie ein überwiegend gleichkörniges Mosaikgefüge. Altkörner von Olivin finden sich hier nur selten. Die Kornform der 0,3 bis 1 mm großen Kristalle variiert zwischen polygonal bis interlobat. Kontakte untereinander sind eher flächig ausgebildet, teilweise bauen auch spitze Winkel die Olivin Dreipunktkornkontakte auf. Eine gut ausgebildete undulöse Auslöschung findet sich in nahezu allen Mineralen, eine Subkornbildung hingegen ist nur selten ausgebildet. Die Tiltwalls zeigen ungleiche Orientierungen untereinander. Olivinkörner besitzen eine unterschiedlich stark ausgebildete Umwandlung in Serpentin. Ist diese sehr stark, werden die Olivine von Faserserpentin bis zu ihrem Kern aufgezehrt (beginnende Maschenstruktur) und die Körner besitzen eine nunmehr anhedrale Korngestalt.

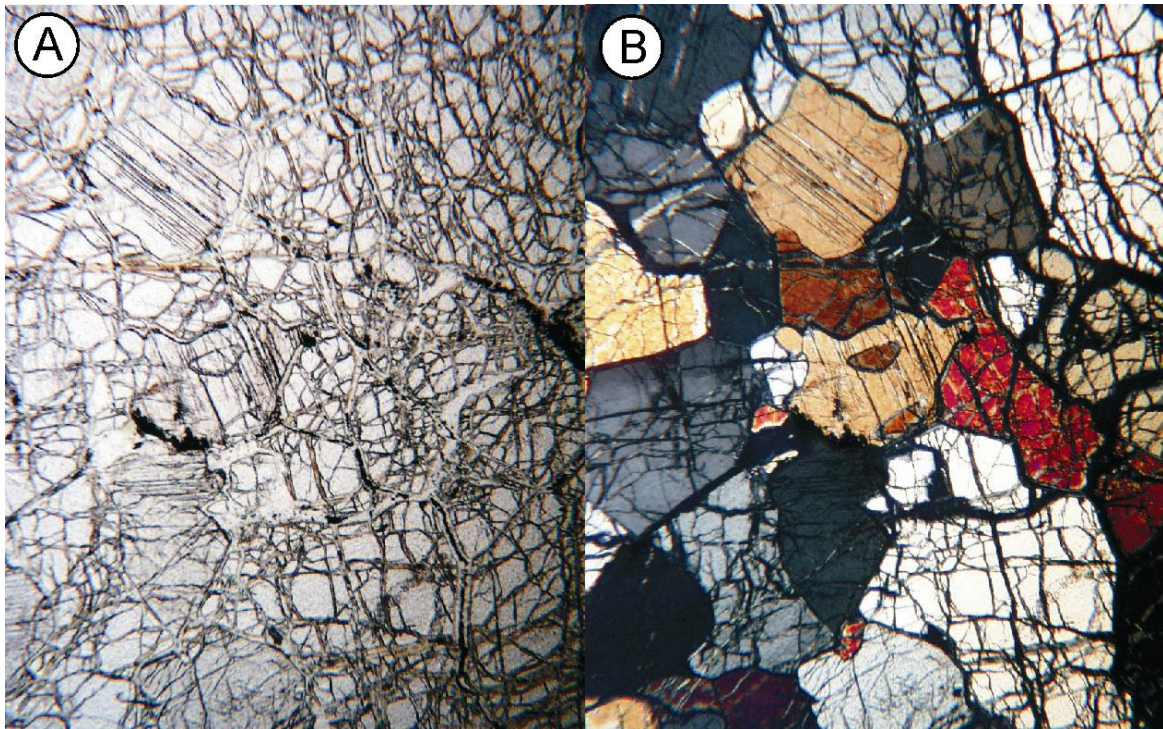


Abb. 6.23. Poikilitischer interstitieller Klinopyroxen mit einem Olivin Einschlusskristall; A) LPI; B) XPL, Bildbreite jeweils 3,2 mm. Typschliff BC_219.

Körner von Orthopyroxenen liegen isoliert in der Olivinmatrix. Sie zeigen oftmals stark zerlappte Kornränder und Entmischungslamellen eines kalziumreichen Pyroxens. Undulöse Auslöschung und Subkornbildung finden sich auch hier (Abb.6.24.).

Klinopyroxene sitzen als Einzelkörner, oder als Cluster von 2 bis 3 Körnern, bevorzugt auf interstitiellen Positionen.

Dunkelbrauner Spinell bildet isometrische Kristalle aus, die oft in einem Wirtskristall aus Olivin oder Klinopyroxen liegen. Selten sitzt Spinell auf interstitiellen Positionen. Schwarzer Magnetit konzentriert sich vor allem in Bereichen von Serpentinadern.

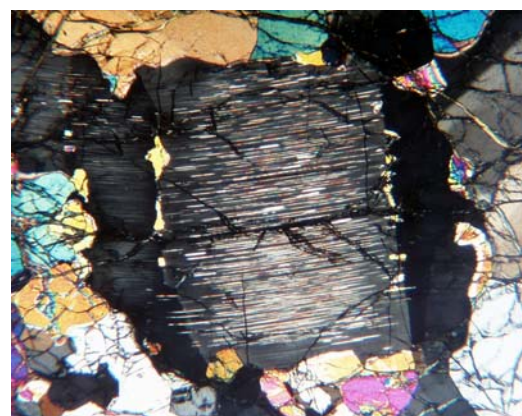


Abb. 6.24. Deformierter Orthopyroxen; XPL, Bildbreite 3,2 mm. Typschliff BC_20nb.

Die olivinreichen (dunitischen) Lagen gehen durch eine Zunahme im modalen Klinopyroxengehalt in wehrlitische Lagen über. Der

Übergang im Dünnschliff ist über einen Bereich von etwa 2 bis 3 mm sehr scharf ausgebildet. In den wehrlitischen Lagen findet sich mehr als 10 Modal % Klinopyroxen neben Olivin.

c) Die olivin-klinopyroxen-Lagen weisen ein ungleichkörniges, zum Teil auch granulitisches Gefüge auf. Olivin zeigt eine ähnliche Ausbildung wie in den olivinreichen Lagen. Die Körner sind oft gerundet und ihre Korngröße ist serial hiatal mit einer Variation zwischen

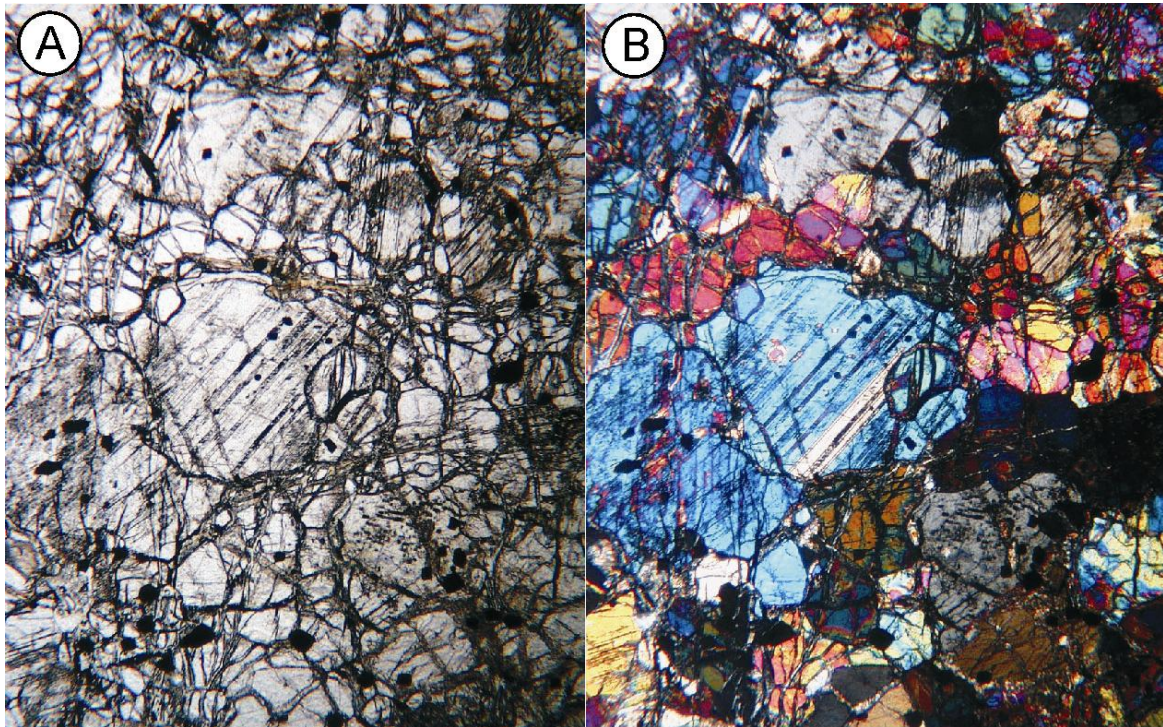


Abb. 6.25. Matrix aus Olivin und Klinopyroxen; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff BC_20nb.

0,3 und 1,5 mm. Olivine finden sich ferner auch als Einschlusskristalle in Wirtskristallen aus Klinopyroxen oder seltener Orthopyroxen. Nur wenige Olivinkörner besitzen Tiltwalls, eine undulöse Auslöschung hingegen findet sich in den meisten Körnern. Ihre Kontakte untereinander sind überwiegend flächig ausgebildet, lokal zeigen sie auch wie in den dunitischen Lagen spitze Winkel an Tripelpunkten. In Bereichen mit hohen modalen Gehalten an Klinopyroxen sitzen die Olivine auf interstitiellen Positionen. Die Kontakte zu den Klinopyroxenen sind oftmals gekrümmt, gebogen kuspatisch ausgebildet (Abb.6.25.). Eine Umwandlung von Olivin zu Serpentin kann zum Teil in einem Dünnschliff von relativ frischen Olivinen bis hin zu vollständig in Serpentin umgewandelten Kristallen variieren.

Klinopyroxenkörner zeigen eine Korngrößenverteilung zwischen 0,3 und 1 mm. Die subhedralen Kristalle bilden oft Cluster von mehreren Körnern mit untereinander komplexen,

flächigen Kornkontakten. Einige isolierte Klinopyroxene sitzen auf interstitiellen Positionen zu Olivin. In den größeren Olivinkörnern bildet Klinopyroxen lokal „*Embayments*“ aus. Der Großteil

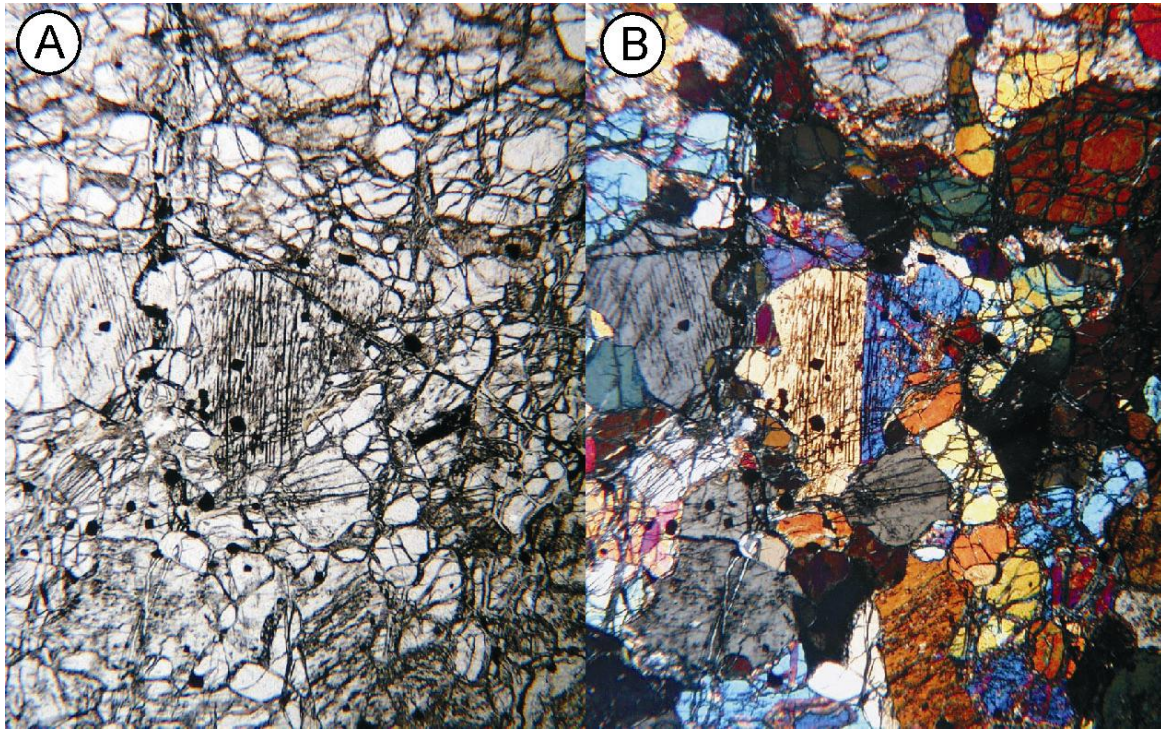


Abb. 6.26. Undeformierter verzwillingter Klinopyroxen zwischen Olivinen; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff BC_20na.

der Kristalle zeigt durchgehende, sehr feine Entmischungslamellen eines kalziumarmen Pyroxens. Undulation ist allgegenwärtig, eine Subkornbildung hingegen ist nur selten ausgebildet. Ferner zeigen einige Klinopyroxene eine magmatische Verzwilligung (Abb.6.26.). Eine poikilitische Struktur mit Einschlusskristallen aus Olivin und vereinzelt Orthopyroxen lässt sich nur gelegentlich beobachten. Die wenigen, poikilitisch ausgebildeten Kristalle haben mit bis zu 2,5 mm eine deutlich größere Korngröße als die Matrixkristalle.

Orthopyroxene lassen sich in den wehrlitischen Lagen nur selten beobachten. Deutlich sichtbare Risse zeigen eine beginnende Bastitisierung an. Ferner geben sie durch undulöse Auslöschung, einer gut ausgebildeten Subkornfelderung und durch ein Verbiegen („*bending*“) ihrer Entmischungslamellen Hinweise auf eine intragranulare Deformation, wie sie sonst nur an der Basis der Abfolge (Altkörner von Orthopyroxen) beobachtet wird.

Amphibol findet sich als bräunliche Körner auf interstitiellen Positionen zu Klinopyroxen und als sekundärer, grüner Amphibol als Saum um Klinopyroxen.

Dunkelbrauner isometrischer Spinell und schwarzer Magnetit liegen vornehmlich als Einschlusskristalle in Klinopyroxen und Olivin. Letzterer konzentriert sich zudem in den Serpentinbändern.

Kontakte zwischen Harzburgit und Wehrlit: Zwischen wehrlitischen und dunitischen Lagen finden sich reliktsche Lagen aus Harzburgit (s. Kap.4.4.3.1). Ein solcher Kontaktbereich ist im Typschliff TR_18 zu sehen (Abb.6.27.). Der harzburgitische Teil (rechts i.d. Abbildung) zeigt ein

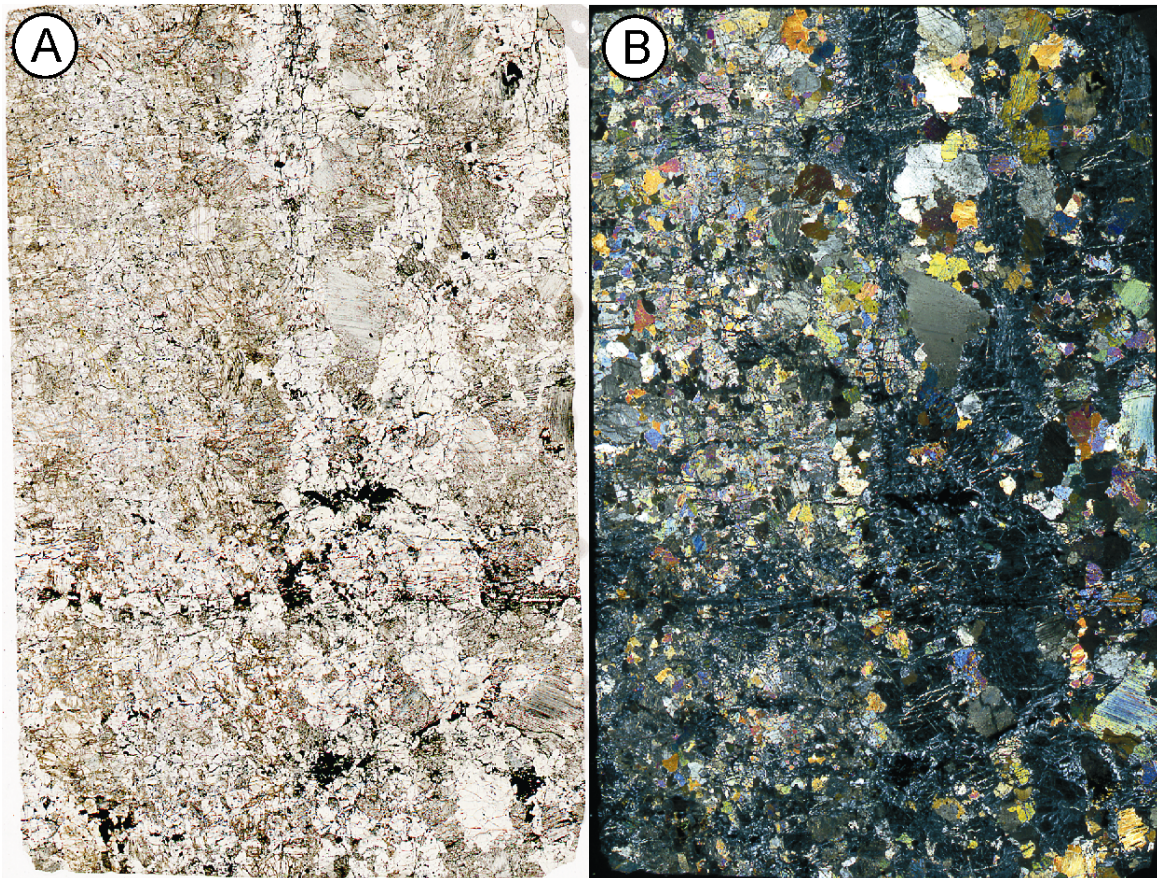


Abb. 6.27. Dünnschliffscan des Typschliffes TR_18 der den Kontakt zwischen Harzburgit (rechter Teil) und Wehrlit (linker Teil) markiert. Man beachte das Altkorn von Orthopyroxen im rechten Teil; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 20 mm.

porphyroklastisches Gefüge mit 3 bis 4 mm großen Olivin- und bis zu 6 mm großen Orthopyroxen-Altkörnern, wie sie typisch für Mantelharzburgite sind (Kap.6.2.3). Die Olivin-Altkörner zeigen orientierte Tiltwalls und die Orthopyroxene neben einer deutlichen Subkornfelderung ein „bending“ ihrer Entmischungslamellen. Neoblasten aus Olivin bauen die Matrix auf.

Nahe am Kontakt zum wehrlitischen Teil finden sich auf einer Breite von etwa 1 bis 5 mm eu- bis subhedrale Klinopyroxene mit einer Größe von etwa 1 mm. Sie liegen klar auf

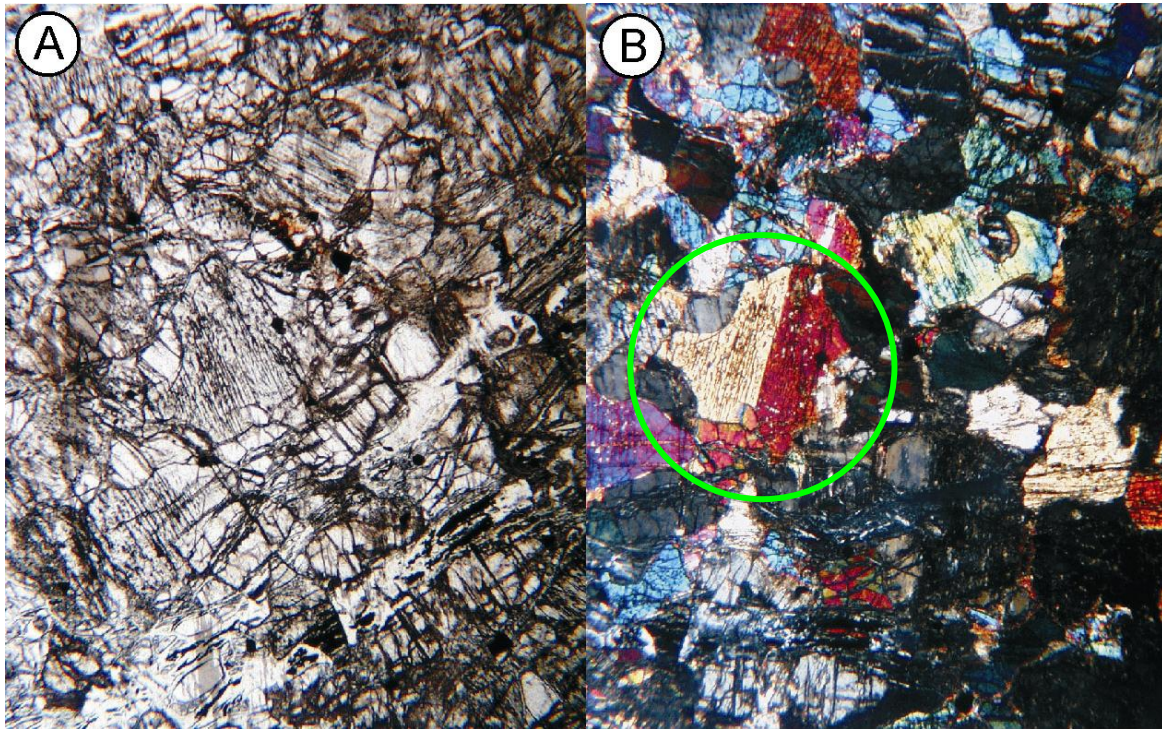


Abb. 6.28. Undeformierter verzwilligter Klinopyroxen (grüner Kreis) am Kontaktbereich zwischen Harzburgit und Wehrlit; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff TR_18.

interstitiellen Positionen zu den Neoblasten und zeigen neben durchgehenden Entmischungslamellen eine magmatische Verzwilligung (Abb.6.28.). Abgesehen von einer meist schwachen Undulierung zeigen sie keinerlei Anzeichen einer Deformation. Diese magmatischen Klinopyroxene markieren den gesamten Kontaktbereich im Dünnschliff TR_18.

2) *Mitte und 3) Topbereich der Abfolge*: Die zusammenfassende Beschreibung basiert auf den Typschliffen TR_17, TR_18, TR_19, BC_1, BC_2 und BC_5. Wehrlite aus der Mitte und vom Top der Abfolge sind hinsichtlich ihrer Textur und Struktur den Basis Wehrliten vergleichbar ausgebildet. Einziger Unterschied ist der leicht erhöhte modale Anteil von Klinopyroxen auf Kosten von Olivin. Auch zeigen die Typschliffe eine etwas größere Korngröße der Kristalle, die in den Schliffen meist mittelkörnig ausgebildet ist. Brauner Spinell ist in den Typschliffen nicht mehr anwesend. Schwarzer Magnetit finden sich als Opakphase viel häufiger (modal) als in Dünnschliffen der Basis.

Den Top der Abfolge bilden isoliert auftretende Wehrlitkörper (s. geol. Karte). Makroskopisch zeigen sich die Unterschiede zu den strukturell tiefer liegenden Wehrliten schon durch ihre erheblich gröbere Korngröße von bis zu 7 mm.

Die Typschliffe weisen allesamt ein isotropes Gefüge auf. Im Vergleich zu den Wehrliten der Basis tritt Olivin deutlich zurück. Er findet sich vornehmlich in Clustern von mehreren Körnern auf interstitiellen Positionen zu den grobkörnigen Klinopyroxenen. Seine Korngröße variiert zwischen 0,5 und 2 mm, bei einer meist anhedralen Gestalt. Hinweise auf eine Deformation finden sich abgesehen von einer undulösen Auslöschung, wie auch einer vereinzelt schwachen Subkornfelderung, nicht. Der Großteil der Körner ist randlich entlang von Rissen in Serpentin umgewandelt. Aufgrund der meist beginnenden Maschenstruktur lassen sich keine Aussagen über die primären Kornformen ableiten.

Klinopyroxene zeigen eine serielle Korngrößenverteilung zwischen 0,5 mm und 7 mm. Sie besitzen eine überwiegend subhedrale Gestalt mit vielfach feingliedrigen, durchgehenden Entmischungslamellen eines kalziumarmen Pyroxens. Eine magmatische Verzwilligung ist in vielen Kristallen ausgebildet. Nur sehr wenige Körner haben eine poikilitische Struktur ausgebildet. Stark gerundete, meist serpentinisierte Olivine und selten Orthopyroxene, bilden die Einschlusskristalle. Hinweise auf eine übergreifende intragranulare Deformation geben die Klinopyroxene trotz vereinzelter Undulation nicht. Nur die mittelkörnigen Kristalle zeigen vereinzelt eine mäßig ausgebildete Subkornfelderung. Maximal 10 % der modal in den Schliffen sichtbaren Klinopyroxenkristalle zeigen eine solche Ausbildung. Die Kornkontakte untereinander sind meist flächig. Zu Olivin und den feinkörnigeren Orthopyroxenen weisen sie lobate wie auch buchtige Kontakte auf.

Orthopyroxene besitzen eine subhedrale Gestalt bei Korngrößen zwischen 0,5 und 1,5 mm. Sie finden sich ausschließlich auf interstitiellen Positionen zu den Klinopyroxenen liegend. Anhand von partieller Umwandlung in Talk oder in ein Gemenge aus Chlorit und Aktinolith geben die Körner deutliche Hinweise auf einen hohen Grad an erlangter Alteration. Ein Großteil der Körner zeigt nur noch reliktilch eine undulöse Auslöschung, wie auch Entmischungslamellen.

Amphibol findet sich in den Schliffen primär wie auch sekundär. Primärer gelbbräunlicher Amphibol bildet Einschlusskristalle („*blebs*“) und sehr feine Säume um

Entmischungslamellen in Klinopyroxen. Grüner, sekundärer Amphibol verdrängt randlich Körner von Klinopyroxen.

Einige Typschliffe weisen bis zu 5 Modal % Plagioklas auf. Die Plagioklase haben Größen von 0,4 bis 1 mm bei einer meist anhedralen Gestalt. Sie liegen auf interstitiellen Positionen zu den Klino- und Orthopyroxenen. Die Körner sind zumeist vollständig in ein dichtes Gemenge aus Zoisit, Klinozoisit und Chlorit umgewandelt. Nur wenige Kernbereiche sind geringer alteriert und zeigen reliktsch eine Zwillingslamellierung.

In den Wehrliten lassen sich generell nur geringfügige Modalgehalte an Opakmineralen finden (Tab.6.3.). Schwarzer Magnetit konzentriert sich in Bereichen starker Serpentinisierung. In getrübten Klino- wie auch Orthopyroxenen bildet er vereinzelt Mikroeinschlusskristalle.

China Mountain und Bonanza King: Die petrografische Beschreibung wird in den zwei Plutonen zusammengefasst, da die Gesteine der zweiten Ausbildung (vgl. Kap.4.4.3.2 und 4.4.3.3)

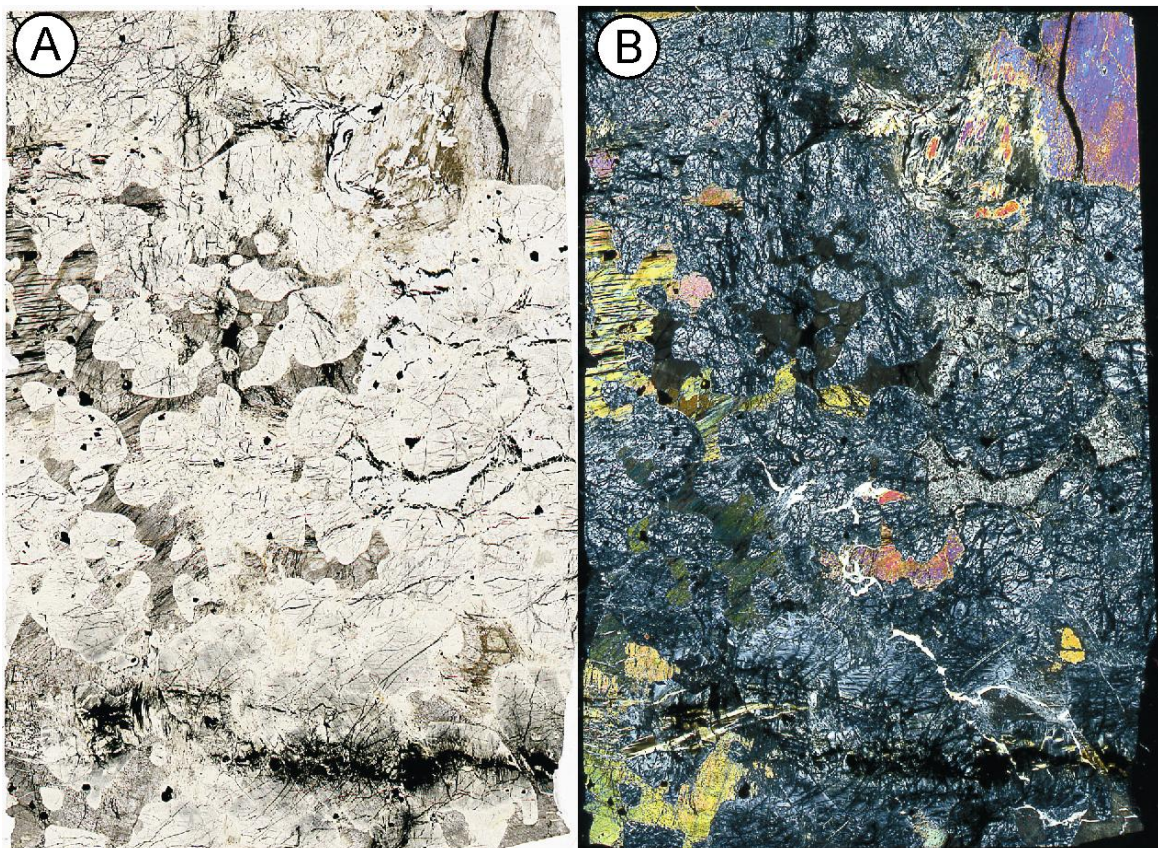


Abb. 6.29. Dünnschliffscan des Typschliffes CM_374.2; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 20 mm.

im Bonanza King Pluton („*Fire-Lookout*“) vollständig in ein Gemenge aus Serpentin und Chlorit umgewandelt sind.

Anhand der Typschliffe BK_29, BK_162, TR_46, CM_248B, CM_299, CM_374.2, CM_376 und CM_408.1 erfolgt die petrografische Beschreibung. Makroskopisch sichtbar ist eine deutliche Kornvergrößerung im Vergleich zu den im Bear Creek Pluton aufgeschlossenen Lithologien (Abb.6.29). Die Proben aus diesen Plutonen sind zudem deutlich stärker alteriert als die aus dem Bear Creek Körper, was sich makroskopisch schon durch auffallend viele schwarze Opakminerale in einer hellen Matrix, vermutlich Serpentin, zeigt.

Olivinkörner aus den Typschliffen sind meist vollständig in Serpentin umgewandelt (Abb.6.30). Ihre Kornform wird durch Anreicherungen von schwarzen, anhedralen Magnetitkristallen nachgebildet. Diese Geisterkörner zeigen serielle Korngrößenverteilungen zwischen 0,2 und 1 mm. In den Kernen vereinzelter Geisterkörner lassen sich Bereiche (< 0,1 mm) von reliktschem Olivin finden.

Klinopyroxene besitzen in den Schliffen meist eine subhedrale Gestalt. Sie zeigen oftmals eine starke Trübung durch Mikroeingüsse von Opakmineralen. Ihre Korngröße ist

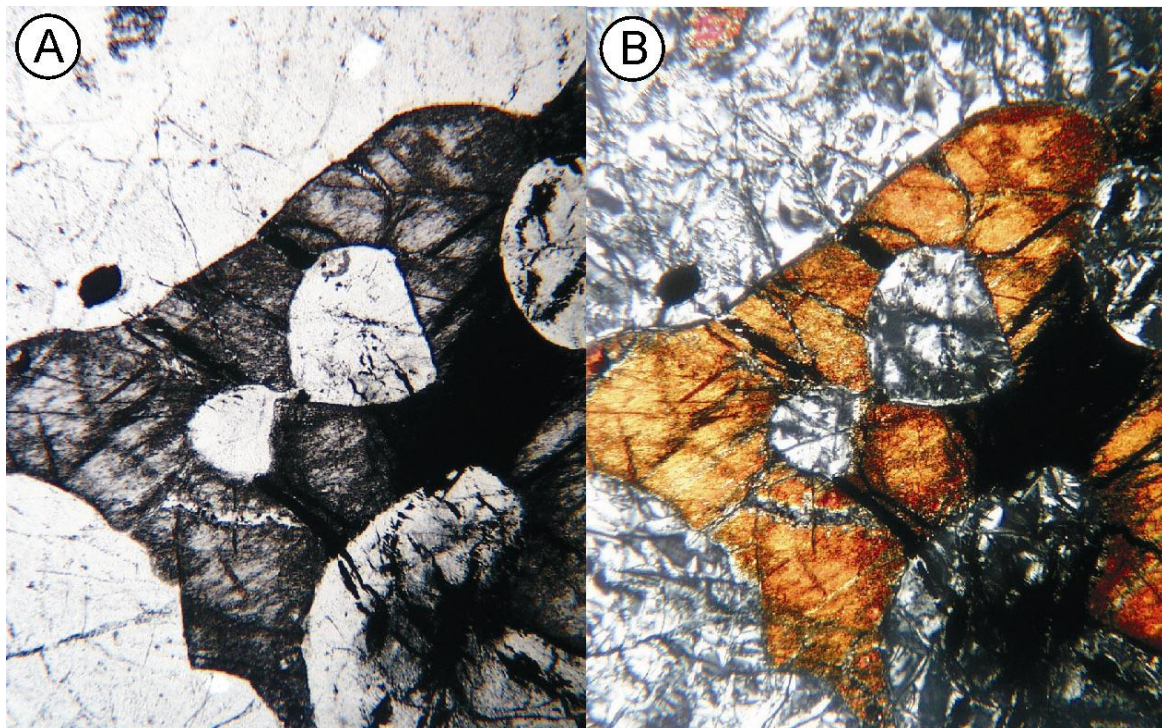


Abb. 6.30. Poikilitischer grobkörniger Klinopyroxen mit serpentinierten Einschlusskristallen von Olivin; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff CM_376.2.

hiatal, Klinopyroxene mit poikilitischer Struktur („*Oikocrysts*“) zeigen Korngrößen von mehr als 20 mm und füllen teilweise die gesamte Breite eines Dünnschliffes aus (Abb.6.30). Nicht poikilitische Körner haben Korngrößen zwischen 0,2 und 5 mm. Neben einer magmatischen Verzwilligung finden sich Entmischungslamellen eines kalziumarmen Pyroxens, auch in Kristallen mit poikilitischer Struktur (Abb.6.30.-6.31.). Stellenweise werden die Entmischungslamellen von sekundärem Magnetit verdrängt. Hinweise auf eine intragranulare

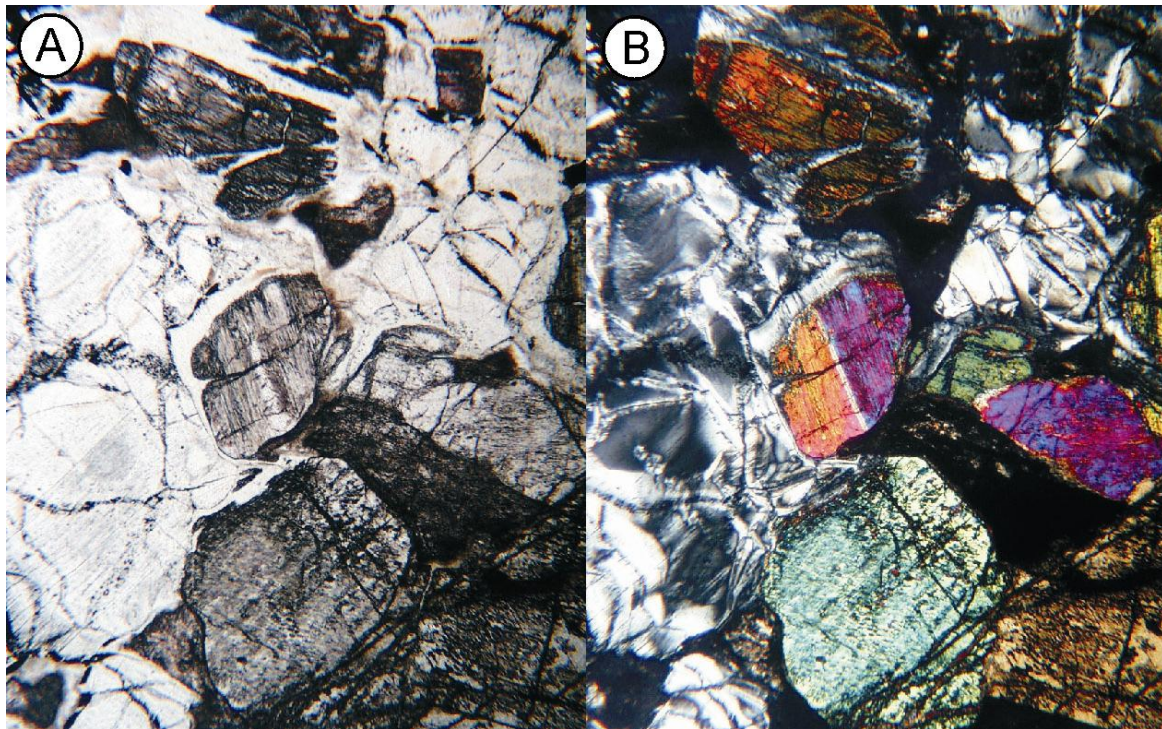


Abb. 6.31. Undeformierter verzwilligter Klinopyroxen neben serpentinisierten Olivin; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff CM_374.2.

Deformation geben die Klinopyroxene nicht. Kontakte untereinander und zu Orthopyroxenen sind flächig teils auch buchtig ausgebildet. Zwischen alterierten Olivin- und Klinopyroxenen sind die Kontakte sowohl flächig wie auch komplex Verzahnt ausgebildet. In den serpentinisierten Bereichen liegen Klinopyroxene als isolierte Einzelkörner, wie auch als Cluster vor. Einzelne Klinopyroxenkörner werden in den Bereichen von Serpentinadern zerlegt.

Orthopyroxene finden sich wie in den Wehrliten aus dem Bear Creek Pluton nur noch vereinzelt als isolierte Körner auf interstitiellen Positionen zu Klinopyroxen. Sie weisen bei Korngrößen zwischen 0,5 und 1,5 mm eine überwiegend sub- bis anhedrale Gestalt auf. Sie sind größtenteils in ein talkartiges Mineral, oder in Anwesenheit von Plagioklas, in ein Gemenge aus strahligem Amphibol und Chlorit umgewandelt.

Amphibol findet sich primär als farblose, teils gelb-braune Einschlusskristalle in Klinopyroxen und sekundär, als grünliche Säume um Klino- und Orthopyroxene.

Weiterhin finden sich auch in diesen Typschliffen vereinzelt geringe Modalgehalte an Plagioklas (Tab.6.3.). Die Plagioklase sitzen auf interstitiellen Positionen und sind partiell oder vollständig in ein dichtes Gemenge aus Zoisit, Klinozoisit und Chlorit umgewandelt. Frischere Partien zeigen eine polysynthetische Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz.

Schwarzer Magnetit konzentriert sich in Bereichen ausgeprägter Serpentinisierung (Abb.6.29.). Anhedrale Einzelkörner finden sich nur an Korngrenzen an Klinopyroxenkristallen. In diesen bilden sie auch Mikroeinschlusskristalle aus. Dunkelbrauner Spinell findet sich als Ausnahme. Er bildet vornehmlich subhedrale Einschlusskristalle in Klinopyroxenen.

6.4.3 Interpretation

Alle drei Plutone zeigen unterschiedliche Ausbildungen in ihren MTZ-Gesteinen. Eine Erklärung könnte in dem unterschiedlichen stratigrafischen Niveaus der angeschnittenen Aufschlüsse liegen. Bildet die MTZ am Bear Creek mit ihrer lagigen Ausbildung die Basis einer gesamten MTZ-Abfolge (Abb.4.11.), so kann es sich bei den grobkörnigen, isotropen und poikilitisch ausgebildeten Aufschlüssen im Bonanza King und China Mountain Pluton, möglicherweise um die stratigrafischen Topbereiche der Abfolge handeln (Abb.4.12. und 6.30.).

Die Hauptminerale Olivin und Klinopyroxen zeigen keine Hinweise auf die für Ophiolite typische hochtemperierte Deformation in den lagigen MTZ-Sequenzen (Boudier and Nicolas, 1995). Diese Beobachtung steht im Gegensatz zu denen von Boudier et al. (1989) und Nicolas (1989), die in den lagigen MTZ-Gesteinen des Bear Creek Massivs hochtemperierte Deformationsmerkmale in den Olivinen beschreiben. Aufgrund der fehlenden Deformationsmerkmale, in Kombination mit der Ausbildung der Klinopyroxene, sind die von Boudier et al. (1989, Fig.3b) gemessenen Olivinegefüge besser vereinbar mit einem Kumulaturprung (vgl. dazu Fig.3b aus Boudier et al., 1989 mit Fig.2.3.e aus Nicolas, 1989). Zwar gibt die Basisabfolge des Bear Creek mit dem Fehlen jedwedem Abschreckungsgefüges und mit ihrem lagigen Aufbau innerhalb der Peridotite Anzeichen für eine Platznahme in einer vergleichsweise „heißen“ Umgebung, jedoch ergeben sich aufgrund der feinkörnigen Ausbildung der Gesteine Hinweise auf die Platznahme in eine schon abkühlende lithosphärische

Mantelumgebung ($\sim 850\text{-}950^\circ\text{C}$), anstatt einer „normalen“ Bildung im Solidusbereich von $\sim 1200^\circ\text{C}$ (Nicolas, 1989).

Auch der interstitiell sitzende Klinopyroxen, mit seiner magmatischen Verzwilligung, kann als Imprägnation des vermutlich noch plastischen Bear Creek Harzburgites im Zuge der Platznahme der MTZ-Gesteine begründet werden. Dieser Prozess kann möglicherweise so auch das Vorhandensein von Olivin- und Orthopyroxen-Altkörnern aus Proben vom Kontaktbereich zum Mantelperidotit erklären.

In den MTZ-Gesteinen treten erstmals poikilitische Strukturen auf. Über die Aussagekraft einer poikilitischen Struktur hinsichtlich einer Interpretation der

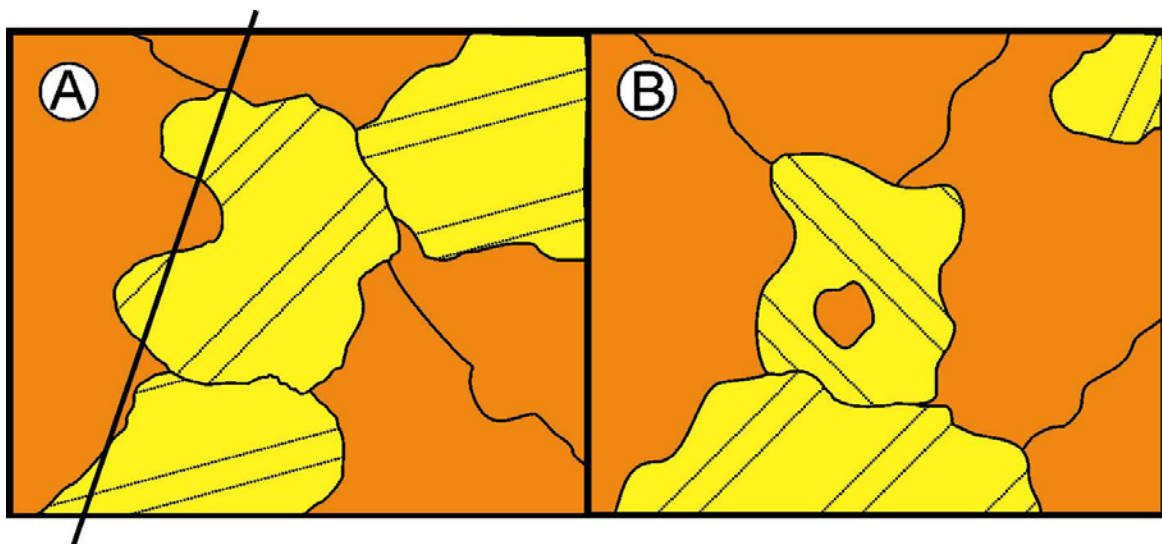


Abb. 6.32. Anschnitteffekt eines gelben Kornes (A) was bei entsprechender Schnittlage (schwarze Linie in A) zu einer falschen poikilitischen Struktur führen kann (B).

Kristallisationsreihenfolge, wird spätestens seit der Arbeit von McBirney and Noyes (1979) kontrovers in der Literatur diskutiert (Philpotts and Ague, 2009; Shelley, 1993; Vernon, 2004). McBirney and Noyes (1979) zeigten, dass eine ophitische Struktur in mafischen Gesteinen durch simultane Kristallisation der beiden beteiligten Phasen Plagioklas und Pyroxen entsteht, beide aber unterschiedliche Nukleations- und damit auch unterschiedliche Wachstumsraten aufweisen. Bei der Auslegung einer beobachteten poikilitischen Struktur hinsichtlich der Kristallisationsreihenfolge, wird hier auf die Argumentation von McBirney and Noyes (1979) und Shelley (1993) zurückgegriffen. Demzufolge zeigen Einschlusskristalle bei simultaner Kristallisation eine Zunahme in ihrer Korngröße vom Zentrum in Richtung des Kornrandes des Wirtskristalles (McBirney and Noyes, 1979). Einschlusskristalle ohne einer solchen Zunahme in

ihrer Korngröße und mit einer gerundeten Kornform, geben Hinweise auf eine frühere Phase als die des Wirtskristalles (McBirney and Noyes, 1979; Philpotts and Ague, 2009; Shelley, 1993). Auch stellt eine gerundete Kornform generell für den früher kristallisierten Einschlusskristall die kleinste Grenzfläche dar und wird unter einer Minimierung der freien Grenzflächenenergie während seiner späteren Umschließung im Wirtskristall erreicht (Shelley, 1993; Vernon, 2004).

Nicht immer handelt es sich bei einer beobachtete poikilitische Struktur auch wirklich um eine poikilitische Ausbildung des Korns, denn besonders bei unorientierten Dünnschliffen können Anschnitteffekte sehr einfach eine poikilitische Struktur nachahmen (Abb.6.32.). Eine Unterscheidung ist in solchen Fällen nicht sicher möglich.

Zusammenfassend zeigen die Gesteine der Mantel-Krusten Übergangszone des Trinity Komplexes eine für ophiolitische Mantel-Krusten Übergangszonen untypische Ausbildung (vgl. mit: Benn et al., 1989; Juteau and Maury, 1999; Nicolas, 1989; Participants, 1972). Ein MORB Ursprung der Schmelzen kann aufgrund der Kristallisationsreihenfolge von Ortho- wie auch Klinopyroxen vor Plagioklas ausgeschlossen werden (Grove and Kinzler, 1993). Die hier beobachtete Ausscheidungsreihenfolge ist typisch für Inselbogensequenzen (Crawford, et al., 1989; Pearce et al., 1984; Serri, 1981). Troktolithische Gesteine wurden nicht beobachtet.

6.5 Gesteine der Serie 1

6.5.1 Einleitung

Wie auch bei der Geländebeschreibung kann die petrografische Beschreibung der Serie 1 Gesteine zweigegliedert werden. Die erste Lithologie bilden die pyroxenitischen Gesteine, die zweite Lithologie der feinkörnige anisotrope Gabbro.

Proben:	Pyroxenite Serie 1 n=13								
Mineral:	Vol. %	Stabw	Mineral:	Vol.%	Stabw	Mineral:	Vol.%	Stabw	
Olivin:	8,82	19,1	Alt-Plag:	1,22	2	Oxide:	3,37	4,2	
Klinopyroxen:	52,18	18,56	Amphibol:	8,1	9,27	Serpentin:	9,85	19	
Orthopyroxen:	5,25	9	Alt-Opx:	7,7	9,75	Titanit:	0	0	
Plagioklas:	0	0	Quarz:	0	0	A.I.:	1,75	0,2	

Tab. 6.4. Gemittelte Modalgehalte für die Pyroxenite der Serie 1. Abkürzungen s. Tab.6.1.

6.5.2 Petrografie Pyroxenite

Bei der petrografischen Beschreibung der Serie 1 Pyroxenite wird zwischen Websteriten und Klinopyroxeniten differenziert. Die Tabelle 6.4. gibt einen Überblick über die gemittelten modalen Proportionen der pyroxenitischen Lithologien.

Websterite: Die Grundlage der petrografischen Beschreibung der Websterite und Olivin-Websterite basiert auf den Typschliffen BC_2, BC_5, BC_121, CM_302, CM_447 und TR_16.

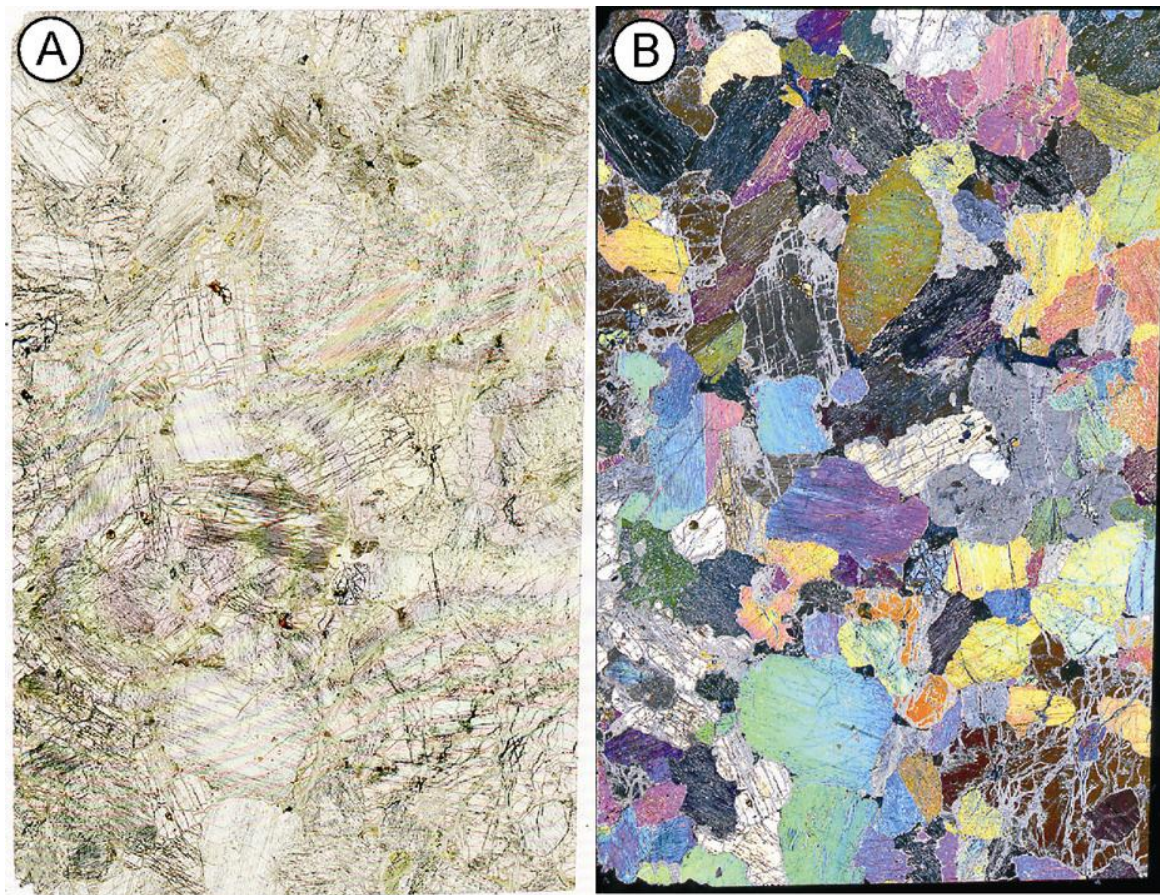


Abb. 6.33. Dünnschliffscan des Typschliffes BC_121, gut sichtbar die serielle Korngrößenverteilung; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 20 mm.

Makroskopisch zeigen vor allem die olivinführenden Websterite eine bimodale Korngrößenverteilung. Eine magmatische Foliation lässt sich nur in wenigen Schliffen anhand eingeregelter Pyroxenkristalle erkennen. In den olivinführenden Gesteinen treten deutlich sichtbar serpentinisierte Partien hervor, durch eine hohe Konzentration an opaken Mineralen.

Das Gefüge der Websterite ist überwiegend isotrop. In den Dünnschliffen lassen sich sowohl gleichkörnige wie auch serielle Strukturen vorfinden (Abb.6.33.). Letztere dominieren in

Anwesenheit von Olivin. Aufgrund der strukturellen Ausprägung variiert die Korngröße zwischen fein- und grobkörnig. Olivinfreie Pyroxenite zeigen eine hypidiomorph-körnige Struktur. Körner von Olivin sind vorwiegend subhedral ausgebildet, mit zum Teil leicht gerundeten Kornrändern. Ihre Korngröße variiert zwischen 0,5 und 3,5 mm. Sie bilden isolierte Einzelkörner auf interstitiellen Positionen zu Ortho- und Klinopyroxen, wie auch Cluster von 2-3 Körnern aus. Viele Olivine besitzen eine Undulation aber nur sehr wenige zeigen eine Subkornfelderung. Die Tiltwalls sind weitständig und ohne einheitliche Orientierung zueinander ausgebildet. Intern weisen die Olivine flächige, teils auch lobate Kontakte auf. Mit den Pyroxen- und Plagioklaskristallen besitzen sie oft komplex verzahnte Kornkontakte („interlocking“). Wo der Olivin in Serpentin umgewandelt ist, zeigt sich die typische Faser- teils auch schon eine Maschenstruktur. Neben dem Serpentin findet sich in einigen Schliffen Iddingsit als weiteres Umwandlungsprodukt von Olivin. Iddingsit lässt sich leicht an seiner gelbbraunen Eigenfarbe erkennen.

Im Vergleich zu Olivin sind die Orthopyroxene mit Korngrößen zwischen 3 und 10 mm deutlich gröber ausgebildet (Abb.6.33). Die überwiegend subhedralen Kristalle zeigen

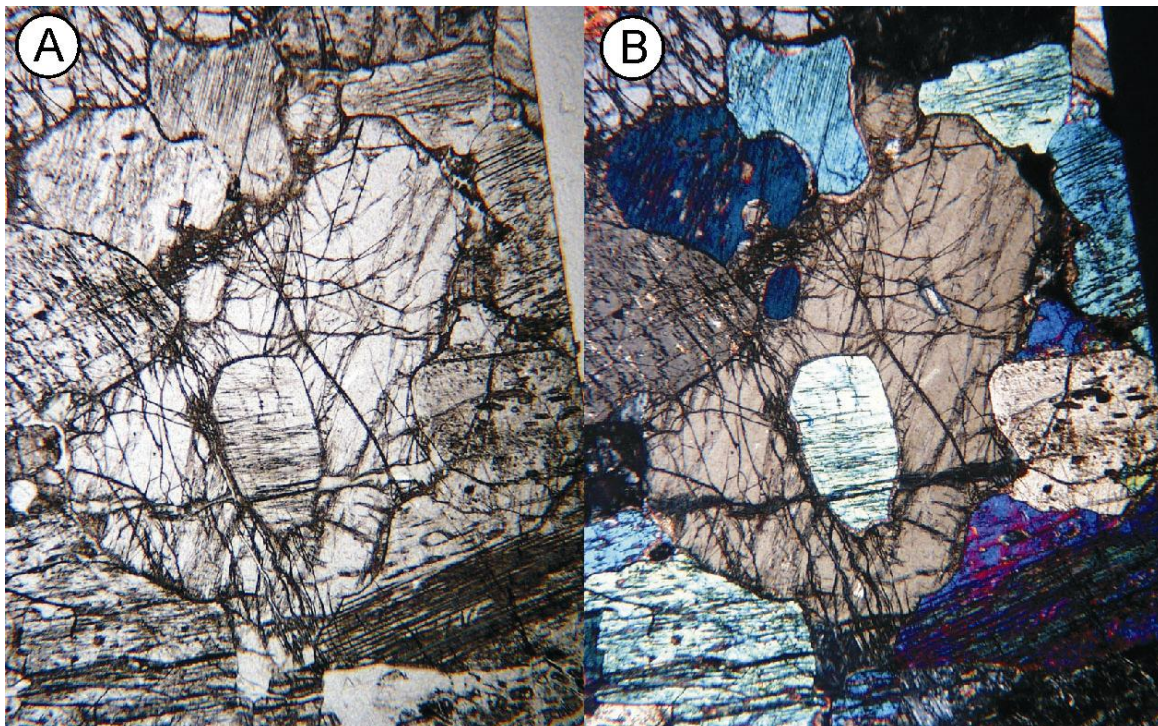


Abb. 6.34. Poikilitischer Orthopyroxen mit einem Einschlusskristall von Klinopyroxen; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff TR_16.

vielfach feine durchgehende Entmischungslamellen eines kalziumreichen Pyroxens. Kleinere

Körner haben meist eine anhedrale Gestalt und liegen auf interstitiellen Positionen zu den größeren Ortho- und Klinopyroxenen. Hinweise auf eine intragranulare Deformation findet sich in den feinen Körnern nicht. Lediglich eine undulöse Auslöschung lässt sich häufig beobachten, eine Subkornbildung hingegen ist nur in sehr wenigen Einzelkristallen sichtbar. Eine poikilitische Struktur ist ausnahmslos in den grobkörnigsten Kristallen ausgebildet (Abb.6.34). Sie findet sich

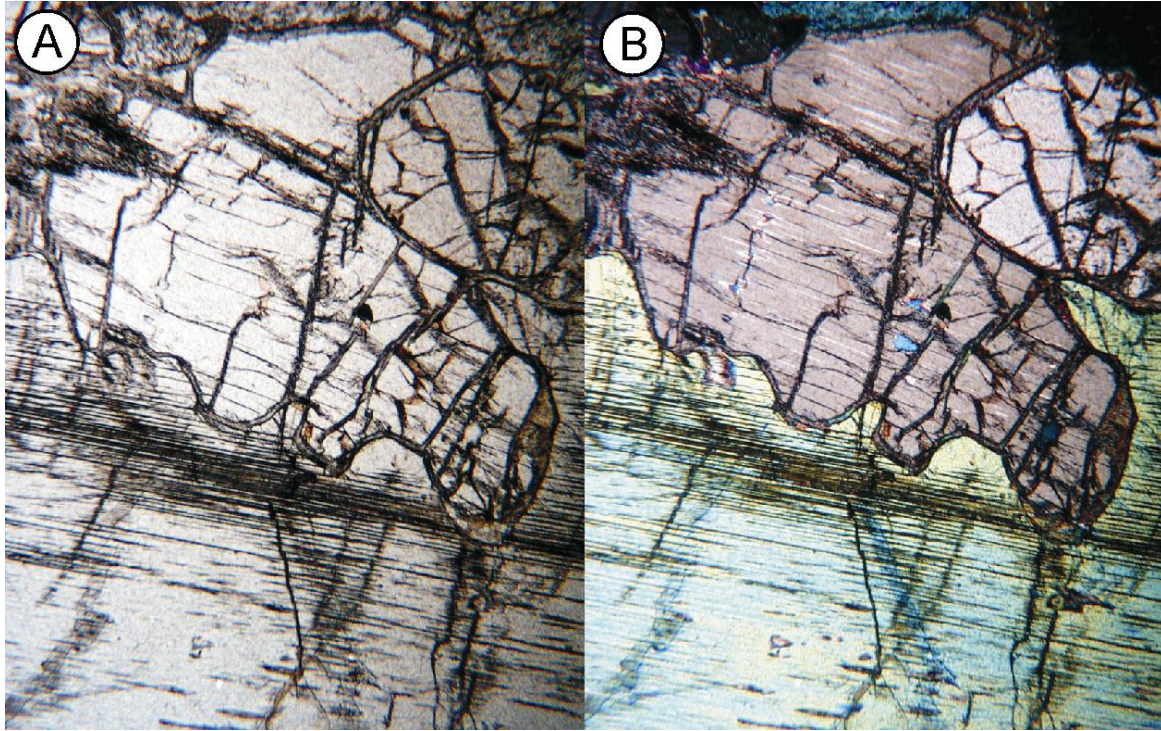


Abb. 6.35. Orthopyroxen mit vielen Einbuchtungen (Druckschmelzung?) von Klinopyroxen; A) LPI; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff TR_16.

nur in Proben aus dem Cabin Meadows Pluton. Oft lassen sich in den Wirtskristallen mehrere stark gerundete Klinopyroxene finden. Die Kornkontakte untereinander und zu den Plagioklasen sind gekennzeichnet durch flächige, gerade Begrenzungen. Zu Klinopyroxenkristallen besitzen die Orthopyroxene sowohl flächige wie auch komplex verzahnte Kontakte, eine Ausnahme gilt wenn Klinopyroxene „*Embayments*“ in den Orthopyroxenen ausbilden (Abb.6.35). An Dreipunktkorngrenzen zwischen den Pyroxenen dominieren spitze Winkel. In vielen Körnern lassen sich Hinweise auf eine angehende Basitisierung finden. Sie beginnt entlang von orientierten Spaltrissen vorzugsweise entlang von $\{100\}$ und $\{010\}$ Flächen (Abb.6.36).

Klinopyroxene zeigen eine meist subhedrale Gestalt bei Korngrößen von 0,5 bis 10 mm. Somit weisen sie in ihrer Korngröße eine breitere Varianz als die Orthopyroxene auf. Körner mit einer Korngröße unter 1 mm besitzen aufgrund ihrer stark gerundeten Kornformen

ausschließlich eine anhedrale Gestalt. Kennzeichen vieler Klinopyroxene sind neben einer einfachen magmatischen Verzwilligung feine, durchgehende Entmischungslamellen eines

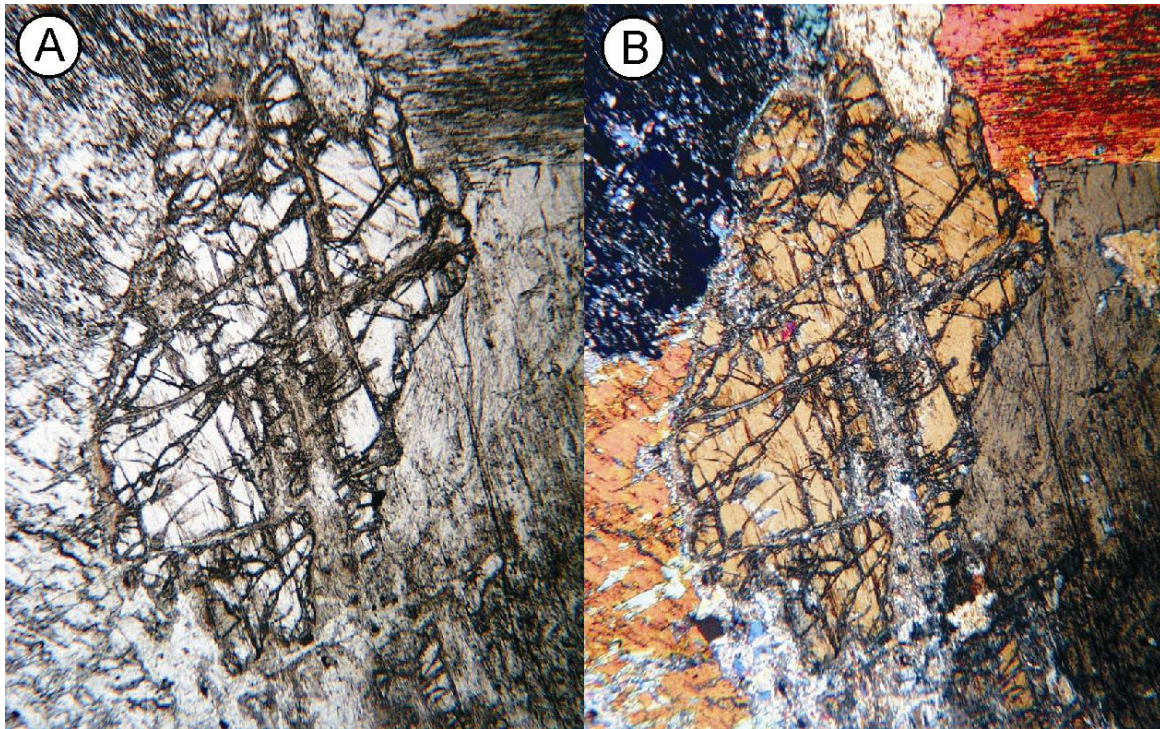


Abb. 6.36. Bastitisierter Orthopyroxen. Umwandlung in ein talkartiges Mineral erfolgt entlang seiner Spaltrisse, A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff TR_16.

kalziumarmen Pyroxens (Abb.6.37.). In den Körnern finden sich noch weniger Hinweise auf eine intragranulare Deformation als in den Orthopyroxenen. Nur sehr wenige Körner zeigen eine schwach undulöse Auslöschung. Eine poikilitische Struktur ist ebenfalls nur vereinzelt und ausschließlich in den grobkörnigen Kristallen (> 5 mm) anzutreffen. In den Wirtskristallen liegen stark gerundete Olivin- oder alterierte Orthopyroxenkristalle (Abb.6.38.). Klinopyroxen bildet oftmals „*Embayments*“ in größeren Orthopyroxenen (Abb.6.35.). Untereinander und zu Plagioklaskörnern dominieren flächige, gerade Kontakte. Stellenweise zeigen die Körner auch eine komplexe Verzahnung untereinander, spitze Winkel an Dreipunktkorngrenzen finden sich hingegen selten. Mit Olivin und Orthopyroxen bilden sie meist komplex verschachtelte, teils lobate Kornkontakte. Eine magmatische Foliation wird durch eingeregeltete Klinopyroxenkristalle aufgebaut, ist aber in den Typschliffen nur sehr selten ausgebildet.

Plagioklaskristalle mit einer durchschnittlichen Korngröße zwischen 0,5 und 1 mm liegen vorwiegend auf interstitiellen Positionen zu den Pyroxenen (Abb.6.37.). Vereinzelt Körner finden sich auch zwischen flächigen Kontakten zweier Klinopyroxene. Anhand ihrer

auffälligen Parkettierung zeigen die Körner eine Umwandlung in ein Gemenge von braunem Zoisit, blauem Klinozoisit und grün-braunem Chlorit an (Abb.6.39). Als ein weiteres

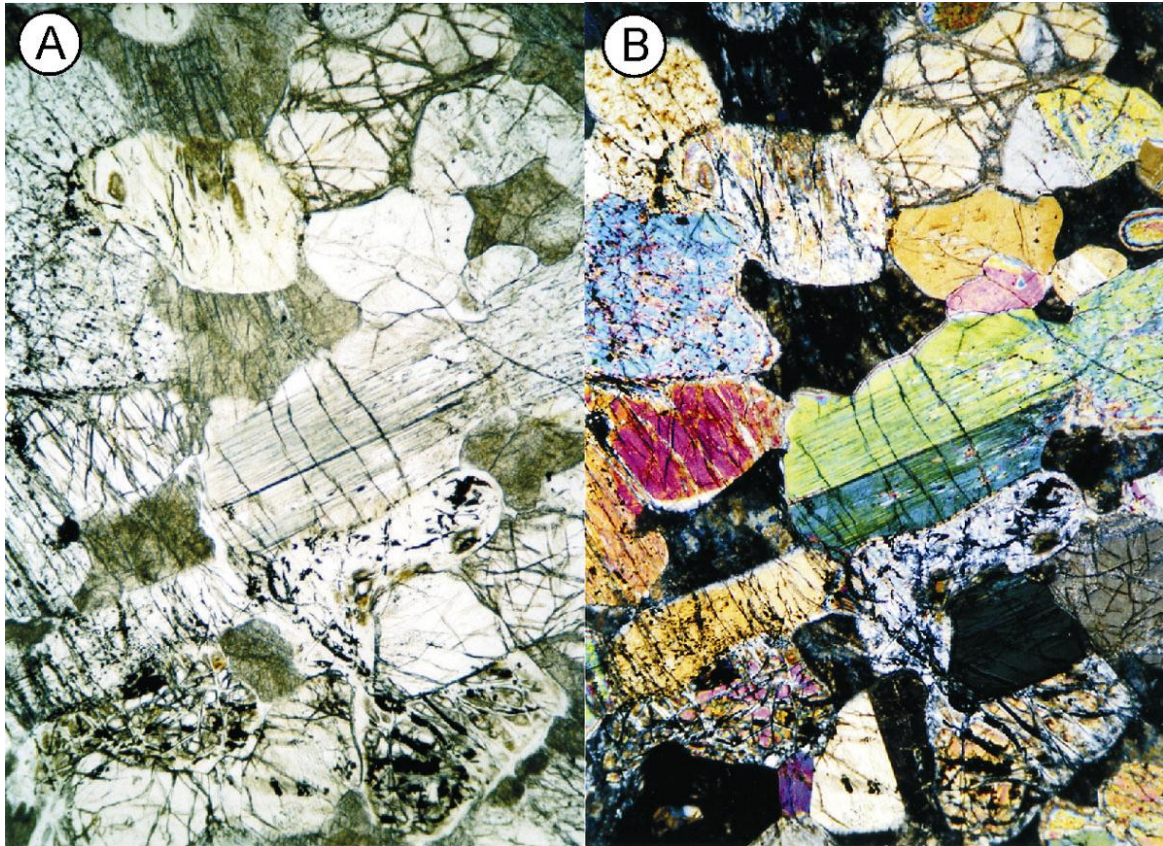


Abb. 6.37. Zu Zoisit (dunkelbraun) umgewandelte interstitielle Plagioklase; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,2 mm. Typschliff BC_121.

Umwandlungsprodukt von Plagioklas findet sich vereinzelt Epidot. Relikte von primären polysynthetischen Verzwilligungen (vornehmlich nach dem Karlsbader- und Albitgesetz) sind in einigen Kernbereichen sichtbar. Kontakte mit den Pyroxenen sind oft flächig, geradlinig ausgebildet, aber Plagioklase bilden auch „*Embayments*“ aus (Abb.6.37.).

Primärer und sekundärer Amphibol ist in den meisten Typschliffen präsent. Primärer, farbloser Amphibol ist im Vergleich zu sekundärem nur unbeträchtlich vorhanden und bildet sub- bis anhedrale 0,5 bis 2 mm große Körner. Sie liegen hauptsächlich auf interstitiellen Positionen. Sekundärer farbloser, teils auch gelb-grüner Amphibol bildet Säume um die Klinopyroxene, auch werden lokal einige Körner von nadelig-strahligem Aktinolith ersetzt.

Vereinzelt zeigen sich Opakminerale als Einzelkörner in den Gesteinen. Schwarzer anhedraler Magnetit kommt nahezu ausschließlich in Bereichen starker Serpentinisierung vor. Er bildet ferner sehr feine (< 0,01 mm) Einschlusskristalle in getrübbten Klino- und Orthopyroxen.

Klinopyroxenite: Anhand der Typschliffe BC_24, BC_39, BC_41, CM_260, CM_292, CM_374 und CM_408.2 erfolgt die Beschreibung der Serie 1 Klinopyroxenite. Makroskopisch gleichen die Schliffe den Websteriten.

Wie die Websterite besitzen sie ein vorherrschend isotropes Gefüge mit equigranular hypidiomorphen Strukturen. In olivinführenden Klinopyroxeniten zeigen sich seriale Strukturen. Olivine haben eine Ausbildung wie in den Websteriten. Ihre Korngröße variiert zwischen 0,5 und 2 mm und sie besitzen meist eine anhedrale Gestalt (Abb.6.37.). Auch bilden Olivine vereinzelt Einschlusskristalle in Wirtskristallen aus Klinopyroxen. Olivine in den Klinopyroxeniten zeigen noch weniger Anzeichen von Deformation als in den Websteriten, so lassen sich Tiltwalls in isolierten Körnern vergleichsweise selten beobachten.

Orthopyroxene treten im Vergleich zu den Websteriten nur noch untergeordnet auf. Sie liegen auf interstitiellen Positionen zu Klinopyroxen. Die meist subhedral ausgebildeten Körner

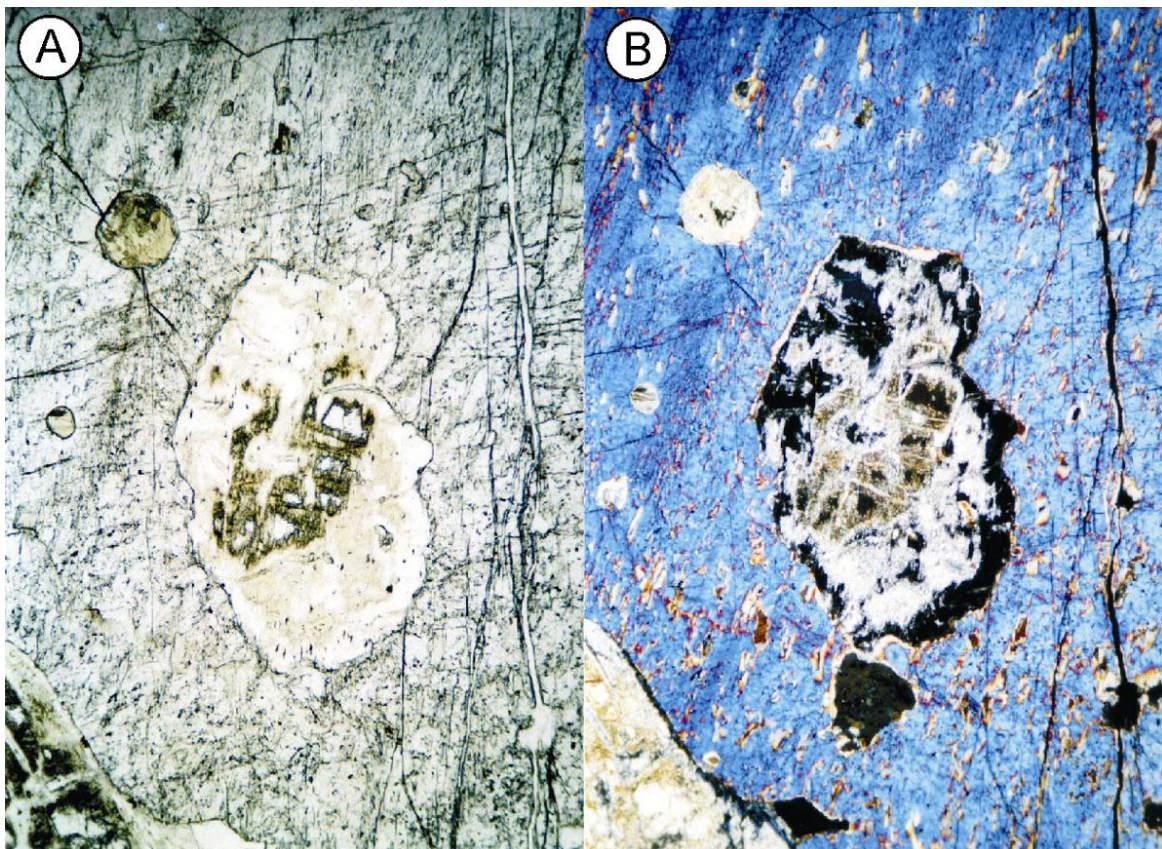


Abb. 6.38. Poikilitischer Klinopyroxen mit einem Einschlusskristall von alteriertem Orthopyroxen; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,2 mm. Typschliff TR_16.

besitzen mit 1 bis 2 mm eine deutlich geringere Korngröße als in den Websteriten und sind

wesentlich feinkörniger als die Klinopyroxene. Entmischungslamellen von kalziumreichen

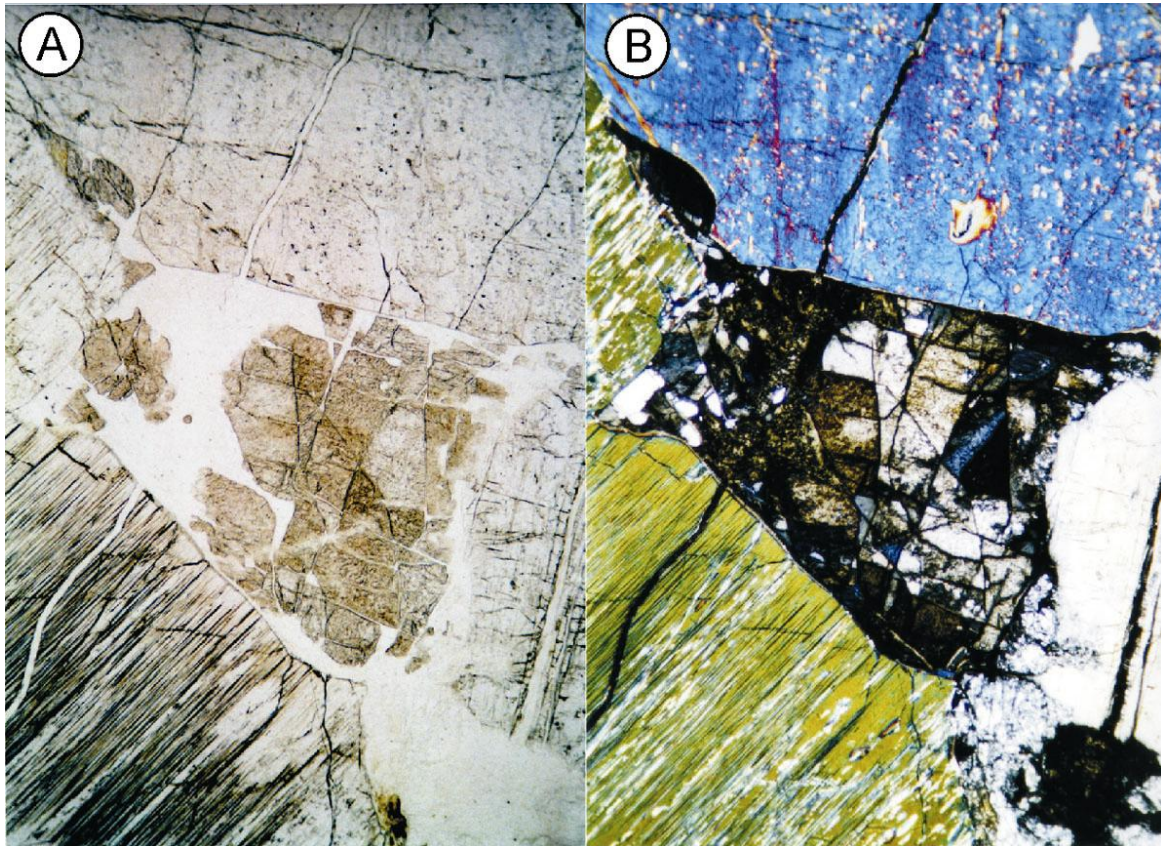


Abb. 6.39. Interstitieller Plagioklas zu Zoisit umgewandelt; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 0,85 mm. Typschliff BC_5.

Pyroxen lassen sich nur selten beobachten, eine undulöse Auslöschung hingegen findet sich in etwa der Hälfte der in den Dünnschliffen sichtbaren Körnern. Kontakte zu Olivin, Plagioklas und Klinopyroxen sind größtenteils flächig. Neben einer Bastitisierung sind viele Körner randlich in ein Gemenge aus Chlorit und strahligem Amphibol umgewandelt. Eine Umwandlung in ein talkartiges Mineral findet sich vornehmlich an Kontaktbereichen zu alteriertem Olivin. Die Körner zeigen generell eine deutlich stärkere Alteration als die Klinopyroxene.

Klinopyroxene besitzen eine meist subhedral ausgebildet Gestalt bei Korngrößen zwischen 0,3 und 8 mm. Die gesamte Spannbreite lässt sich sogar innerhalb eines einzelnen Dünnschliffes finden. Körner einer Korngröße von weniger als 2 mm weisen zumeist eine anhedrale Gestalt auf. Eine einfache magmatische Verzwilligung findet sich in vielen Kristallen, ebenso feingliedrige durchgehende Entmischungslamellen eines kalziumarmen Pyroxens. Oft liegen mehrere feinkristalline Entmischungskörper eines farblosen bis gelblichen Amphibols unregelmäßig im Korn verteilt (Abb.6.40).

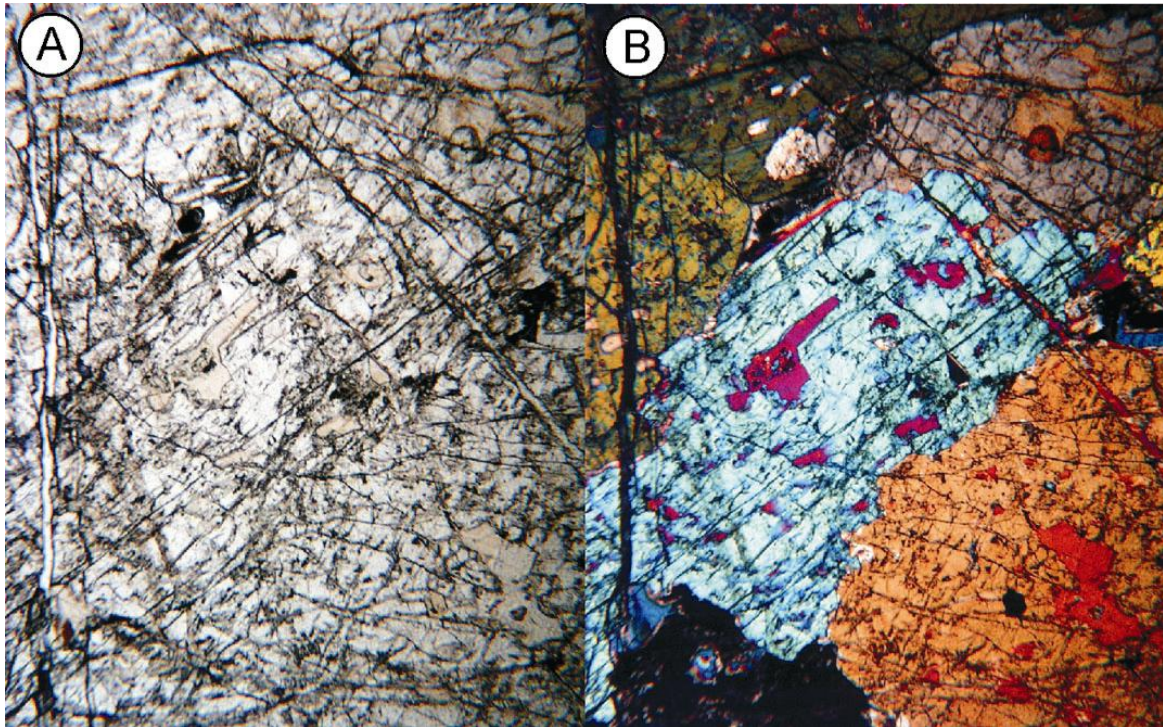


Abb. 6.40. Amphibol Entmischungskörper (Blebs) in Klinopyroxen; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff CM_292.

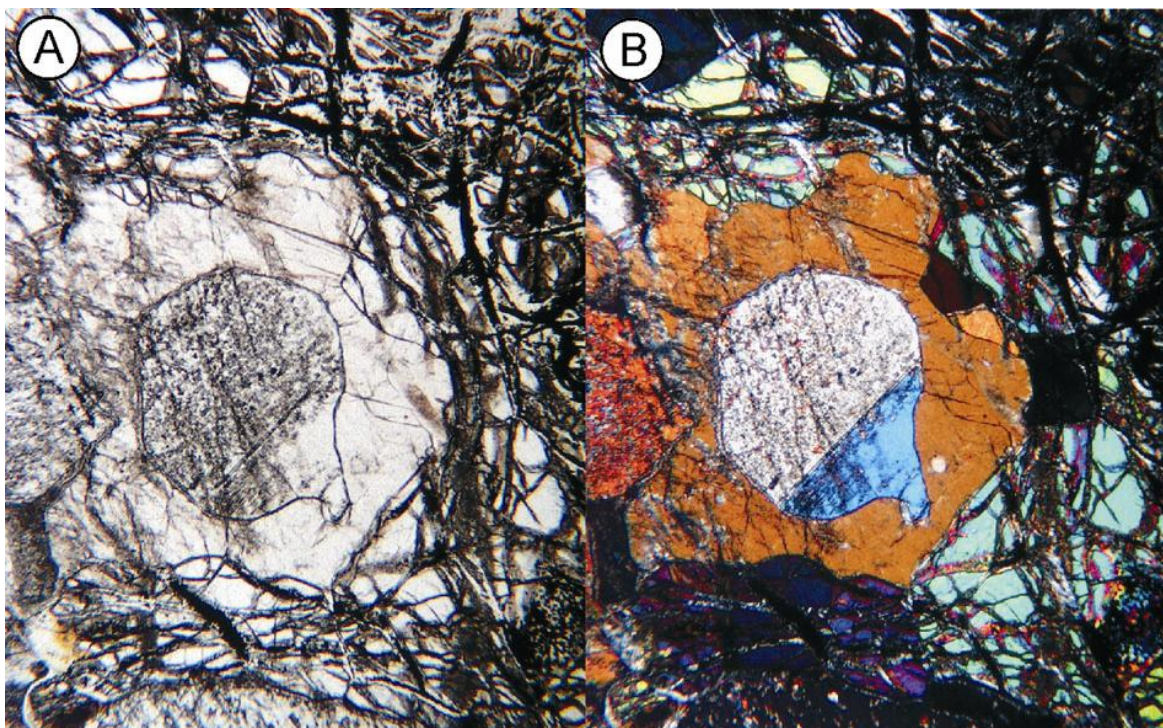


Abb. 6.41. Korona von magmatischen Amphibol um einen undeformierten anhedralen Klinopyroxen; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff BC_41A.

Hinweise auf eine sehr schwache intragranulare Deformation zeigen nur isolierte Einzelkristalle anhand einer schwach ausgebildeten Subkornfelderung und Undulation.

Poikilitische Strukturen sind selten zu beobachten, sie lassen sich nur in größeren Klinopyroxenen (> 4 mm) finden. Stark gerundete Orthopyroxene oder Olivine bilden die Einschlusskristalle. Kontakte zu Plagioklaskristallen sind entweder flächig ausgebildet oder Plagioklas füllt „*Embayments*“ in den Klinopyroxen aus (Abb.6.37.). Untereinander kennzeichnen sowohl flächige wie auch verzahnte Kornkontakte („*interlocking*“) die Klinopyroxene. Eine magmatische Foliation ist nur selten in den Typschliffen ausgebildet. Sie wird von grobkörnigen Klinopyroxenkristallen durch eine Einregelung ihrer Langachsen aufgebaut.

Die Ausbildung und Struktur von Amphibol, Plagioklas und der opaken Mineralen, ist generell wie in den Websteriten. Die Abbildung 6.41. zeigt die Koronastruktur eines magmatischen Amphibol um einen Klinopyroxen.

6.5.3 Petrografie Gabbro

Die petrografische Beschreibung der Serie 1 Gabbros erfolgt anhand der Typschliffe BC_118, BC_118N, BC_168, BC_186, und BC_189. In der Tabelle 6.5. finden sich die gemittelten Modalgehalte der Serie. Alle Proben weisen einen hohen Grad an Alteration auf, so dass nur die wenigen Typschliffe Hinweise auf die primären Strukturen wie auch auf den primären Mineralbestand geben. Die Gabbros sind durchweg anisotrop ausgebildet, mit panxenomorphen gleichkörnigen Strukturen bei durchschnittlichen Korngrößen von 1 bis 1,5 mm (Abb.6.42.).

Proben:	Serie 1 Gabbros		n=6					
Mineral:	Vol. %	Stabw	Mineral:	Vol.%	Stabw	Mineral:	Vol.%	Stabw
Olivin:	0	0	Alt-Plag:	54,15	3,69	Oxide:	0,1	0,17
Klinopyroxen:	0,22	0,53	Amphibol:	38,63	4,15	div.:	4,65	1,57
Orthopyroxen:	0	0	Alt-Opx:	0,4	0,89	Titanit:	0	0
Plagioklas:	0	0	Quarz:	1,85	1,12	A.I.:	2,88	0,14

Tab. 6.5. Gemittelte Modalgehalte für die Gabbros der Serie 1. Abkürzungen s. Tab.6.1.

Klinopyroxene finden sich nur als reliktsche Kerne in zwei der Typschliffen (Abb.6.43.). Sie sind sonst ausnahmslos in farblosen und grünlichen Amphibol umgewandelt. Die Kerne sind stark getrübt und weisen viele Mikroeingüsse von Opakmineralen (Magnetit) auf. Die Relikt Körner, wie auch die zu Amphibol umgewandelten Klinopyroxene zeigen bei Korngrößen zwischen 0,25 und 2,5 mm eine sub- bis anhedrale Gestalt. Eine magmatische Verzwilligung lässt sich in zwei Kernen beobachten, ebenso wie Entmischungslamellen eines kalziumarmen Pyroxens. Hinweise auf eine erlangte Deformation hingegen lassen sich in den Relikt kernen nicht (mehr?) erkennen. In allen anderen Schliffen der Serie, insbesondere in den

Nicht-Typschliffen finden sich ausschließlich Pseudomorphosen von Amphibol nach

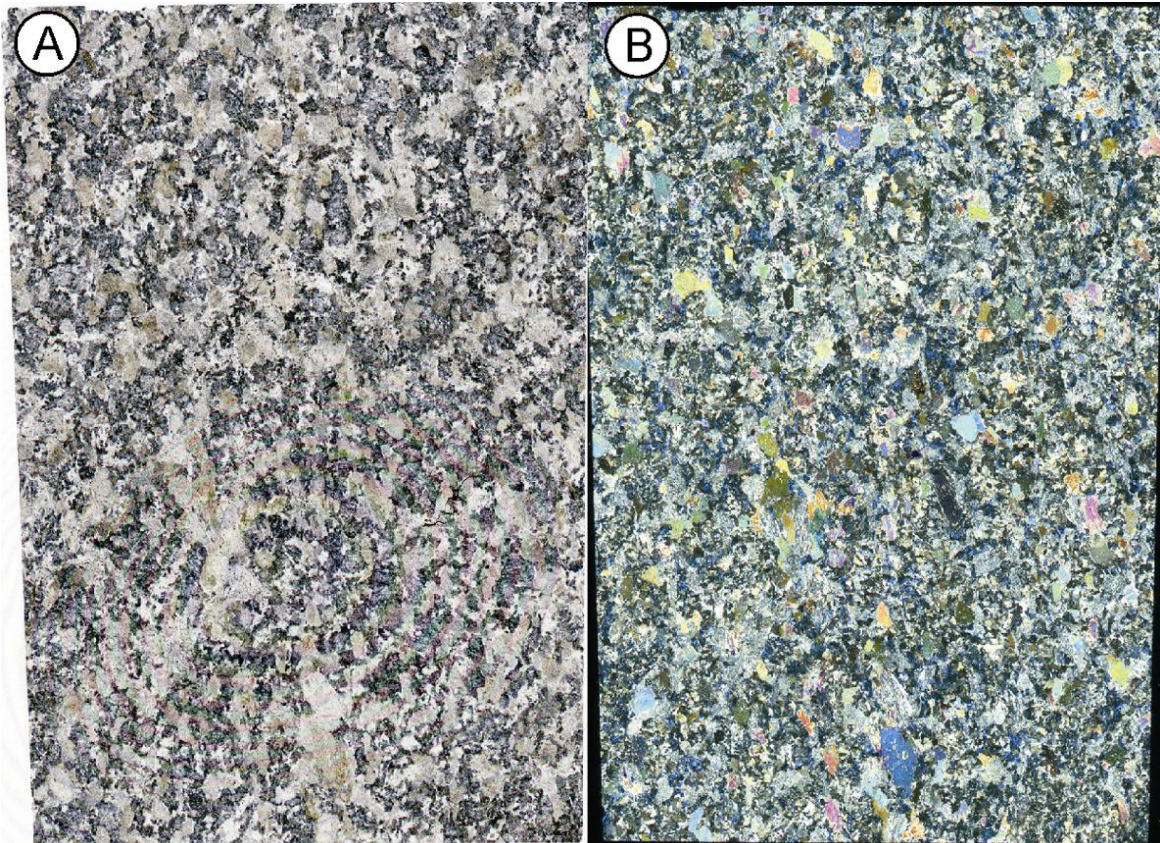


Abb. 6.42. Dünnschliffscan des Typschliffes BC_168. Die Foliation verläuft NNW-SSE; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 20 mm.

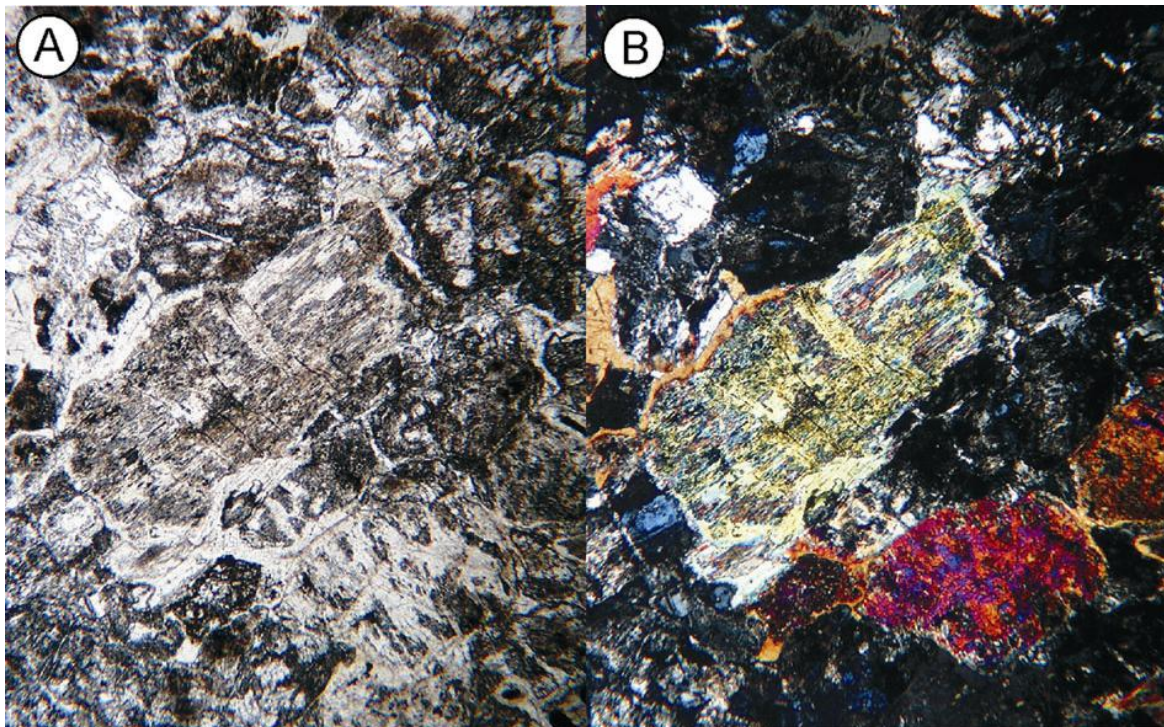


Abb. 6.43. Reliktische Klinopyroxene; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff BC-118N.

Klinopyroxen (Uralitisierung). Viele ersetzte Körner weisen zusätzlich einen Saum aus Amphibol um das ersetzte Korn auf. Kontakte zu anderen Pyroxenen und zu Amphibol sind sowohl verzahnt („*interlocking*“) wie auch komplex verwachsen (Alteration) ausgebildet.

Wie die Klinopyroxene sind auch die Orthopyroxene komplett in ein Gemenge aus faserigem Amphibol und Chlorit umgewandelt. Die 1 bis 3 mm großen langgestreckten Körner sind meist aufgrund ihrer subhedralen Gestalt noch gut als Orthopyroxen zu identifizieren (Abb.6.44.). Auch lassen sich noch reliktsch Entmischungslamellen beobachten und der faserige

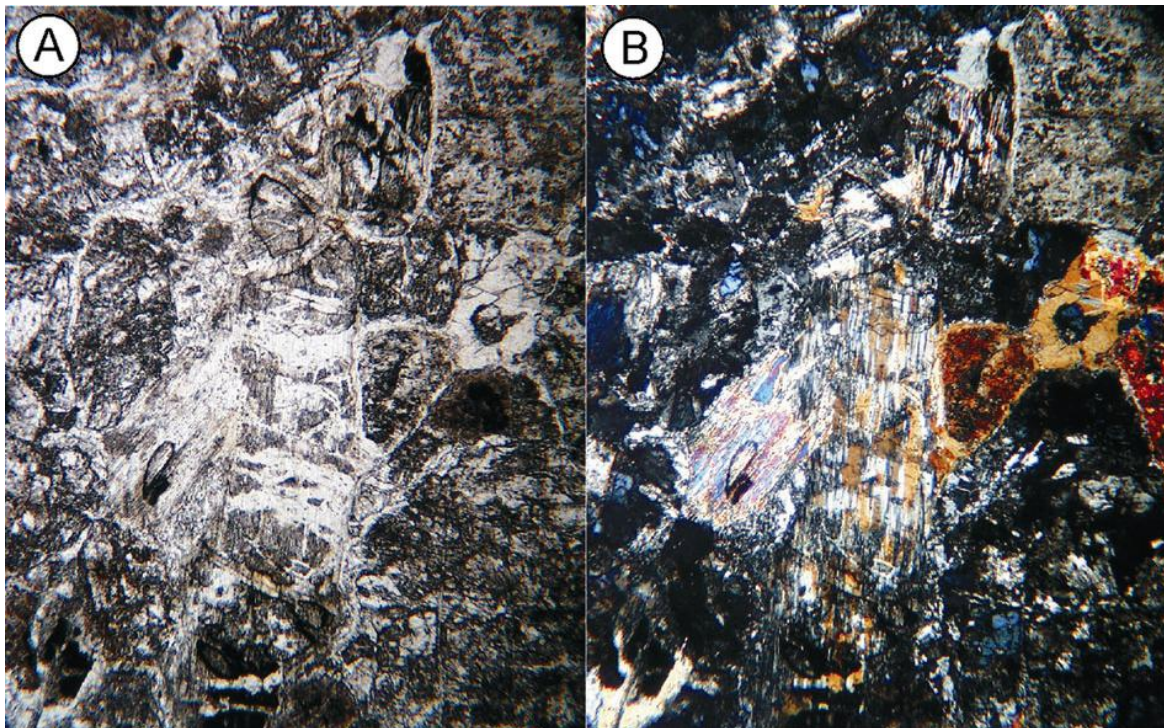


Abb. 6.44. Orthopyroxen Reliktorn (N-S Orientiert); A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff BC_118N.

Amphibol (Tremolit/Aktinolith) imitiert eine gerade Auslöschung (bezogen auf die primäre Kornform). Aufgrund der vollständigen Umwandlung kann keine Aussage über eine mögliche erworbene Deformation in den Orthopyroxenen gemacht werden. Zu anderen Mineralen (ausgenommen Akzessorien) zeigen die umgewandelten Orthopyroxene überwiegend geradlinig, flächige Kornkontakte (Abb.6.44.). Im Vergleich zu Klinopyroxen findet sich Orthopyroxen deutlich untergeordnet in den Schliffen (vgl. Tab.6.5.).

Die Plagioklase sind vollständig in viele Einzelkristalle aus Zoisit, Klinozoisit, Quarz, Albit und Chlorit umgewandelt (Abb.6.45.). Ihre primäre Kornform lässt sich daher nicht mehr ableiten. Albite bilden 0,5 bis 1,5 mm große sub- bis anhedralen Körner aus, die meist am Kontakt

zwischen Zoisit und Amphibol liegen. Oft besitzen sie eine leichte Trübung, vereinzelte Körner zeigen eine undulierende Auslöschung. Zoisit und Klinozoisit bilden 0,1 bis 1,5 mm große eu- bis subhedrale Körner aus. Klinozoisit lässt sich gut von Zoisit durch seine anomal blauen Interferenzfarben unterscheiden, wie auch durch seine oftmals leicht bräunlichen teilopaken

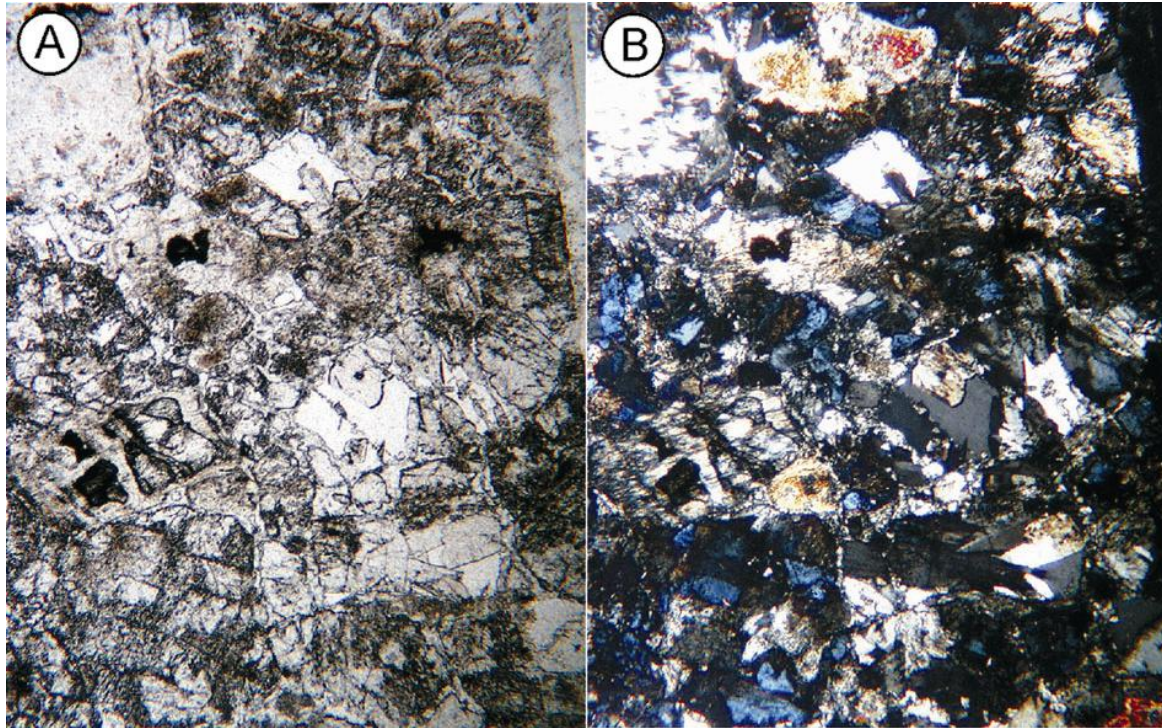


Abb. 6.45. Klare Zoisit- und blaue Klinozoisitkristalle ersetzen den Plagioklas; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff BC_118NN.

Kernbereiche. Tafeliger, teils auch leistenförmiger euhedraler Zoisit, wächst vom Rand aus in Quarz- wie auch in Albitkörner. Quarz bildet anhedrale 0,5 bis 1 mm große Körner auf interstitiellen Positionen zu Albit und Zoisit aus. Viele Quarze besitzen eine deutliche Undulation. Chlorit bildet feinkörnige Netzwerke, vornehmlich zwischen den Zoisitkörnern untereinander und zwischen Albit- und Zoisitkörnern aus. In einigen Schliffen erscheint es so, als ob Bereiche der Chloritnetzwerke die ehemalige Kornform der Plagioklase reliktmäßig nachzeichnen.

Bei den Amphibolen dominiert modal der sekundäre Amphibol deutlich gegenüber dem primären. Letzterer findet sich nur vereinzelt als farbloser, teils gelbgrüner Amphibol mit anhedraler Gestalt. Er sitzt als 0,3 bis 1,5 mm große Körner bevorzugt auf interstitiellen Positionen zwischen Klino- und Orthopyroxen und zwischen Klinopyroxen und Plagioklas. Bei dem sekundären Amphibol kann zwischen stängeligen und faserig bis nadeligen (teils wirr- bis

radialstrahlig) ausgebildeten Varietäten (Tremolit/Aktinolith) unterschieden werden. Beide Varietäten ersetzen die Pyroxene (bilden eine Pseudomorphose nach Pyroxen) und zeigen daher eine meist sub- bis anhedrale Gestalt, die in etwa der des ersetzten Pyroxens entspricht (Abb.6.43.). Wie bei den Pyroxenen bilden einige Amphibole eine Koronastruktur, mit

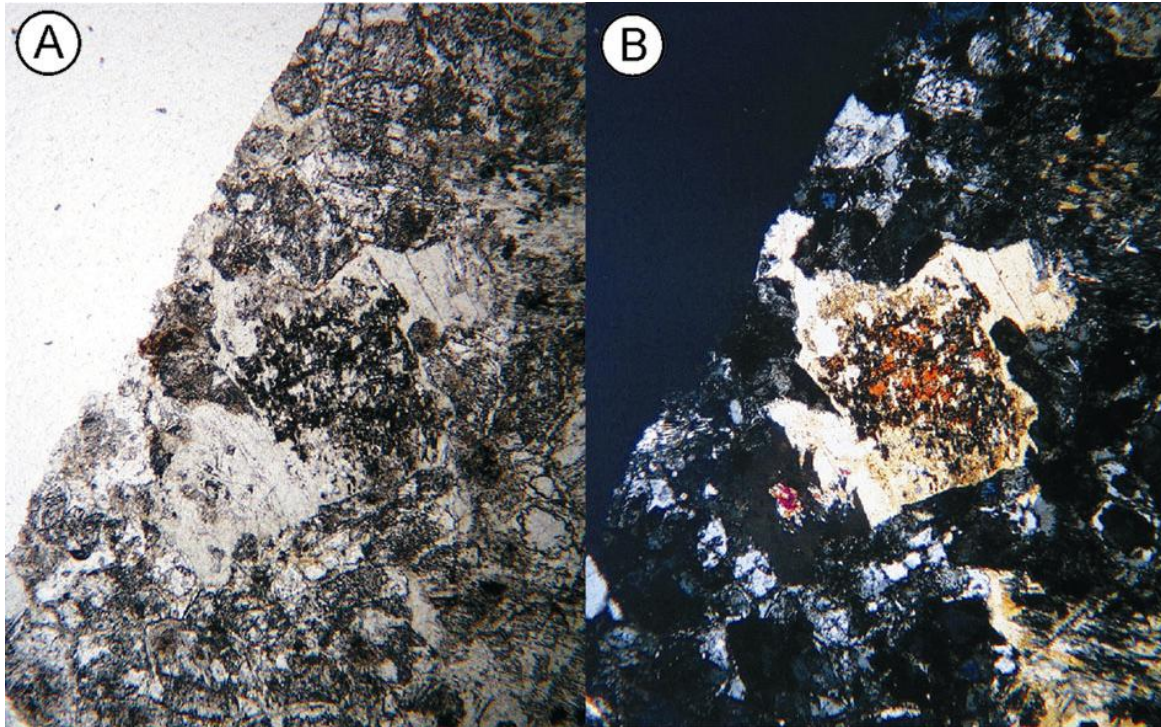


Abb. 6.46. Poikilitischer Amphibol mit einem Einschlusskristall von Klinopyroxen; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff BC_118NN.

reliktischem Klinopyroxen in ihrem Kernbereich aus (Abb.6.46.). Ihre Korngröße variiert zwischen 1 und 4 mm. Die Körner sind entweder farblos oder besitzen eine gelblichbraune teils auch grünliche Eigenfarbe. Vielfach zeigen die Amphibole eine gute Undulation, eine Subkornfelderung hingegen ist nur lokal in einigen Körnern ausgebildet. Untereinander und zu den anderen Mineralphasen zeigen die Amphibole flächig verzahnte („*interlocking*“) Kornkontakte, wie auch eine alterationsbedingte komplex lobate Form.

Nur wenige Schlitze zeigen ein bis zwei opake Oxidkörner pro Schliff, wesentlich häufiger hingegen lässt sich Titanit finden (dies gilt auch für die Nicht-Typschlitze!).

Die gute magmatische Foliation wird aufgebaut von den Klino- und Orthopyroxen-Pseudomorphosen, die eine Einregelung mit ihrer Langachse parallel zur Foliationsebene besitzen.

6.5.4 Interpretation

Einen Übergang bzw. eine Entwicklung von den Websteriten in die vermeintlich spätere Lithologie der Klinopyroxenite ist durch das modale Zurücktreten von Orthopyroxen gekennzeichnet. Modal zeigen beide pyroxenitischen Einheiten in etwa gleiche Proportionen von interstitiellem Plagioklas. Die Pyroxenite zeigen anhand der poikilitischen Klino- und Orthopyroxene, sowie aufgrund der Klinopyroxen-Embayments im Orthopyroxen eine Kristallisationsreihenfolge von Olivin – Orthopyroxen - Klinopyroxen. Plagioklas tritt als späte, interstitielle Phase hinzu. TroktoLite finden sich auch in dieser Serie nicht. Die Pyroxenite haben keinerlei Deformation erworben. Aufgrund der scharfen Kontakte und den meist nur schwach ausgebildeten Abschreckungsgefügen zum umgebenen Nebengestein, scheinen die Olivin-Websterite in einen vergleichsweise noch heißen und trockenen Mantelperidotit Platz genommen zu haben (Abb.4.18.). Das bestätigt ihre Interpretation als sehr frühe Phase, nachfolgend den MTZ-Wehrliten.

Die genauen Bildungsmechanismen solcher Amphibol-Einschlusskristalle (Blebs; Abb.6.40.) und Lamellen, wie sie sich auch in den Pyroxenen der MTZ-Gesteine (6.4.2) und den nachfolgenden gabbroischen Serien finden (6.6-7), sind noch weitestgehend ungeklärt (Coogan et al., 2001). Generell werden zwei Modelle zu ihrer Bildung angedacht, ersteres interpretiert die Bildung als Resultat eines Entmischungsprozesses (Smith, 1977), das zweite führt die Bildung auf Alterationsprozesse zurück (Buseck et al., 1980). Für beide Modelle wird von einem frakturiertem (Mikrorisse) Klinopyroxen ausgegangen. Im ersten Modell führt die Reaktion zwischen dem frakturierten Klinopyroxen und einer interstitiellen, wässrigen silikatischen Schmelze bei Temperaturen im Solidusbereich zur Bildung der Blebs (Coogan et al., 2001; Smith, 1977). Das zweite Modell basiert auf einer tiefgreifenden Alteration durch eine wässrige silikatische Schmelze (oder entmischte magmatische Fluide) entlang von Mikrorissen in der Pyroxenstruktur, die möglicherweise eine Bipyrabol Struktur ausbilden und es nachfolgend zu einer Rekristallisation des Klinopyroxen zu einem niedertemperierten Klinopyroxen und den Amphibol-Einschlusskristallen kommt (Buseck et al., 1980). Auch eine primäre Entmischung zwischen einem Klinopyroxen und einem Bipyrabol kann als Ursache nicht vollständig ausgeschlossen werden. Als Fluidquelle kann von einer wasserreichen Schmelze, möglicherweise auch in Kombination mit Fluiden aus dem lokal serpentinisiertem Nebengestein ausgegangen werden. Auch ein hydrothermaler Ursprung kann als Ursache in Betracht gezogen werden.

Die Gabbros weisen mit Ausnahme weniger reliktscher Klinopyroxenkerne keine primären Modalbestände mehr auf, allerdings sind ihre primären Strukturen noch erkennbar. Petrografisch unterscheiden sie sich von den späteren Serie 3 Gabbronoriten (Kap.4.7 und Kap.6.7) vor allem durch ihre deutlich geringeren Modalgehalte von (alteriertem) Orthopyroxen und einer stärkeren Alteration (Tab.6.5.). Ein magmatischer Lagenbau, kennzeichnend für die Serie 3 Gabbronorite, konnte in keinem der Schliffe beobachtet werden.

Die Uralitisierung der Pyroxene und die Umwandlung der Plagioklase in idiomorphe Zoisit- und Klinozoisitkristalle zusammen mit den Tieftemperatur Albiten sind typische Kennzeichen einer tiefgreifenden, grünschieferfaziellen Überprägung der Gabbros. Wie die Pyroxenite haben sie Pyroxen vor Plagioklas auf dem Liquidus liegen. Aufgrund der starken Alteration können keine Aussagen über die Stärke einer erworbenen Deformation gemacht werden, alle Hinweise deuten aber auf eine den Pyroxeniten vergleichbare nahezu deformationsfreie Ausbildung. Alle der etwa 40 Dünnschliffe, die aus den verschiedensten Aufschlüssen des Plutons stammen, besitzen diese durchgreifende Alteration. Kein einziger Dünnschliff besitzt einen primären Modalbestand.

6.6 Gesteine der Serie 2

6.6.1 Einleitung

Die Gesteine der Serie 2 stellen die am weitesten Verbreiteten mafischen Lithologien im Trinity Komplex dar (Kap.4.6). Ihre Serie umfasst die folgenden Lithologien, die hier petrografisch Beschrieben werden: a) variabel texturierte Gabbronorite sowie ihre Ausbildung als pegmatitische Gänge, b) Amphibolgabbro wie er vornehmlich im Bonanza King Pluton aufgeschlossen ist und c) die Abfolge Mikrogabbro – Dolerit, die den stratigrafischen Topbereich der Serie vor allem im Bonanza King ausbilden.

Proben:	Serie 2 vtxt gbn n=16							
Mineral:	Vol. %	Stabw	Mineral:	Vol.%	Stabw	Mineral:	Vol.%	Stabw
Olivin:	0	0	Alt-Plag:	54,09	9,79	Oxide:	0,26	0,29
Klinopyroxen:	14,51	12,96	Amphibol:	16,51	5,92	div.:	1,87	1,01
Orthopyroxen:	0,19	0,75	Alt-Opx:	10,75	3,51	Titanit:	0	0
Plagioklas:	1,84	3,69	Quarz:	0,02	0,04	A.l.:	2,53	0,33

Tab. 6.6. Gemittelter Modalgehalt der variabel texturierten Serie 2 Gabbronorite. Abkürzungen s. Tab.6.1.

6.6.2 Petrografie variabel texturierter Gabbronorit

Die petrografische Beschreibung der variabel texturierten Gabbronorite und der pegmatitischen Gabbronoritgänge erfolgt hier zusammen, da sie die gleichen strukturellen und

texturellen Merkmale aufweisen. Folgende Typschliffe bilden die Grundlage der Beschreibung: BC_82, BC_179, BK_4, BK_62A, BK_122B, CM_172.2, CM_342, CM_377, CM_383, CM_390, CM_392, TL_1 und TR_28. CM_79 und CM_81 bilden die Typschliffe für die pegmatitischen Gänge. Die modalen Proportionen der Gabbronorite können der Tabelle 6.6. entnommen werden.

Makroskopisch zeigen viele der Typschliffe eine serielle Korngrößenverteilung in den Hauptphasen Plagioklas und Pyroxen. Alle Typschliffe weisen intern variable Texturen wie auch Strukturen auf, bei überwiegend isotropen Gefügen (Abb.6.47.). Nur wenige Proben (TL_1, CM_383) besitzen eine schwache magmatische Foliation durch eine Einregelung ihrer Hauptminerale.

Die Plagioklase zeigen eine durchschnittliche Korngröße von 3 bis 4 mm, bei einer beobachteten Spannbreite zwischen 1 und 18 mm und bilden damit die größten Kristalle der

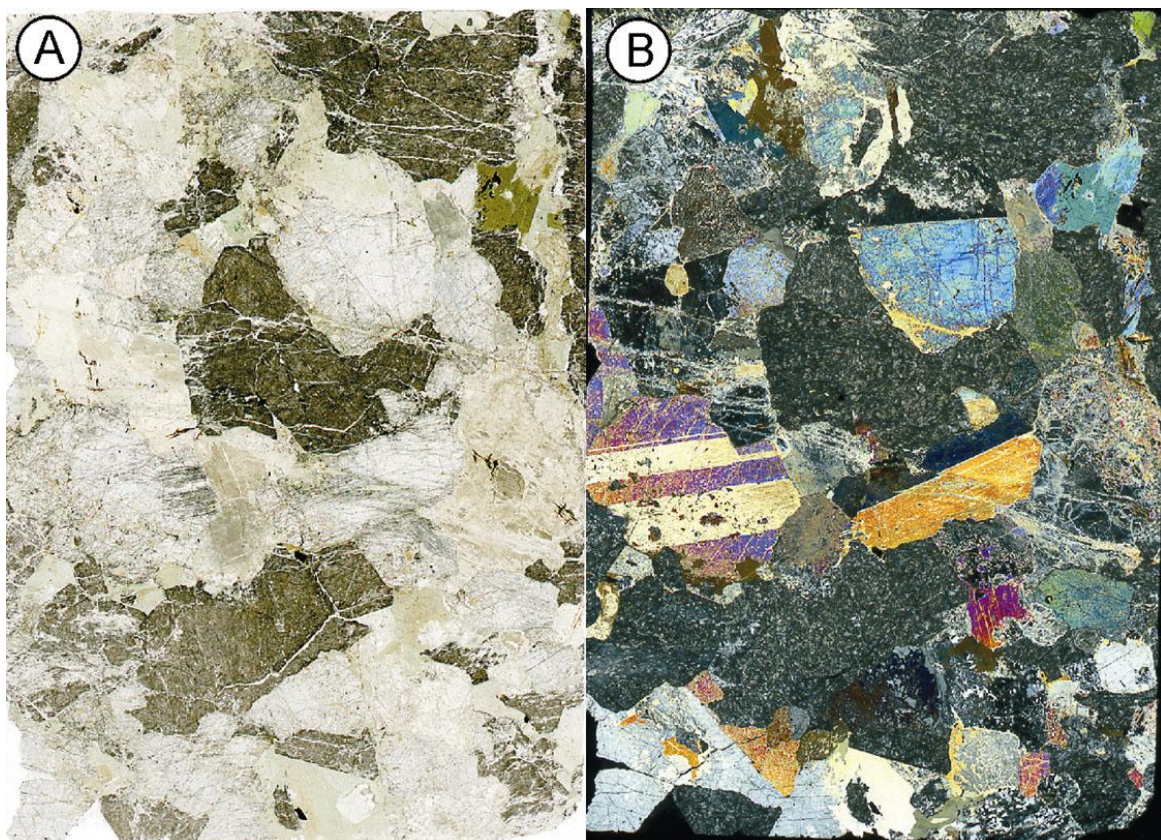


Abb. 6.47. Dünnschliffscan des Typschliff BK_4; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 20 mm.

Einheit aus. Oftmals lassen sich in den Plagioklasen kontinuierliche Größenübergänge von 1 mm bis mehr als 8 mm in nur einem Schliffbild erkennen. In den pegmatitischen Gabbronoritgängen

variiert ihre Korngröße zwischen 5 und 160 mm bei Durchschnittswerten um 15 bis 40 mm. Ihre

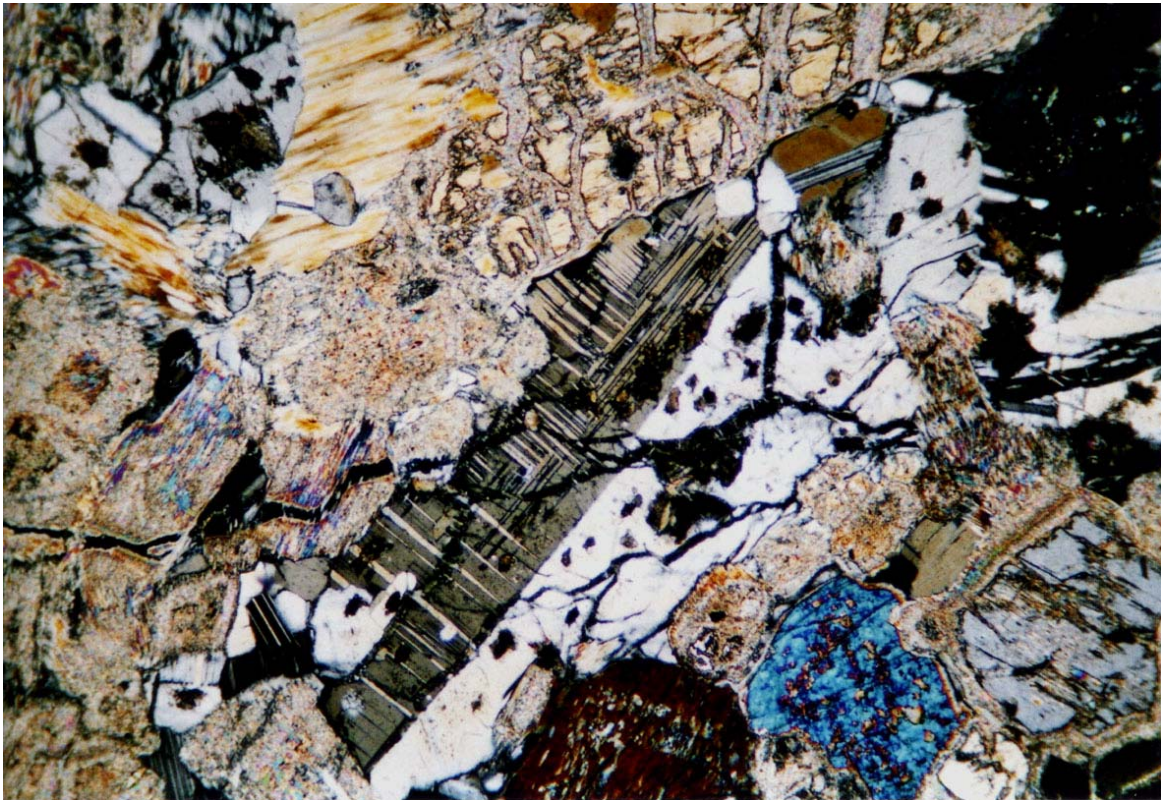


Abb. 6.48. Verzwilligter und alterierter Plagioklas; XPL, Bildbreite 3,3 mm. Typschliff BK_4.

Ausbildung ist überwiegend subhedral bei einer inequidimensionalen tafeligen teils auch leistenförmigen Form (Abb.6.48.). Typische Verhältnisse in ihren Lang- zu Breitachsen variieren zwischen 1 zu 1 und 5 zu 1. Im Mittel liegen sie bei 2 zu 1.

Viele der Plagioklase zeigen neben einer einfachen Verzwilligung auch zahlreiche polysynthetische Zwillinglamellen nach dem Albit- und Periklingesetz, oftmals auch zusammen in einem Korn (Abb.6.48.). Breit ausgebildete Zwillinglamellen lassen recht hohe Anorthitgehalte der Plagioklase vermuten. Dies kann anhand der Auslöschungsschiefe bestätigt werden die einen mittleren Anorthitgehalt von An_{85} (bei 50 Messungen in 10 Typschliffen) ergibt. Neben den Zwillinglamellen zeigen Plagioklase in drei Typschliffen (BK_4, CM_383, TR_28) mechanisch erworbene Lamellen. Sie sind etwas breiter als die normalen Lamellen ausgebildet und keilen vielfach spitz zulaufend auf unterschiedlichen Höhen im Korn aus (Abb.6.49.). Diese Körner sind auch die einzigen, die eine starke Subkornfelderung zeigen. Alle anderen Körner besitzen nur vereinzelt eine meist schwache Undulation. Eine poikilitische Struktur mit ein bis maximal zwei stark gerundeten Einschlusskristallen von Klinopyroxen (kaum Orthopyroxen) ist

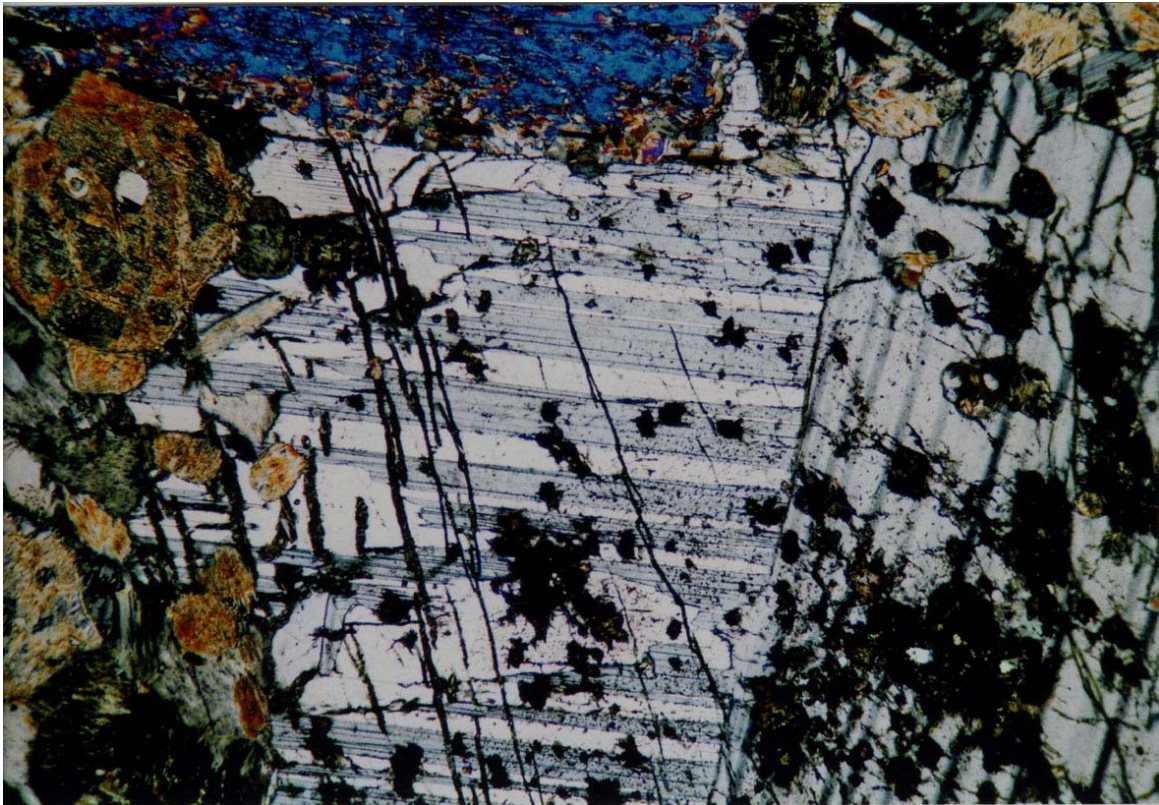


Abb. 6.49. Mechanische Zwillinge im Plagioklas; XPL, Bildbreite 3,3 mm. Typschliff BK_4.

nur selten in den Plagioklasen entwickelt. Gleichmaßen bilden Plagioklase Einschlusskristalle in primärem Amphibol aus.

Die Mehrheit der Plagioklase liegt auf interstitiellen Positionen zu den Pyroxenen (Abb.6.50.). Ihre Kornkontakte zu den Pyroxenen und untereinander sind geradlinig verzahnt („interlocking“) wie es für ein undeformiertes Kumulat typisch ist (Abb.6.50.). Buchtige Kornkontakte zeigen sich untereinander und zu Amphibol, nur vereinzelt auch zu Klinopyroxen. Lokal lassen sich auch sehr feine Amphibolnadeln (Aktinolith, Tremolit) beobachten, die vom Rand aus verdrängend in das Korn wachsen.

Alteration ist in den variabel texturierten Gabbronoriten der Serie 2 zwischen den Plutonen unterschiedlich ausgebildet. Im China Mountain (einschl. Cabin Meadows) und Bonanza King Pluton sind die Plagioklase oftmals frisch, teils weisen sie auch eine beginnende bis fortgeschrittene Saussuritisierung auf. Diese zeigt sich durch eine braune, teilopake Masse von Zoisit, die Bereiche der Plagioklase epitaxial ersetzt (Abb.6.48.; 6.49.; 6.51.). Sie beginnt wahllos entweder vom Rand und/oder vom Kern aus. Feine Adern aus Chlorit zeichnen in den stärker alterierten Körnern deren Spaltflächen nach. Stellenweise bildet auch Chlorit einen feinen Saum

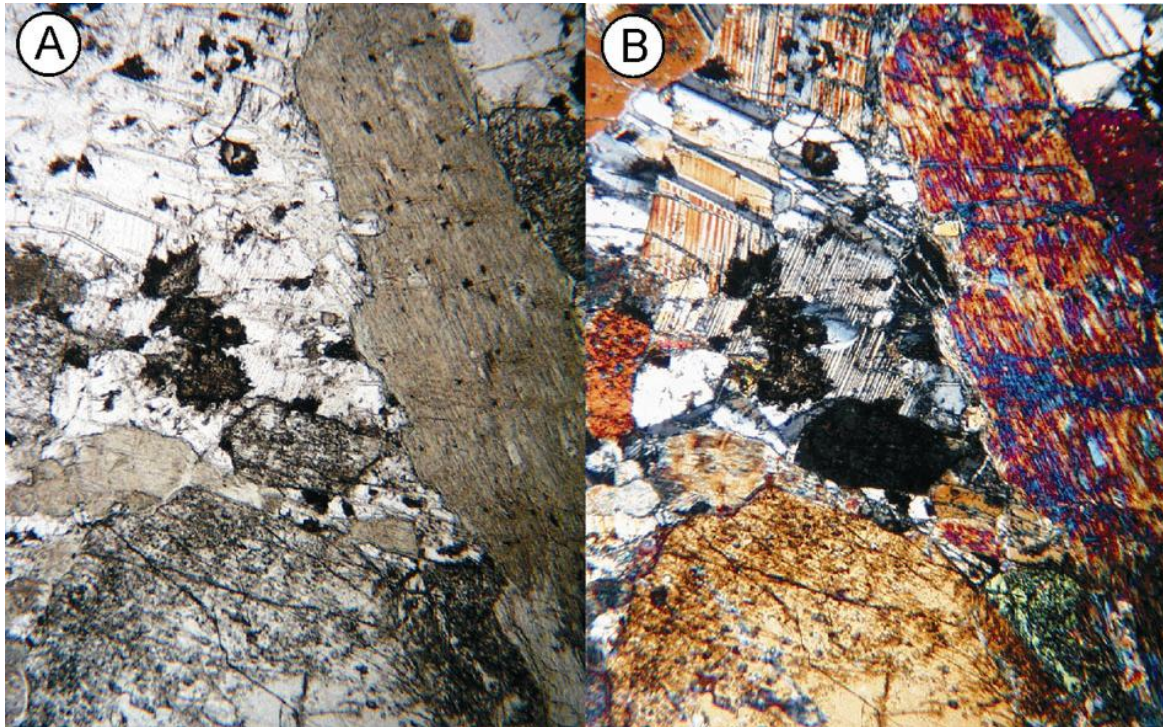


Abb. 6.50. Interstitieller Plagioklas neben Klino- und Orthopyroxen; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff BK_4.

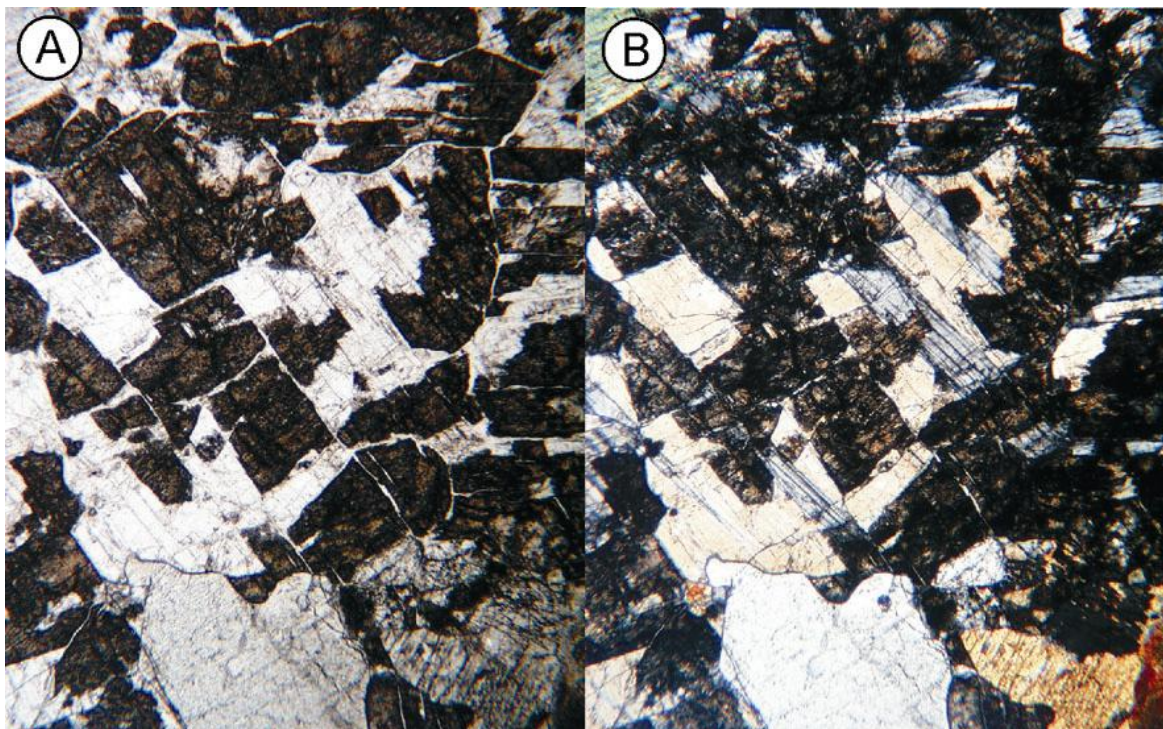


Abb. 6.51. Alterierter (parkettierter) Plagioklas. Die braune Masse ist Zoisit; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,2 mm. Typschliff TR_28N.

um diese Körner aus. Im Bear Creek und Tamarack Lake Pluton sind die Plagioklase generell deutlich stärker (auch in den Nicht-Typschliffen) alteriert. Hier zeigen die Körner oftmals eine nahezu vollständige Umwandlung (topotaxie) in idiomorphe Zoisit- und Klinozoisittafeln, oder

in ein Gemenge aus einer schwarzen opaken Masse mit extrem feinen Nadeln aus der Epidot-Zoisit Gruppe (Orthit/Allanit). Die extrem feinen Nadeln liegen richtungslos in der opaken Masse (Abb.6.52). Zum Teil lassen sich auch unorientierte, idiomorphe Zoisitkristalle in den Plagioklaskernen erkennen, die diese inkongruent verdrängen.

Die durchschnittliche Korngröße der Klinopyroxene ist identisch mit denen der Plagioklase, jedoch ist ihre beobachtete gesamte Größenspanne von 0,3 bis 7 mm vergleichsweise

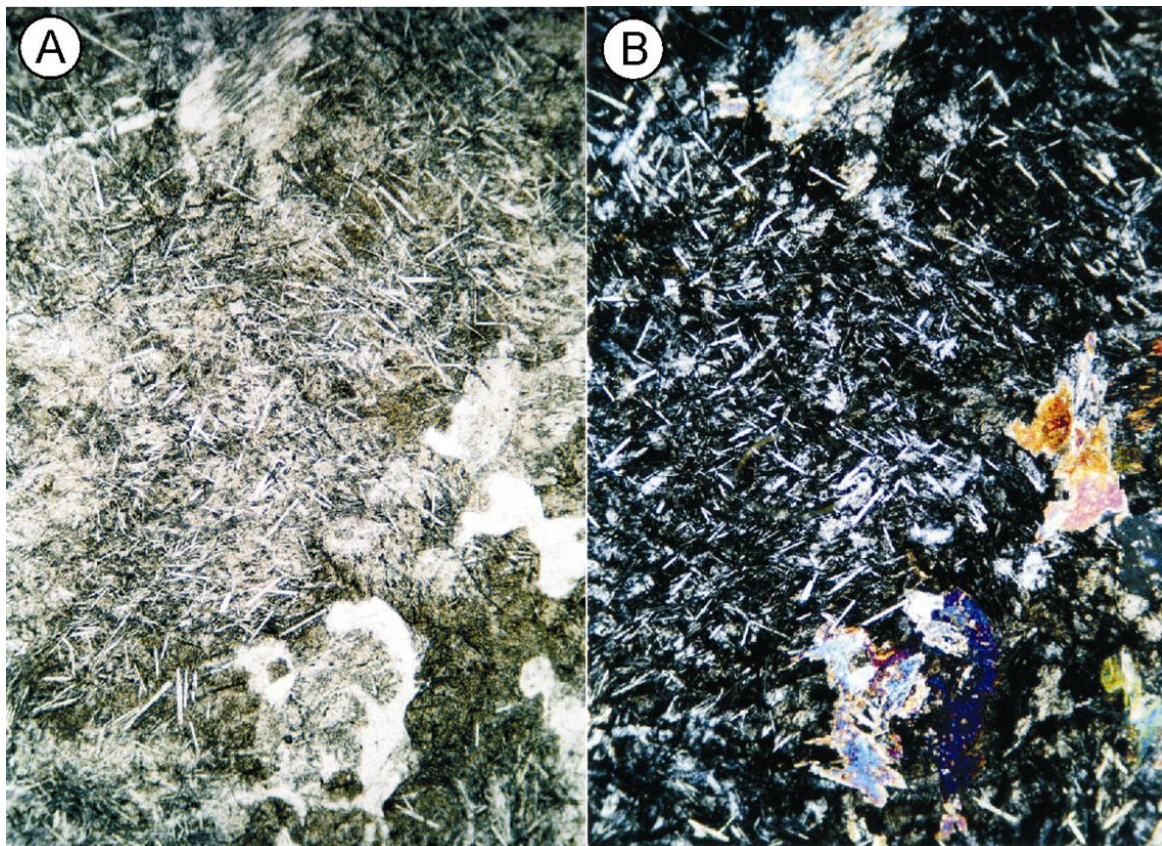


Abb. 6.52. Plagioklasalteration wie sie typisch für den Bear Creek und Tamarack Lake Pluton ist; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,2 mm. Typschliff TL_1.

geringer. Ein auffälliger Unterschied zu den Plagioklasen ist die deutlich geringere Variation in ihrer Korngröße innerhalb eines Schliffbildes. In den pegmatitischen Gängen bilden die Klinopyroxene mit bis zu 200 mm großen Körnern (Kap.4.6.3.2) die größten Minerale aus, jedoch liegen ihre durchschnittlichen Werte bei 20 bis 40 mm.

Wie auch die Plagioklase sind die Klinopyroxene überwiegend subhedral ausgebildet, bei einer inequidimensionalen aber kurzprismatischen Gestalt (Abb.6.53.). Viele Körner haben feine Entmischungslamellen nach $\{100\}$ abgeschieden (Abb.6.53.). Diese kalziumarmen Lamellen sind

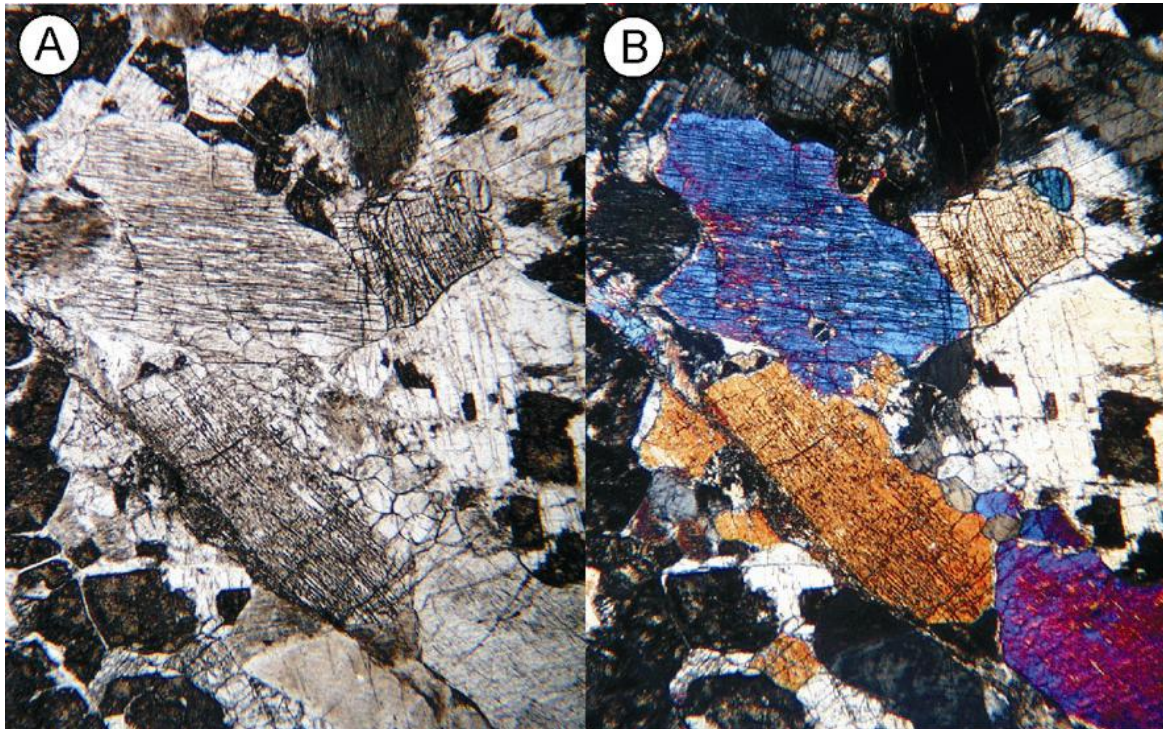


Abb. 6.53. Anhedraler Klinopyroxen mit Entmischungslamellen; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff TR_28N.

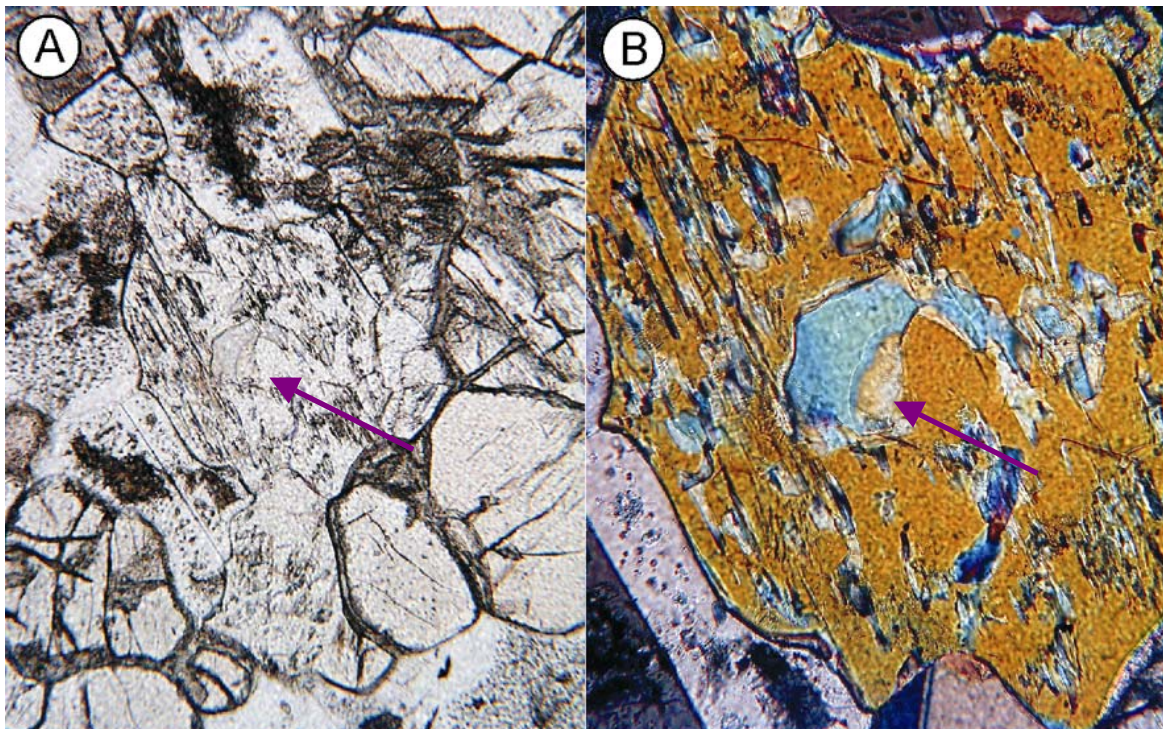


Abb. 6.54. Entmischungskörper von Amphibol in Klinopyroxen (Pfeil); A) LPL; B) vergrößerter Ausschnitt aus A XPL, Bildbreite A: 1,04 mm; B: 0,38 mm. Typschliff BK_4.

meist durchgehend ausgebildet. Nur wenige Kristalle zeigen einen sehr feinen, lamellenfreien Saum direkt am Kornrand. Ferner führen einige Klinopyroxene wenige zehner μm große

Entmischungskörper oder Einschlusskristalle eines farblosen Amphibols (Abb.6.54. und vgl. Abb.6.40.; s. 6.5.4). Dieser bildet auch vereinzelt extrem feine Lamellen (1-3 Stück) aus, die parallel zu den Entmischungslamellen liegen. Eine magmatische Verzwilligung haben viele Klinopyroxene ausgebildet.

Undulation lässt sich vielfach in den Klinopyroxenen beobachten, eine Subkornbildung hingegen nur in sehr wenigen Körnern. Diese Körner finden sich entweder als isolierte Einzelkörner inmitten anderer Mineralphasen, oder in einer aus 2 bis 3 Subkornfelderung führender Körner bestehenden Domäne. Häufiger finden sich Hinweise auf eine späte bruchhafte Deformation. Einige Körner sind von bruchhaften Scherbahnen durchzogen, an denen die Körner meist um wenige mm versetzt werden.

Einige Klinopyroxene haben eine poikilitische Struktur entwickelt mit 1 oder 2 stark gerundeten Einschlusskristallen von Orthopyroxen. Häufiger bilden sie dagegen Einschlusskristalle in Wirtskristallen von Plagioklas aus. Ihre Kornkontakte untereinander sind überwiegend geradlinig flächig, magmatisch verzahnt, teils auch buchtig ausgebildet (Abb.6.53.). Zu den interstitiell liegenden Plagioklasen zeigen sie dieselben Kontaktformen wie untereinander, lokal allerdings finden sich auch buchtige Kornkontakte zu Amphibolen. Die Kornkontakte werden mit steigendem Alterationsgrad aufgrund von Säumen und/oder korrodierten Kornrändern zunehmend komplexer.

Einen Unterschied in der Alteration (Form und Art) wie für die Plagioklase beschrieben, lässt sich in den Klinopyroxenen nicht erkennen. Jedoch zeigen hier die Körner aus den Bear Creek und Tamarack Lake Typschliffen einen deutlich höheren Alterationsgrad als aus dem China Mountain und Bonanza King. Während in den Typschliffen aus dem China Mountain und Bonanza King Plutonen die Klinopyroxene oftmals nur Koronen eines grünen Amphibols besitzen (epitaxie), zeigen diejenigen aus den Bear Creek und Tamarack Lake Plutonen meist eine nahezu vollständige Umwandlung in Amphibol (topotaxie). Die Alteration ist vergleichbar mit derjenigen der Serie 1 Gabbros (6.5.3), allerdings etwas schwächer ausgebildet. Vielfach finden sich in diesen Plutonen Klinopyroxene nur noch als reliktsche Kerne. Sie zeigen eine starke Trübung durch Mikroentmischungen von Magnetit, der besonders entlang ihrer Entmischungslamellen auftritt.

Orthopyroxen findet sich in den variabel texturierten Gabbronoriten in etwas geringeren Proportionen als Klinopyroxen (vgl. Tab.6.6.). Ihre Korngrößenspannbreite, wie auch ihre durchschnittliche Korngröße, ist mit denen der Klinopyroxene identisch. Lediglich in den pegmatitischen Gängen ist ihre Gesamtspannbreite mit 10 bis 140 μm , bei Durchschnittswerten

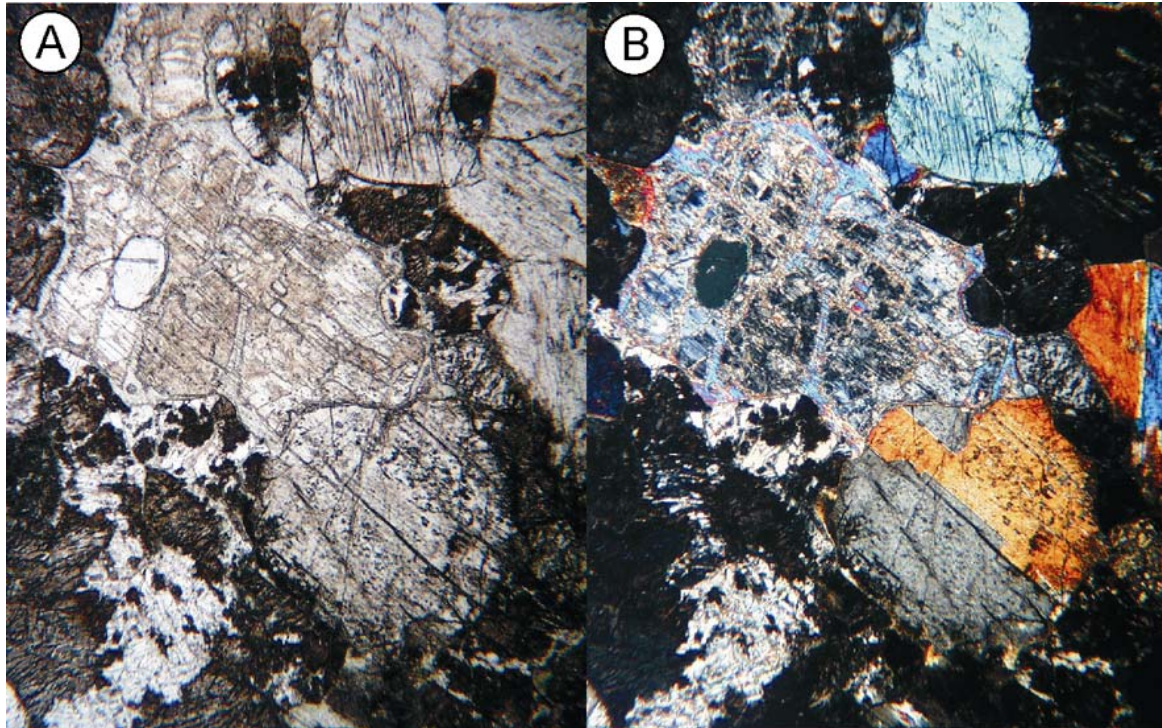


Abb. 6.55. Alterierter Orthopyroxen. Das Korn zeigt viele Einbuchtungen die von Plagioklas gefüllt sind; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff BK_62A.

um 10 bis 30 μm geringer als die der Klinopyroxene. Sie zeigen eine überwiegend subhedrale Ausbildung bei einer inequidimensionalen prismatisch, teils tafeligen Gestalt. Einzelne Körner haben eine gedrunge säulige Gestalt mit einer leichten Abrundung an Ecken und Kanten. Nahezu alle Orthopyroxene haben fein lamellare Entmischungen nach $\{100\}$ abgesondert. Diese kalziumreichen Entmischungen reichen bis an die äußeren Ränder der Körner.

Im Vergleich zu den Klinopyroxenen besitzen verhältnismäßig viele Körner eine gute Undulation und eine Subkornfelderung. In den Typschliffen zeigen nur wenige Körner eine Verbiegung an („*kinking*“). Ihre Kornkontakte sind identisch mit denen der Klinopyroxene ausgebildet. Nur vereinzelt wächst Plagioklas verdrängend unter Weglösung von Orthopyroxen (vermutlich Druckschmelzung) in diese Körner ein (Abb.6.55.). Im Gegensatz zu Plagioklas und Klinopyroxen liegen die Orthopyroxene meist als isolierte Einzelkörner vor, nur selten bilden sie Klumpen („*Cluster*“) aus 2 bis 3 Körnern.

Die Orthopyroxene stellen die am stärksten von Alterationsprozessen betroffene Mineralphase der Serie 2 dar. Während in den Klinopyroxenen und den Plagioklasen sich nur schwache Anzeichen einer Alteration finden (ausgenommen BC und TL Typschliffe), sind viele

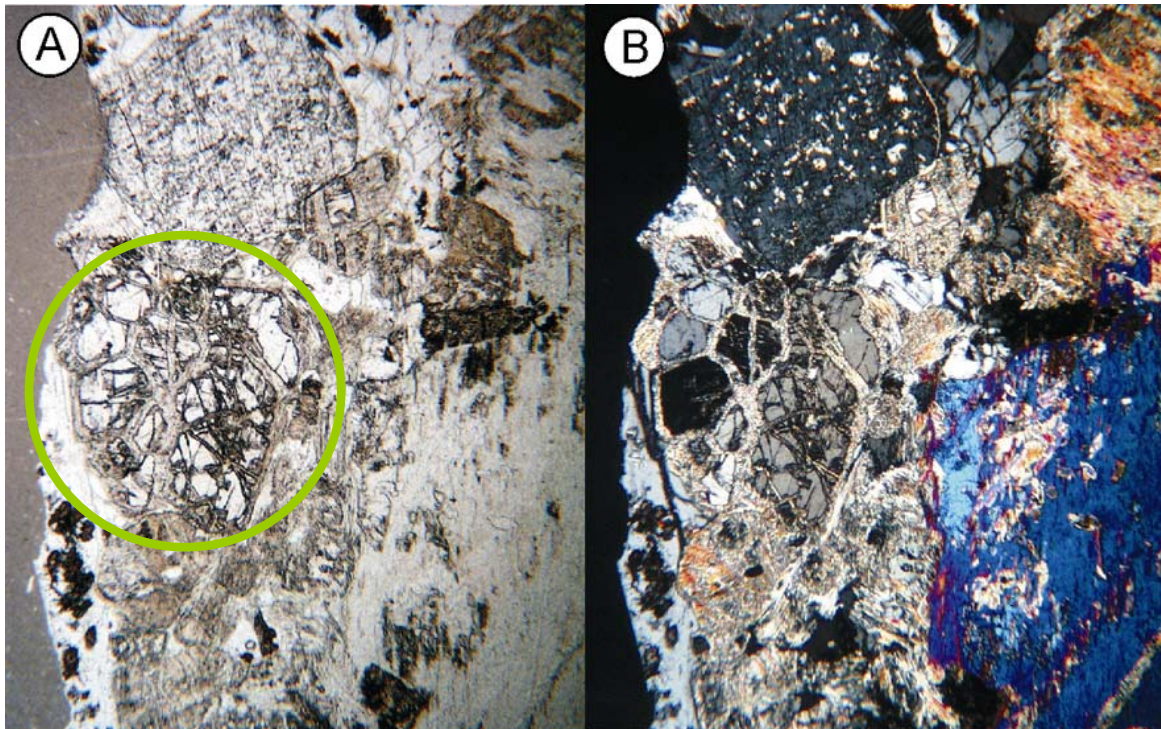


Abb. 6.56. Bastitisierter Orthopyroxen, Alterationstyp B; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff BK_4.

der Orthopyroxene nahezu komplett, oder in großen Teilen, in sekundäre Mineralparagenesen umgewandelt. Frische, unalterierte Körner finden sich in keinem der Typschliffe. Die Alteration der Orthopyroxene kann in 3 Kategorien (A-C) nach steigendem Alterationsgrad unterteilt werden.

Typ A) findet sich nur in Dünnschliffen mit einem Alterationsindex (A.I.) bis 1,5. Der Großteil des Kornes ist noch erhalten, aber die Bastitisierung entlang seiner Spaltrisse ist deutlich fortgeschritten. Orthopyroxen wird in Talk und oder Serpentin umgewandelt.

Typ B) kann in Dünnschliffen bis zu einem Alterationsindex von 2 beobachtet werden. Der Großteil des Kornes ist vornehmlich von Talk ersetzt, reliktsch findet sich aber noch Kernbereiche von unalteredem Orthopyroxen (Abb.6.56.).

Typ C) kommt ab einem Alterationsindex von 2 bis 2,5 vor. Der gesamte Orthopyroxen ist komplett in ein Gemenge aus einem magnesiumreichen Chloritmineral (Klinochlor) und

einem strahligen, farblosem Amphibol (Aktinolith oder Tremolit) ersetzt (Abb.6.55.). Typ A), B) und C) findet sich in den Typschliffen aus den China Mountain und Bonanza King Plutonen, während sich in den Typschliffen der Bear Creek und Tamarack Lake Plutone ausschließlich Typ C) finden lässt.

Amphibol findet sich in den Gabbonoriten sowohl primär wie auch sekundär. Letzterer überwiegt in den Gesteinen. Die Amphibole zeigen mit einer durchschnittlichen Korngröße von 2 mm bei einer Gesamtspanne von 0,3 bis 10 mm deutlich geringere Werte und Variationen als

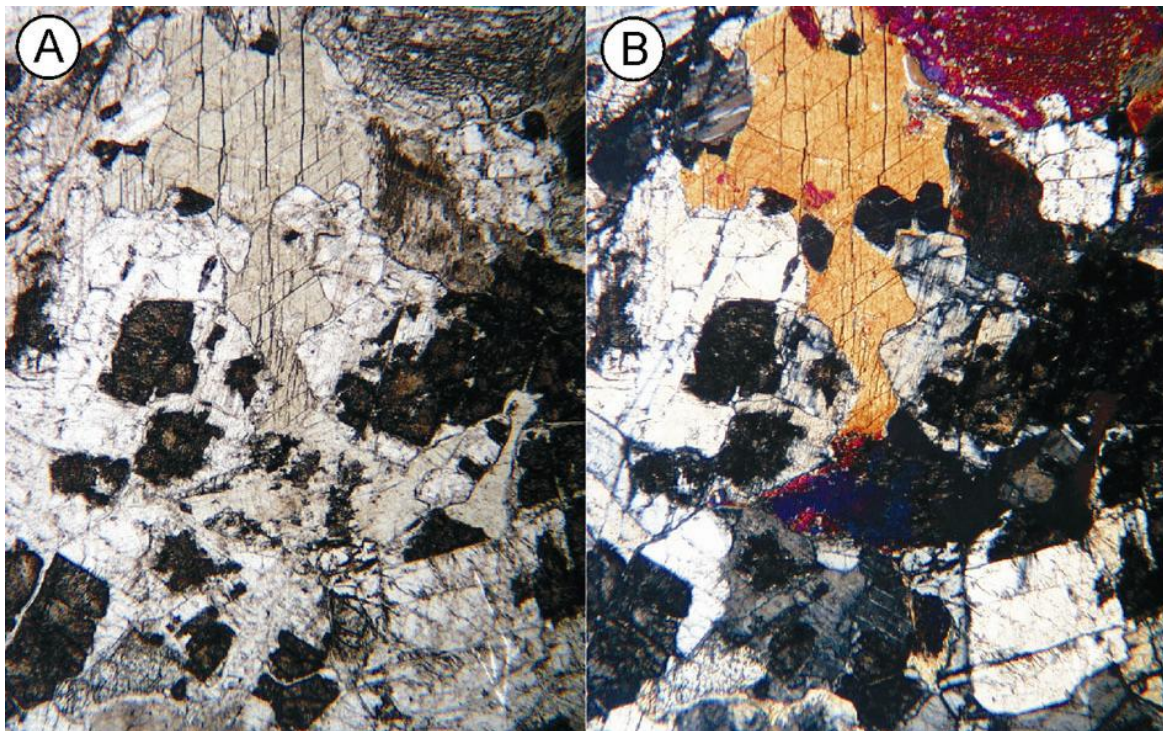


Abb. 6.57. Poikilitischer und interstitieller Amphibol; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff TR-28N.

die Plagioklase und Pyroxene. Auch in den pegmatitischen Gängen liegt ihre Spannweite mit 2 bis 40 mm bei einem Durchschnitt von 10 bis 20 mm deutlich unter der Korngröße der Hauptgemengteile. Ihre Ausbildung variiert zwischen eu- und anhedral, bei einer prismatischen teils auch tafeligen, bis hin zu einer wirrfaserigen Gestalt der Körner. Primärer und sekundärer Amphibol zeigen sowohl eine grünlich bis gelbliche Eigenfarbe, wie auch eine farblose Ausbildung. Der strahlige Amphibol ist generell farblos.

Eine einfache und vereinzelt auch eine Mehrfachverzwillingung, die durch eine Zwischenlamelle erkennbar ist, findet sich vor allem in den prismatisch oder tafelig ausgebildeten Körnern. Viele Amphibole, sowohl primäre wie auch sekundäre, zeigen eine gute Undulation

sowie gelegentlich eine Subkornbildung. Letztere findet sich vor allem in Amphibolen mit poikilitischer Struktur und in primären Körnern, die auf interstitiellen Positionen liegen (Abb.6.57.).

Poikilitischer Amphibol findet sich nur vereinzelt, er umschließt stark gerundete Körner von Klinopyroxen und/oder Plagioklas. Im sekundären Amphibol finden sich Einschlusskristalle von feinkörnigem Magnetit ($< 0,5$ mm). Die Amphibole liegen generell auf interstitiellen Positionen zu den Hauptphasen Plagioklas und Pyroxen (Abb.6.57.), vor allem an Dreipunktkorngrenzen von Pyroxen und Plagioklas und besonders zwischen alterierten Plagioklasen und anderen Phasen. Ihre Kornkontakte sind meist komplex lobat auch fransig, nur selten geradlinig ausgebildet. Besonders komplexe Kornkontakte zeigen sich dort, wo primärer Amphibol von strahlig ausgebildetem sekundärem Amphibol ersetzt bzw. umsäumt wird. Dies gilt auch für alle Pyroxenkörner, die von sekundärem Amphibol umsäumt oder ersetzt werden.

Akzessorisch finden sich in den Gesteinen Magnetit, Quarz und Titanit. Die beiden letzteren kommen besonders im Tamarack Lake und Bear Creek Massiv vor. Quarz- und Magnetitkörner zeigen meist eine anhedrale Gestalt bei Korngrößen zwischen 0,1 und 0,5 mm. Sie liegen überwiegend auf interstitiellen Positionen zu den anderen Phasen, meist in der Nähe von Triplepunkten. Magnetit findet sich teilweise auch als Einschlusskristall vor allem im sekundärem Amphibol. Titanit bildet eu- und subhedrale Körner sowohl auf interstitiellen Positionen, wie auch gelegentlich als Einschlusskristalle in grünem Amphibol. Seine Korngröße liegt etwa bei 0,1 mm.

6.6.3 Petrografie pegmatitische Gabbronoritgänge

Neben der pegmatitischen Korngröße in ihren Hauptgemengteilen zeigen die pegmatitischen Gabbronoritgänge besonders hinsichtlich der Alteration ihrer Hauptphase Plagioklas Unterscheide zu dem normalen Gabbronorit. Der Plagioklas ist hier oft durch ein Gemenge aus anhedralen Prehnitkristallen ersetzt. Chlorit findet sich bei der Plagioklasalteration nur untergeordnet. Sekundärer Kalzit ersetzt zum Teil randlich Plagioklas.

Orthopyroxen ist in allen Typschliffen komplett chloritisiert und die Amphibolkoronen um die Klinopyroxene weisen lokal Dicken von mehr als 3 mm auf (vgl. Abb.4.19.). Viele der pegmatitischen Klinopyroxenkörner zeigen neben einer Undulation auch eine gute Subkornfelderung und Hinweise auf ein spätere, bruchhafte Deformation.

Hauptmerkmal der Gänge sind jedoch die 1 bis 6 mm breiten Adern/Venen („veins“)

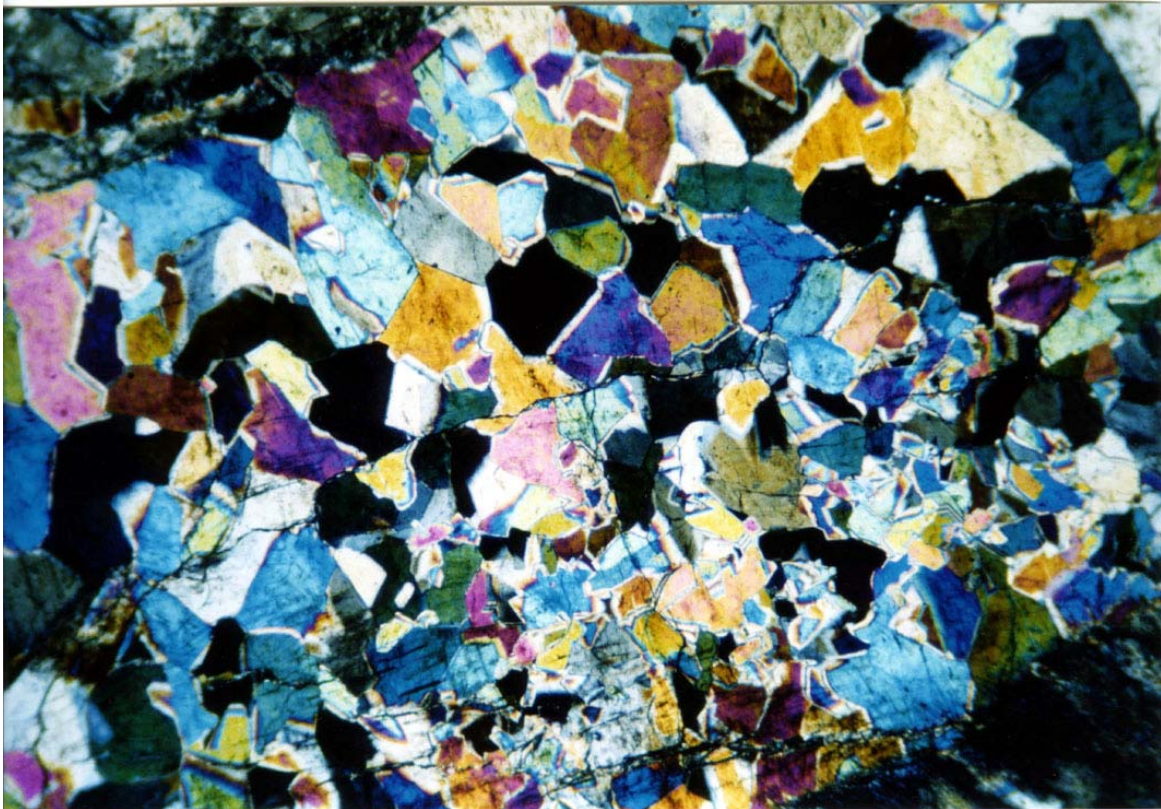


Abb. 6.58. Prehnitgang im pegmatitischen Gabbro-norit; XPL, Bildbreite 3,3 mm. Typschliff CM_79.

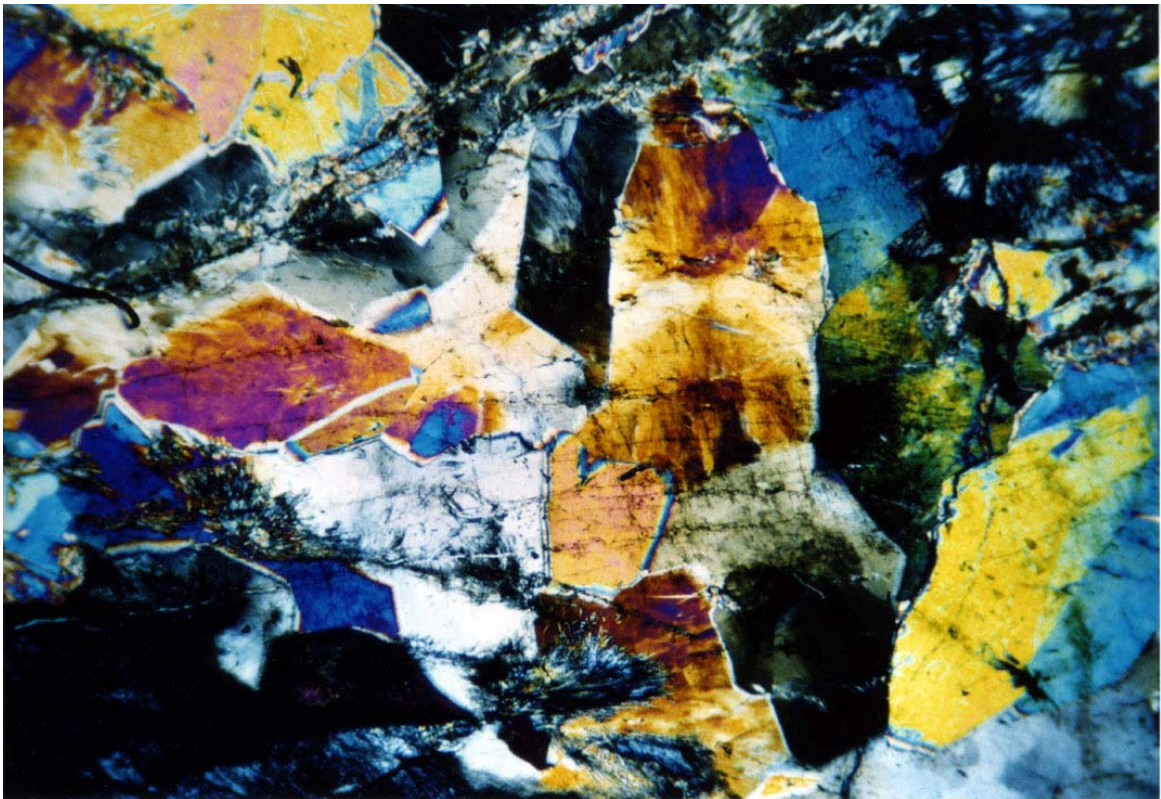


Abb. 6.59. Prehnitgang, gut sichtbar sind die Wachstumsdefekte der Kristalle; XPL, Bildbreite 3,3 mm. Typschliff CM_81.

aus Prehnit oder aus Prehnit und Quarz (Abb.6.58.). Die Prehnite sind überwiegend feinkörnig ausgebildet (0,5 bis 1 mm), bei einer subhedralen Gestalt. Sie lassen sich gut anhand ihrer Doppelbrechung und ihrer Wachstumsdefekte im Schliffbild identifizieren (Abb.6.59.). Die Kontakte der Adern zu den umgebenen Mineralen sind scharf und meist geradlinig ausgebildet (Abb.6.58.). Oxide und andere Akzessorien fehlen fast vollständig.

6.6.4 Petrografie variabel texturierter Amphibolgabbro

Die Amphibolgabbros aus dem Bonanza King Pluton stellen variabel texturierte Gesteine dar, die den Gabbronoriten hinsichtlich Textur und Struktur stark ähneln (vgl. Kap.4.6.3.3). Sie besitzen jedoch Unterschiede im Modalbestand und in ihrem, im Vergleich zu den Gabbronoriten, häufiger im Schliffbild anzutreffenden gleichkörnigen Gefüge. Makroskopisch fällt ihre dominante grüne Farbe auf.

Die Mehrheit der Typschliffe zeigt ein isotropes Gefüge, nur zwei Typschliffe (BK_44, BK_97) zeigen eine magmatische Foliation anhand eingeregelter Plagioklasleisten. Die petrografische Beschreibung basiert auf den Typschliffen BK_44, BK_61B, BK_63, BK_73, BK_97, BK_122 A+B, BK_135 und BK_144. Die modalen Durchschnittswerte für das Gestein finden sich in der Tabelle 6.7.

Proben:	Serie 2		agb		n=6			
Mineral:	Vol. %	Stabw	Mineral:	Vol.%	Stabw	Mineral:	Vol.%	Stabw
Olivin:	0	0	Alt-Plag:	49,2	10,44	Oxide:	0,4	0,26
Klinopyroxen:	0,82	1,86	Amphibol:	43,63	12,35	div.:	2	1,41
Orthopyroxen:	0	0	Alt-Opx:	0,32	0,43	Titanit:	0	0
Plagioklas:	1,43	3,18	Quarz:	2,2	3,19	A.I.:	2,71	0,1

Tab. 6.7. Gemittelte Modalgehalte der Serie 2 Amphibolgabbros. Abkürzungen s. Tab.6.1.

Die Plagioklase bilden wie in den Gabbronoriten den Hauptgemengteil der Mineralphasen aus (vgl. Tab.6.7.). Ihre Korngröße variiert zwischen 0,3 und 20 mm bei durchschnittlichen Größen von 1,5 bis 2 mm. Nur wenige Typschliffe zeigen eine serielle Korngrößenverteilung der Plagioklase, meist reicht sie nur von 0,3 bis maximal 3 mm (BK_61B) im Vergleich zu 1 bis 8 mm bei den Gabbronoriten. Insgesamt ist die durchschnittliche Korngröße geringer als in den Gabbronoriten. Die Plagioklase besitzen überwiegend eine subhedrale Ausbildung, bei einer inequidimensionalen dünn- bis dicktafeligen, teils auch leistenförmigen Gestalt. Längen- zu Breitenverhältnisse variieren im Amphibolgabbro zwischen 1 zu 1 und 5 zu 1.

Polysynthetische Verzwilligungen finden sich in den Plagioklasen der Amphibolgabbros deutlich seltener als in denen der Gabbonorite. Besonders die Verzwilligung nach dem Periklingesetz lässt sich nur selten beobachten, eine einfache Verzwilligung nach dem Albitgesetz dominiert. Ihre Zwillingslamellen fallen deutlich schmäler aus als in den Gabbonoriten, was ein Hinweis auf einen niedrigeren Anorthitgehalt in den Plagioklasen ist. Dies wurde durch Messungen in ihrer Auslöschungsschiefe bestätigt. Im Mittel ergab der Anorthit Gehalt etwa An_{60} im Vergleich zu An_{85} bei den Gabbonoriten. Einen weiteren Unterschied zeigen die Plagioklase anhand eines lokal entwickelten Zonarbaus (BK_97, BK_144). Der Zonarbau ist multiple entwickelt mit unterschiedlichen Zonenbreiten, die durchgehend aufgebaut sind.

Neben einer bruchhaften Deformation, die sich durch Schleppungen von Plagioklasen entlang diskreter Scherflächen zeigt, besitzen viele Körner eine undulöse Auslöschung. Eine

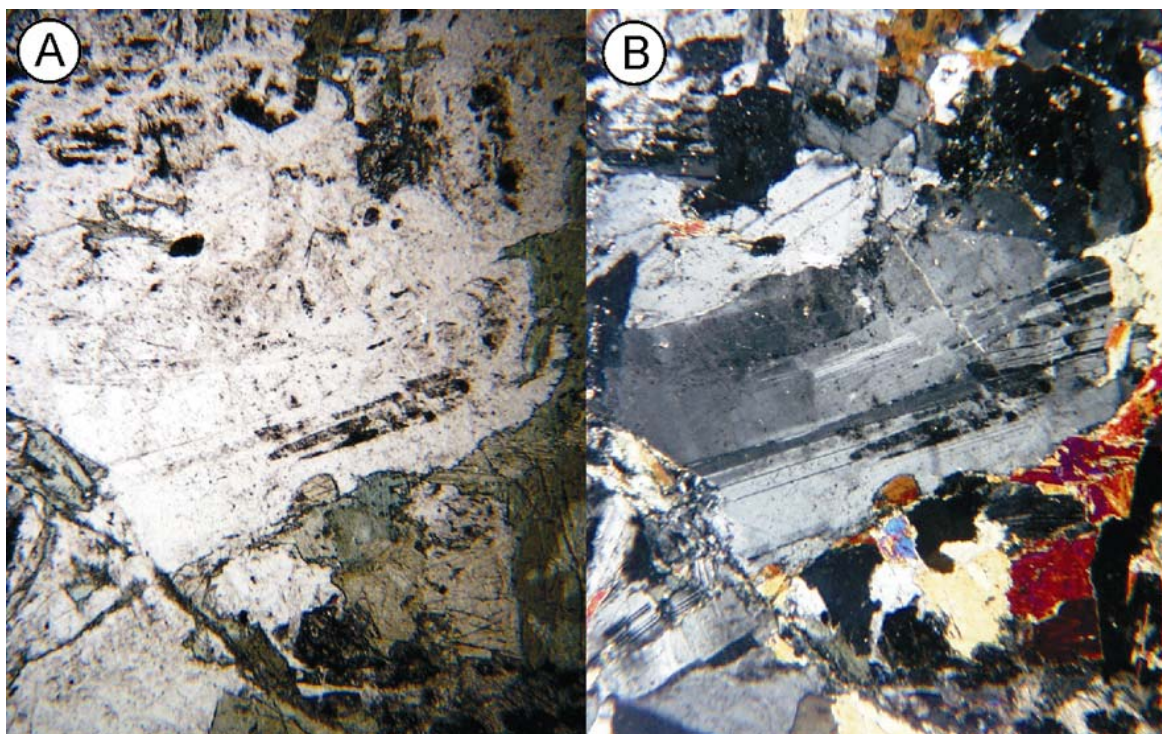


Abb. 6.60. Mechanische Verzwilligung in den Plagioklasen; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff BK_63.

Subkornfelderung findet sich nur in wenigen Körnern, so zum Beispiel in den Proben BK_61 und BK_144, deren Plagioklase auch mechanisch erworbene Zwillingslamellen entwickelt haben (Abb.6.60.). Diese Körner stellen allerdings eine Ausnahme dar, da sie direkt aus dem Übergangsbereich vom Gabbnorit zum Amphibolgabbro stammen. Generell finden sich nur

lokal isoliert liegende Körner mit Subkornfelderung, wobei die restlichen Körner außer einer schwachen Undulation keine Hinweise auf eine erlangte Deformation geben.

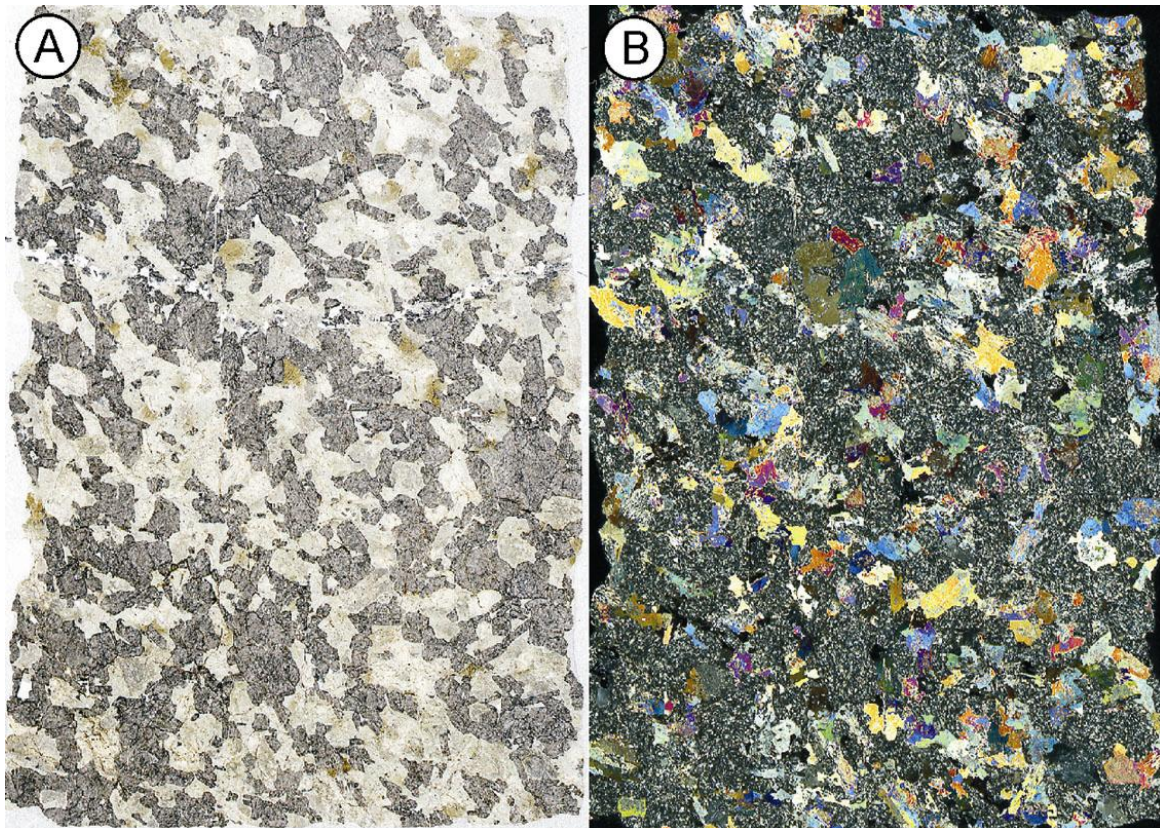


Abb. 6.61. Dünnschliffscan des Typschliffes BK_44. Deutlich zeigt sich die interstitielle Position des Amphibols; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 20 mm.

Wie auch in den Gabbronoriten haben nur wenige Plagioklase eine poikilitische Struktur mit Einschlusskristallen von Quarz und stellenweise Apatit ausgebildet. Auch in dieser Einheit bilden sie öfters Einschlusskristalle in Amphibolwirten. Ihre Kornkontakte untereinander sind meist flach, geradlinig oder komplex verzahnt. Zu Amphibol und Quarz sind ihre Kontakte sowohl flächig wie auch buchtig komplex ausgebildet (Abb.6.60.). Im Gegensatz zu den Gabbronoriten sitzen die Plagioklase in den Amphibolgabbros nicht mehr auf interstitiellen Positionen sondern bilden die Kumulusphase gemeinsam mit Amphibol und Klinopyroxen als Interkumulusphasen aus (Abb.6.61.).

Die Häufigste Form der Alteration bei den Plagioklasen ist die Saussuritisierung. Unterschiede zu der Alteration in den Gabbronoriten sind die hier deutlich vom Rand aus beginnende Alteration und das vermehrte Auftreten von Epidotkristallen als sekundäre Phase in den Kernbereichen, wohingegen bei den Gabbronoriten ausschließlich Zoisit vorkommt.

Weiterhin finden sich viele grünschieferfazielle Tieftemperatur Albite. Sie können sehr einfach von den primären Plagioklasen unterschieden werden, da sie keinerlei Alterationsspuren aufweisen (keine Trübung) und keine Verzwillingung entwickelt haben. Vereinzelte Körner werden randlich von einem strahligem Amphibol (Tremolit) verdrängt.

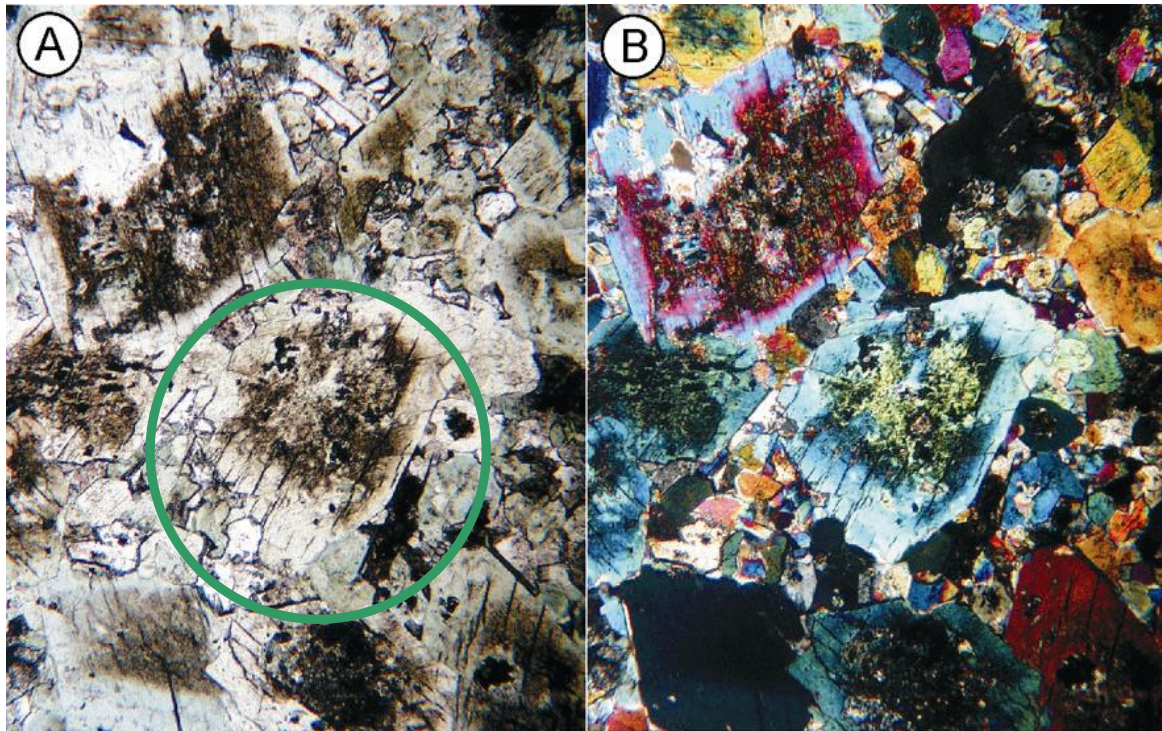


Abb. 6.62. Reliktkerne von Klinopyroxenen. Der Großteil der Körner ist schon in einen grünen Amphibol umgewandelt. Der Kernbereich zeigt eine starke Trübung anhand Mikroeinschlüssen von schwarzem Magnetit. Ebenfalls zeigt sich die serielle Korngrößenverteilung in den Amphibolen; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff BK_122.

Im Gegensatz zu Orthopyroxen, der in den Gesteinen/Dünnschliffen nicht mehr aufgeschlossen ist, findet sich in Proben nahe des Kontaktbereiches zum Gabbronorit (BK_61-63, BK_144) reliktsicher Klinopyroxen. Die modalen Proportionen der Klinopyroxene sind mit wenigen Vol. % (s. Tab.6.7.) deutlich geringer als in den Gabbronoriten, zumeist liegen die wenigen Körner im Schliff nur noch als reliktsiche Kerne vor (Abb.6.62.). Ihre Korngröße variiert zwischen 0,5 und 5 mm, bei Durchschnittswerten von etwa 1,5 mm. Innerhalb eines Schliffbildes sind die anhedralen Körner überwiegend gleichkörnig ausgebildet. In einigen Relikt-kernen lassen sich feine Entmischungslamellen erkennen, andere Kerne hingegen sind frei von Entmischungslamellen. Auch zeigen nur wenige Relikt-körner eine undulöse Auslöschung. Alle Relikt-körner liegen auf interstitiellen Positionen zu Plagioklas. Mit anderen Mineralphasen zeigt der überwiegende Teil keine direkten primären Kornkontakte, da sie entweder komplett von

Amphibol ersetzt sind oder nur Reliktkerne ausbilden. Die Kerne zeigen zumeist eine starke Trübung durch Oxid Entmischungen (vermutlich Magnetit) und Einschlusskristalle des Oxids (Magnetit). Frische, unalterierte Körner wurden in den Typschliffen nicht beobachtet.

Neben Plagioklas bildet nunmehr Amphibol die zweite Hauptphase aus (s. Tab.6.7.). In dieser Einheit dominiert der primäre Amphibol, wobei sekundärer Amphibol sich ebenfalls in den Typschliffen finden lässt. Dies gilt in besonderem Maße für die klinopyroxenführenden Typschliffe aus dem Kontaktbereich (Abb.6.62.). Die Korngröße der Amphibole variiert zwischen 0,2 und 20 mm, bei Durchschnittswerten um etwa 1,5 mm. Meist zeigen sie innerhalb

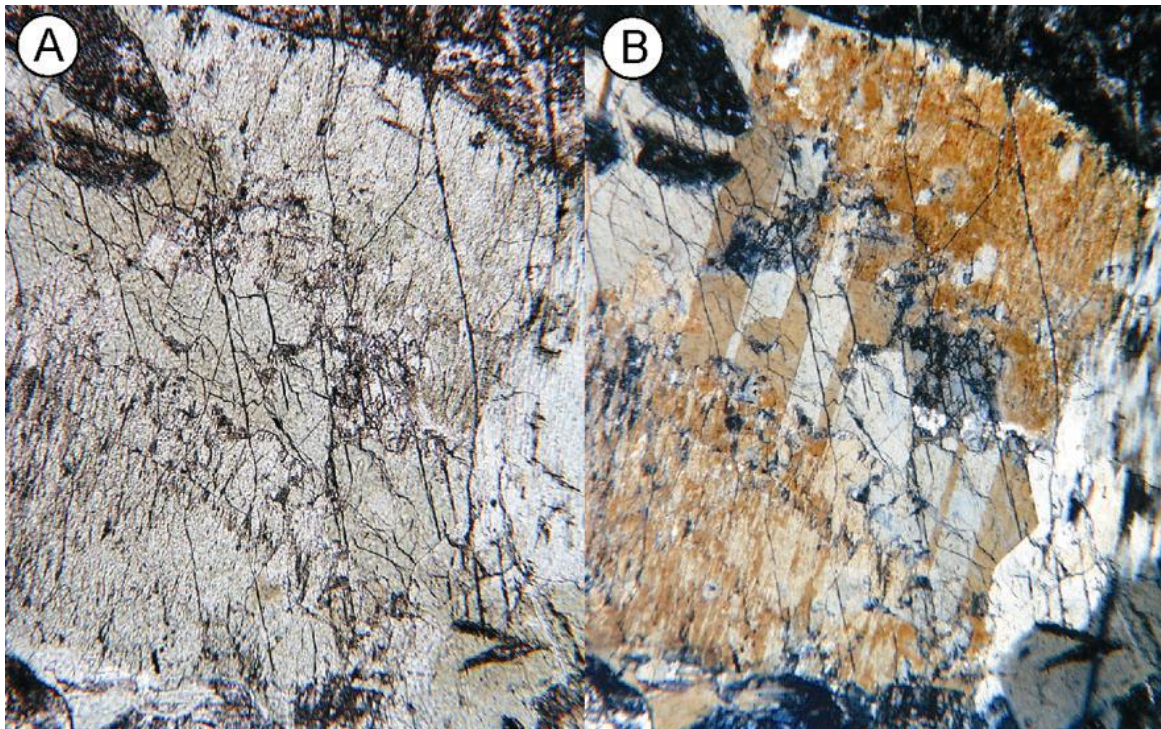


Abb. 6.63. Mechanische Verzwilligung in einer Hornblende; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 1,04 mm. Typschliff BK_63.

eines Schliffbildes eine serielle Korngrößenverteilung mit Größenübergängen von fein- bis grobkörnig. Auch variiert ihre Ausbildung oftmals zwischen eu- und anhedral, wobei euhedrale Kristalle seltener ausgebildet sind. Hinsichtlich ihrer Gestalt zeigen die Amphibole ebenfalls ein sehr breites Spektrum. Es variiert von strahlig, faserig teils auch stängelig ausgebildeten Aktinolithen bis hin zu tafelig, teils auch leistenförmigen Hornblendens. Aber auch wirrfaseriger Nephrit findet sich in einigen Proben. Mit ihrer Ausbildung verändert sich auch ihre Eigenfarbe von farblos (Aktinolith) über grün (Hornblende, seltener Aktinolith), bis hin zu gelblich braun (nur Hornblende).

Eine einfache und stellenweise auch Mehrfachverzwilligung ist vor allem in den prismatischen und tafeligen Körnern zu finden. In vielen Amphibolen finden sich vielfältige Hinweise auf eine erlangte schwach- bis mittelgradige Deformation. Neben einer deutlichen

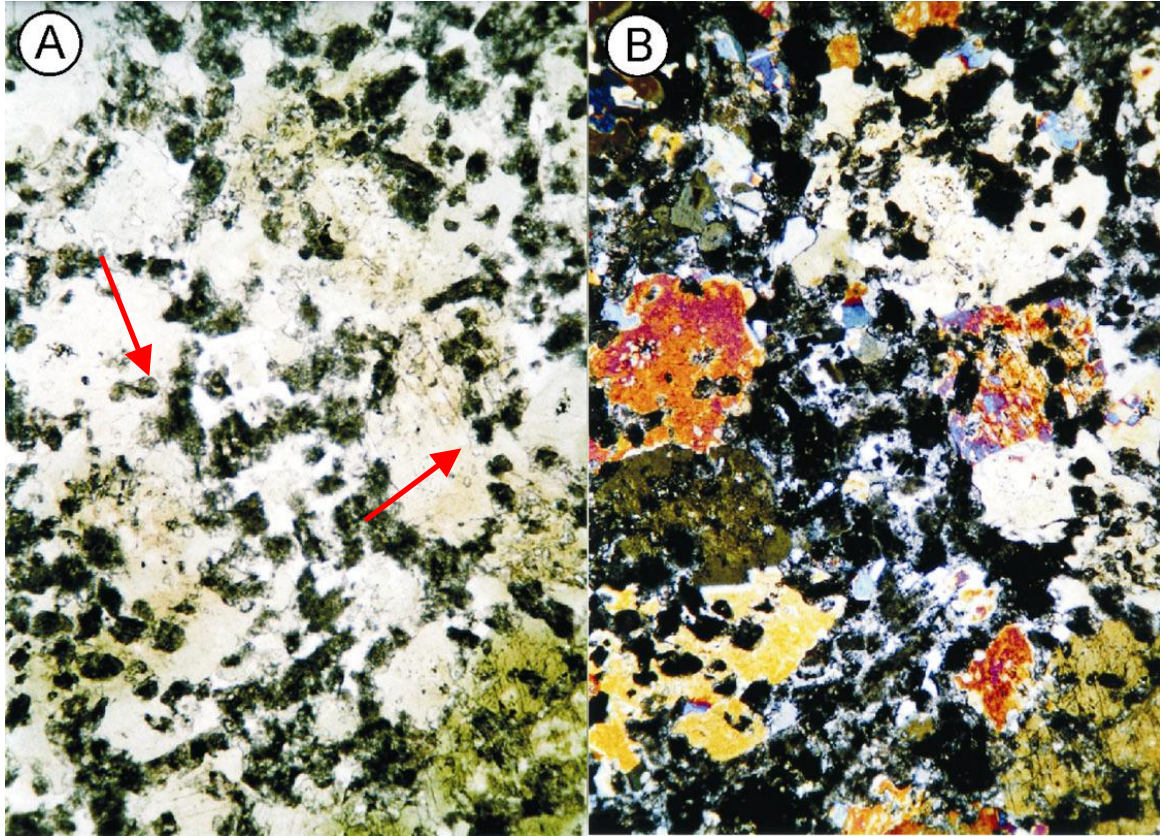


Abb. 6.64. Poikilitischer Amphibol mit vielen Einschlusskristalle von alteriertem Plagioklas (braun). Man beachte die kaum gerundete Form der Einschlusskristalle (Pfeile); A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,2 mm. Typschliff BK_73.

Undulation und einer Subkornfelderung weisen einige Körner auch eine mechanisch erworbene Verzwilligung parallel $\{101\}$ oder $\{100\}$ Flächen auf (Abb.6.63). Verbiegungen („*kinking*“) schräg zu ihren Langachsen ist ein weiteres entwickeltes Deformationsmerkmal in den Amphibolen.

Viele Körner zeigen neben einer koronalen auch eine poikilitisch ausgebildete Struktur (Abb.6.64.). Während erstere ein Kennzeichen der sekundären Amphibole ist, ist letztere vornehmlich bei den primären entwickelt. Plagioklas oder Quarz bilden die Einschlusskristalle in den poikilitischen Amphibolen aus. Vielfach finden sich mehr als 2 Einschlusskristalle in einem Wirtskristall (Abb.6.64.).

Die Amphibole liegen zumeist auf interstitiellen Positionen zu Plagioklas (Abb.6.61). Ihre Kornkontakte sind überwiegend komplex ausgebildet, wobei lobat-buchtige teils auch fransig-gezackte Kontaktformen dominieren. Sekundärer Amphibol ersetzt nicht nur Klinopyroxen sondern auch primären Amphibol. In einigen Typschliffen wird der primäre Amphibol korrodiert durch einen Saum von strahligem Aktinolith dessen Nadeln von außen in das Korn hineinwachsen. Viele der sekundären Körnern weisen einen braunen, teilopaken Hämatischleier auf.

Quarz bildet eine weitere Nebenphase. Seine Korngröße variiert zwischen 0,1 und 3 mm bei einer meist subhedralen Ausbildung. Der Großteil der Quarzkörner zeigt eine deutliche

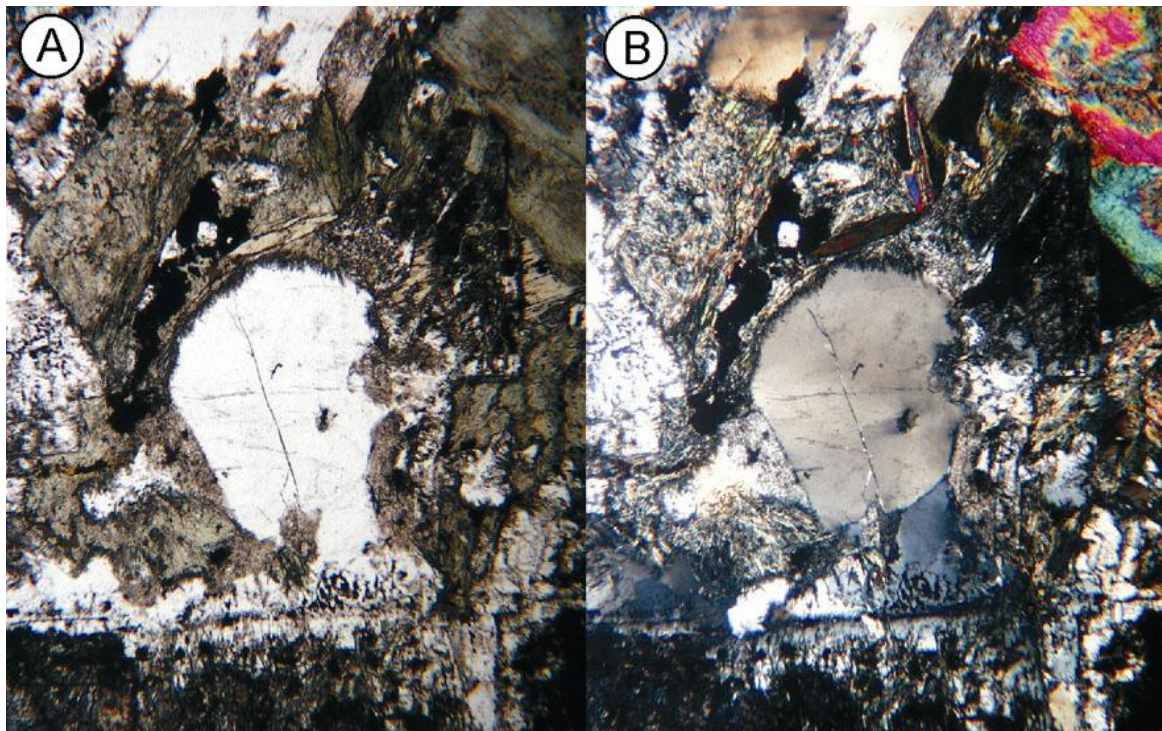


Abb. 6.65. Quarz mit einem aktinolithischen Saum. Die Nadeln des Saumes wachsen von außen in den Kristalle hinein; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff BK_73.

Undulation und zum Teil auch eine starke Subkornfelderung. Einige Körner besitzen eine polygonale Form mit annähernd Gleichgewichtswinkeln untereinander. Stellenweise haben die Körner Bulgingstrukturen entwickelt. Im Typschliff BK_73 werden die deformierten Quarzkörner von strahligem Aktinolith umsäumt. Dieser wächst vom Rand aus verdrängend in den Kristall ein (Abb.6.65).

Als akzessorische Phasen finden sich in den Amphibolgabbros vor allem Magnetit in höheren Modalgehalten als im Gabbronorit. Teilweise ist der Magnetit poikilitisch ausgebildet

und umschließt Amphibol oder Quarz als feine Einschlusskristalle. Weiterhin finden sich sowohl an Korngrenzen wie auch als Einschlusskristalle in Amphibol oder stellenweise auch in Plagioklas, euhedraler Apatit und subhedraler Titanit.

6.6.5 Petrografie Mikrogabbros und Dolerite

Mikrogabbros: Die Mikrogabbros werden anhand der Typschliffe BC_8 und BC_221 beschrieben. Die Mikrogabbros besitzen eine isotrope Textur mit equigranular körnigen, teils auch den Doleriten ähnlichen intergranularen Strukturen von Plagioklas und Amphibol als Hauptphasen und Quarz als Nebenphase (Abb.6.66.). Vereinzelt finden sich mittelkörnige Einsprenglinge von Plagioklas, Pyroxen und Quarz in der feinkörnigen, gabbroischen Matrix.

In den Typschliffen zeigen die Plagioklase der Grundmasse Korngrößen zwischen 0,2 und 1 mm, die der Einsprenglinge (Plagioklas) zwischen 2 und 3 mm, bei einer eu- bis

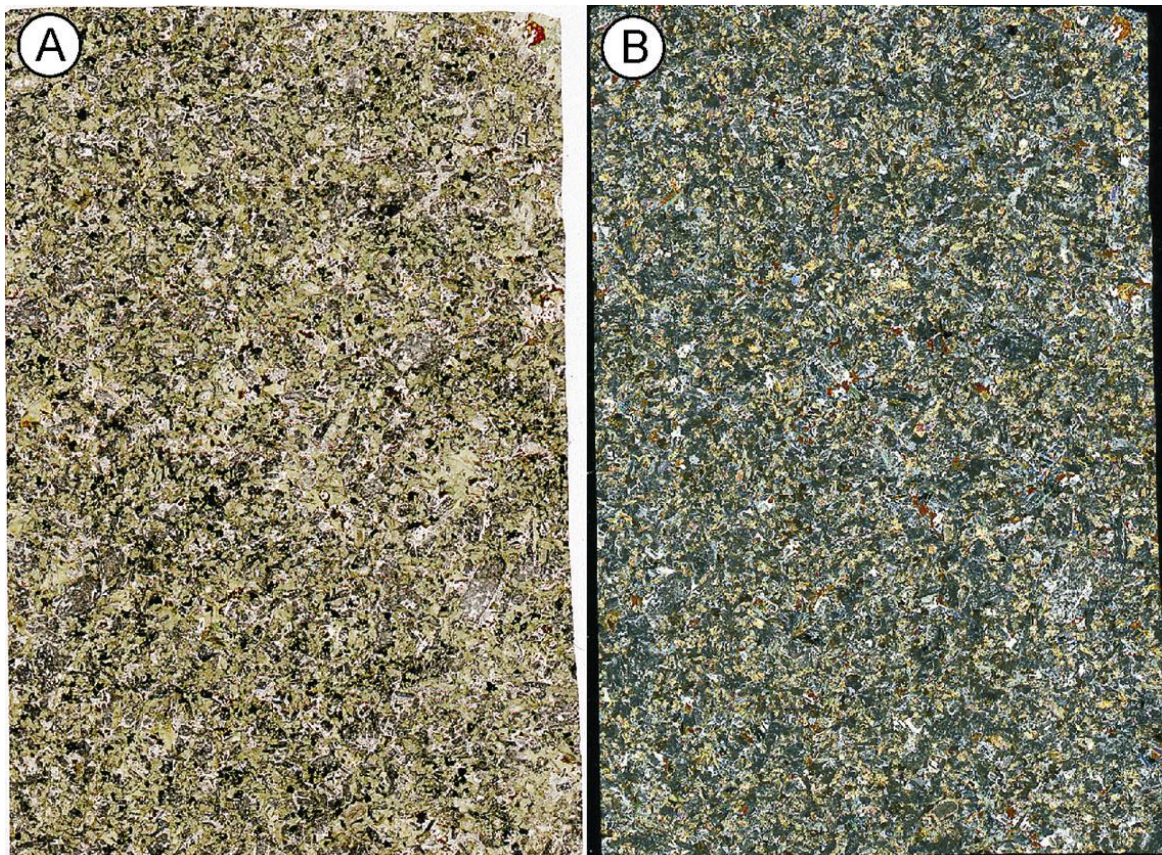


Abb. 6.66. Dünnschliffscan des Typschliffes BC_221; A) LPI; B) XPL, Bildbreite jeweils 20 mm.

subhedralen Ausbildung. Sie haben eine inequidimensionale tafelig bis leistenförmige Ausbildung entwickelt. Ihre Lang- zu Breitachsenverhältnisse variieren zwischen 4 zu 1 und 10 zu 1. Eine Vielzahl der Kristalle, besonders die Einsprenglinge, zeigen Relikte einer Einfach- und

Mehrfachverzwillingung. Ebenfalls finden sich in einigen Matrixplagioklasen, wie auch in den Einsprenglingen, Relikte eines Zonarbaues. Aufgrund der fortgeschrittenen Alteration kann jedoch keine exakte Aussage über die Art der Zonierung gemacht werden. Es können nur innerhalb der weniger alterierten Partien Zonen mit unterschiedlichen Zonenbreiten beobachtet werden. Die fortgeschrittene Alteration verhindert ebenfalls eine Aussage über eine erworbene Deformation der Plagioklase.

Die Matrixkristalle, wie auch die Einsprenglinge, sind entweder durch klare Epidotkristalle ersetzt, oder in Teilen in eine braune teilopake Masse aus Zoisit und Klinozoisit

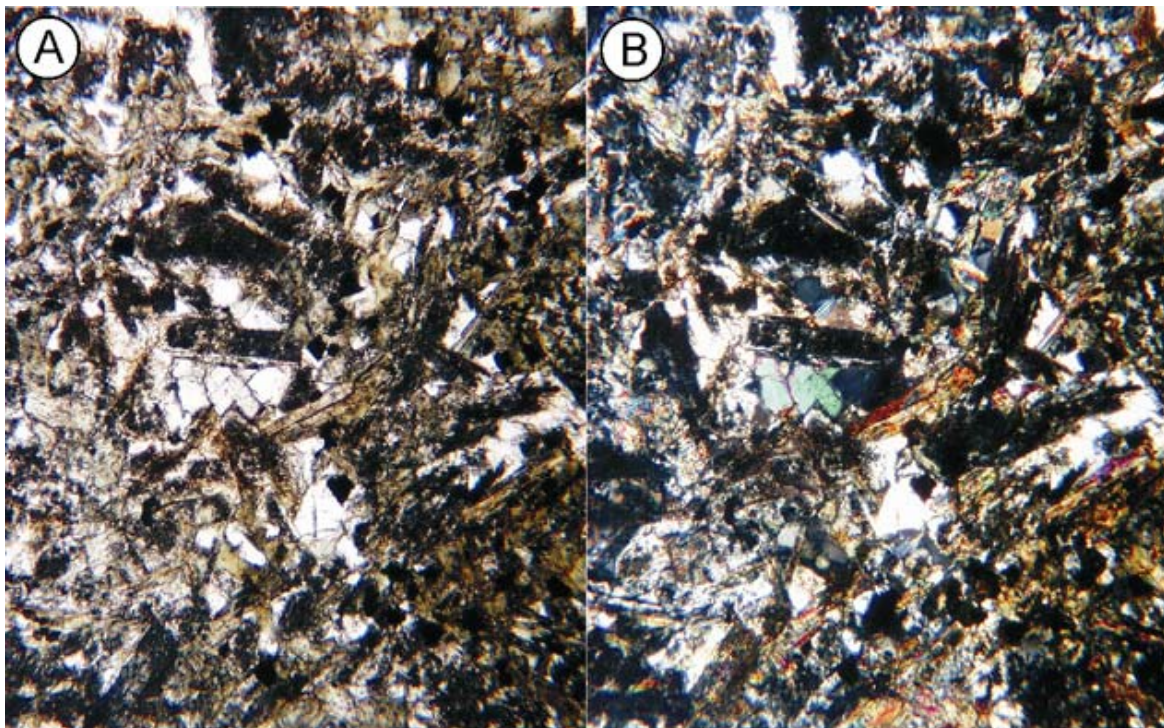


Abb. 6.67. Matrix eines Mikrogabbros. Epidot (grüner Kristall im XPL) kommt zusammen mit alteriertem Plagioklas vor; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff BC_8.

umgewandelt (Saussuritisierung). Sehr feine Chloritadern durchziehen die am stärksten alterierten Körner. Vereinzelt finden sich auch Epidotkörner neben nur schwach alterierten Plagioklasen (Abb.6.67.). Korngrenzen von Plagioklas zu den anderen Phasen sind meist komplex verzahnt ausgebildet, zu sekundärem Amphibol auch buchtig.

Die Amphibole besitzen Korngrößen von 0,5 bis 1 mm bei einer subhedralen Ausbildung. Sie haben eine inequidimensionale leistenförmige teils auch stängelige Gestalt entwickelt. Die grünen Amphibole haben neben einer magmatischen Verzwillingung auch oft

eine gute Undulation erworben, eine Subkornfelderung findet sich allerdings nur in wenigen lokal isoliert liegenden Einzelkörnern. Einige langprismatische Kristalle sind schräg zu ihrer Langachse mechanisch verbogen.

Primärer Amphibol wird lokal von sekundärem Amphibol, meist von strahligem Aktinolith, umsäumt und partiell ersetzt. In primärem wie auch in sekundärem Amphibol ist oft ein brauner Hämatitschleier entwickelt. Ebenfalls umsäumt sekundärer Amphibol kurzprismatische Klinopyroxen-Einsprenglinge. Teilweise sind die Einsprenglinge auch vollständig in einen strahligen sekundären Amphibol (Aktinolith) umgewandelt.

Als Nebenphase liegt Quarz auf interstitiellen Positionen zu Plagioklas und Amphibol. Die 0,1 bis 0,3 mm großen anhedralen Körner haben eine Undulation wie auch eine Subkornfelderung erworben. Als akzessorische Phasen finden sich Magnetit und Titanit. Vereinzelt liegen anhedrale Chloritkörner auf interstitiellen Positionen zwischen Plagioklas und Amphibol.

Dolerite: Auf Basis der Typschliffe BC_14, BK_42, BK_124B, BK_157 und CM_58C erfolgt die petrografische Beschreibung der Dolerite. Die Dolerite zeigen ein aphanitisch bis mikrokristallin-porphyrisches Gefüge, mit Einsprenglingen von Plagioklas, Klinopyroxen, Amphibol und Quarz. In ihrer Korngröße weisen sie eine hiatale Verteilung auf.

Die dichte, mikrokristalline Grundmasse wird von tafeligen bis leistenförmigen Plagioklasen und von stängelig bis langprismatisch ausgebildeten Amphibolen (Aktinolith, Hornblende) aufgebaut (Abb.6.68.). Beide besitzen eine meist subhedrale Ausbildung. Alle Körner zeigen hohe Längen- zu Breitenverhältnisse. Vereinzelt bilden die sonst richtungslosen Kristalle eine Fließregelung um große (> 2 mm) Einschlusskristalle aus. Teilweise lässt sich in den Matrixplagioklasen eine Trübung als Folge einer beginnenden Saussuritisierung erkennen. Als akzessorische Minerale finden sich in der Grundmasse neben schwarzen Magnetitkörnern auch vereinzelt rotbraune Spinelle und Titanit.

Klinopyroxen-Einsprenglinge besitzen bei Korngrößen zwischen 0,3 und 1,5 mm eine meist sub- bis anhedrale Ausbildung. Letztere dominiert, da die Einsprenglinge zumeist vollständig in einen sekundären strahlig ausgebildeten Aktinolith umgewandelt sind (Abb.6.69.). Nur vereinzelt zeigen sich reliktsche Kernbereiche, in denen sich trotz starker Trübung feine

Entmischungslammellen eines kalziumarmen Pyroxens erkennen lassen. Hinweise auf eine Verzwilligung oder auf eine erworbene Deformation können aufgrund der fortgeschrittenen Alteration nicht gemacht werden.

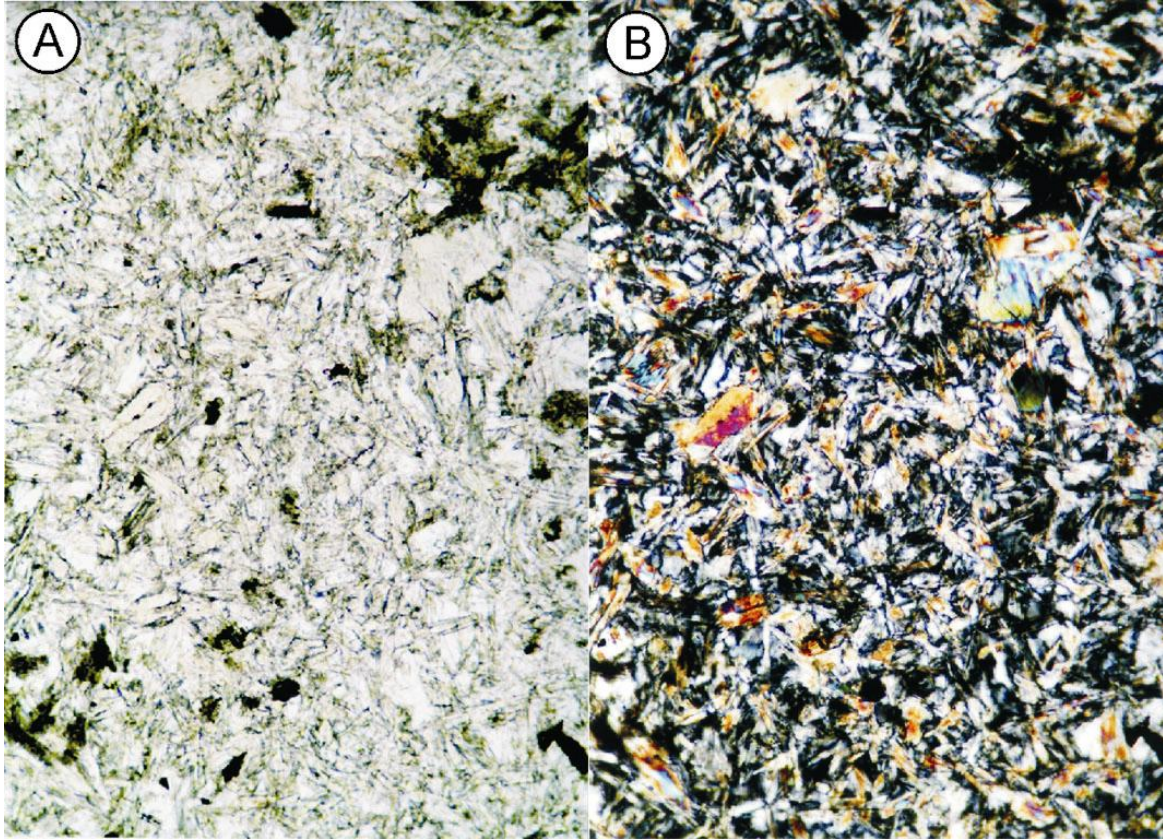


Abb. 6.68. Grundmasse eines Dolerites, bestehend aus Plagioklas und Amphibol; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 0,85 mm. Typschliff CM_58C.

Die Plagioklas-Einsprenglinge zeigen bei einer meist subhedralen Ausbildung Korngrößen zwischen 0,2 und 3 mm. Meist haben sie eine inequidimensionale tafelige Form entwickelt und zeigen neben einer Einfach- auch eine Mehrfachverzwilligung nach dem Periklin- und Albitgesetz. Ihre Alteration variiert je nach Probe zum Teil auch innerhalb eines Schliffbildes von nur schwach alteriert bis zu einer vollständigen Umwandlung in eine braune, teilopake Masse aus Zoisit und Klinozoisit.

Amphibol-Einsprenglinge (Hornblende) weisen bei einer stängeligen bis leistenförmigen, teils auch prismatischen Gestalt, Korngrößen zwischen 0,4 und 2,5 mm auf. Ihrer Eigenfarbe variiert zwischen farblos und gelblichgrün. Vereinzelt zeigen Körner einen sehr dünnen Saum eines sekundären, strahligen Amphibol, vermutlich von Aktinolith.

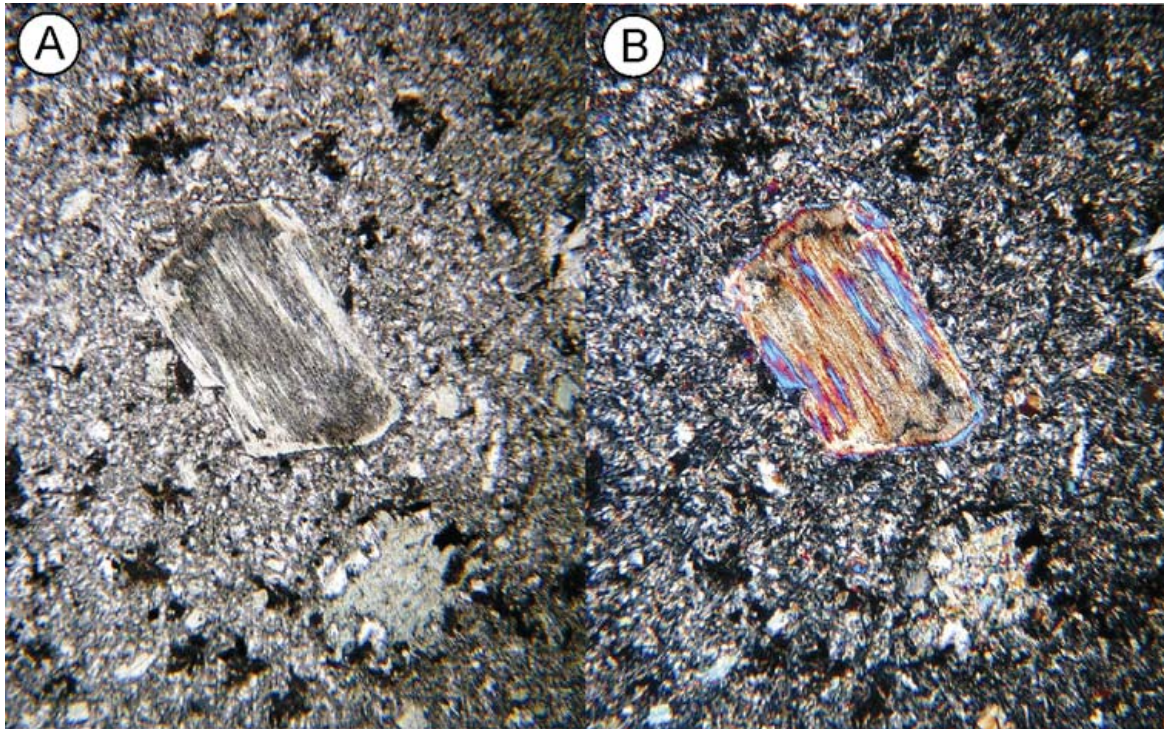


Abb. 6.69. Zu Amphibol umgewandelter Einsprengling von Klinopyroxen; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff CM_58C.

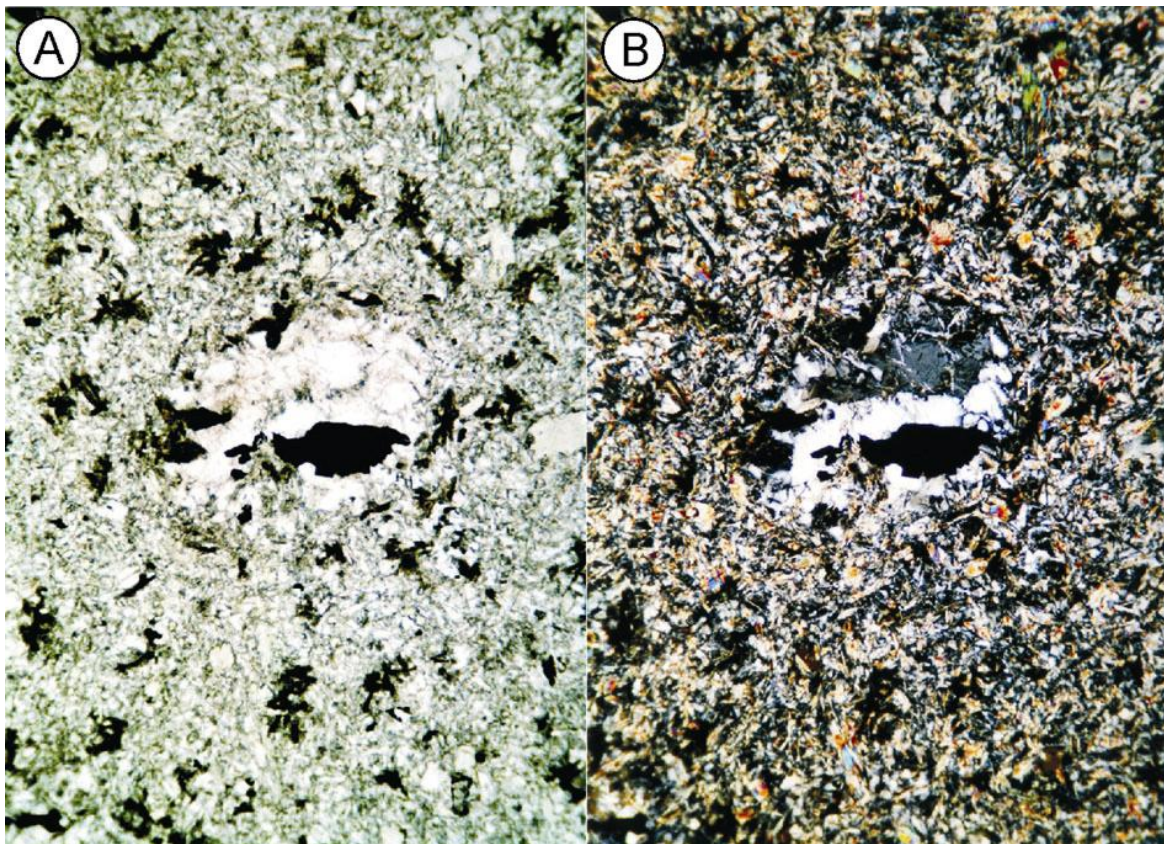


Abb. 6.70. Klumpen von Quarz und schwarzem Magnetit als Einschlusskristalle. Randlich wachsen strahlige Amphibolnadeln in die Quarze; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,2 mm. Typschliff BC_14.

Quarz bildet vereinzelt zwickelfüllende Mikro-Einsprenglinge aus. Ihre Korngröße liegt

zwischen 0,1 und 0,7 mm, bei einer meist anhedralen Ausbildung. Viele Körner haben eine Undulation und vereinzelt auch eine Subkornfelderung erworben. Die größeren Körner weisen oft, wie die Amphibole, einen Saum von strahligem Aktinolith auf, dessen Nadeln in den Kristall hineinwachsen (Abb.6.70.).

Des weiteren finden sich stellenweise euhedrale Zirkone als Einschlusskristalle in den Quarzkörnern und Prehnitkristalle als sekundäre Hohlraumfüllungen. Einige Typschliffe besitzen sehr feine Chlorit-Kalzit und Chlorit-Kalzit-Amphibol Adern, die den Typschliff richtungslos durchziehen.

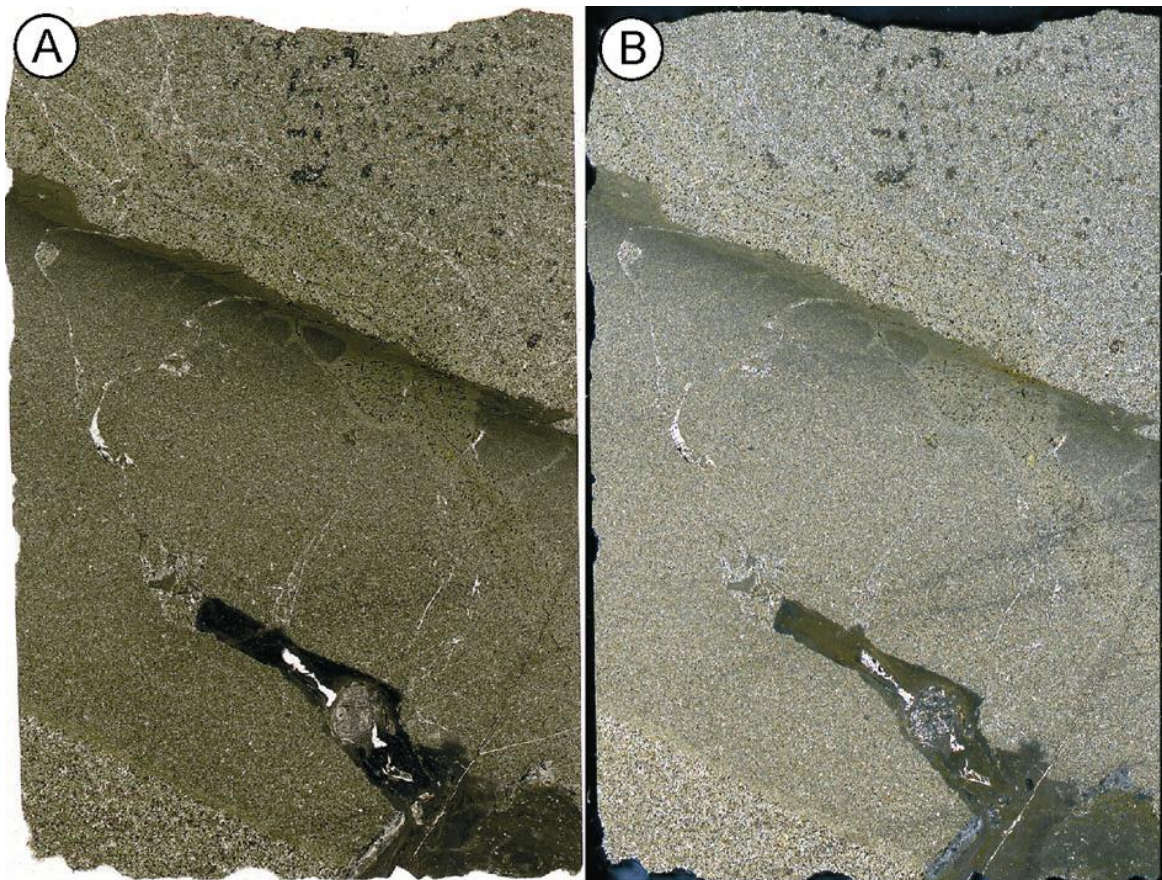


Abb. 6.71. Dünnschliffscan des Typschliffes BK_42. Gut sichtbar die „*dike on dike*“ Geometrie; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 20 mm.

Der Dünnschliffscan BK_42 (Abb.6.71.) zeigt sehr gut den kleinräumigen Aufbau des Gangkomplexes im Bonanza King Pluton mit seiner „*dike on dike*“ Geometrie. Gut sichtbar liegt in der Bildmitte ein etwa 20 mm breiter Doleritgang in einem älteren Doleritgang, der den Rest des Schliffbildes einnimmt. Der jüngere Gang zeigt an beiden Kontaktseiten ein

Abschreckungsgefüge. An seinem oberen Kontakt weist der Abschreckungsrand eine Breite von 1 mm auf, an seinem unteren nur 0,3 mm.

6.6.6 Interpretation

Der Serie 2 Gabbronorit entspricht einem typischen variabel texturiertem Gabbro der ozeanischen Kruste, wie er in vielen Ophiolith-Komplexen und aus Tiefsee Bohrungen (ODP/IODP) beschrieben wird (Cannat et al., 1995; Dick et al., 2000; Nicolas et al., 1993; Nicolas, 1989). Allerdings zeigen die Gabbronorite eine MORB untypische Ausscheidungsreihenfolge von Olivin-Klinopyroxen/Orthopyroxen-Plagioklas-Amphibol (s. Disk. 6.5.4).

Die schwache Deformation die in einigen Proben beobachtet wurde, könnte im Zuge ihrer Platznahme erlangt worden sein. Wesentlich komplexer ist die Fragestellung, ob es sich bei den Amphibol Mikro-Einschlusskristallen um primäre Entmischungen aufgrund einer Änderung im Chemismus der Schmelze handelt (z.B. Änderung des Wassergehaltes) wie es u.a. Coogan et al. (2001) in Gabbros vom Mittelatlantischen Rücken beschreiben, oder ob ein sekundärer Prozess die Ursache ist (s. Disk. 6.5.4). Insbesondere die Typschliffe aus dem Bear Creek und Tamarack Lake Pluton geben deutliche Hinweise auf eine durchdringendere und zum Teil höhergradige Alteration in diesen Körpern als in den übrigen Plutonen (China Mountain, Cabin Meadows und Bonanza King). Im Vergleich zu den Typschliffen der Serie 1 Pyroxenite (6.5.2) weisen die Typschliffe der Serie 2 generell eine stärkere Alteration auf.

Die Gabbronorit Typschliffe zusammen mit denen des Amphibolgabbros demonstrieren besonders anhand der Proben vom Kontaktbereich beider Einheiten (BK_61-63, BK_144) eine kontinuierliche Entwicklung von einem Gabbronorit über einen Gabbro bis hin zu einem reinen Amphibolgabbro mit nunmehr Plagioklas als Kumulus und Amphibol als Interkumulusphase. Orthopyroxen ist die erste Phase, die modal zurücktritt gefolgt von Klinopyroxen. Die Amphibolgabbro Typschliffe zeigen deutlich höhere Modalgehalte in den Phasen Amphibol, Quarz und in den Opakphasen als die Gabbronorite (vgl. Tab.6.6. zu 6.7.). Übergänge von Amphibolgabbro in den folgenden Mikrogabbro lassen sich im Gelände wie auch in Dünnschliffen beobachten. Der Mikrogabbro ist texturell und strukturell dem Amphibolgabbro sehr ähnlich, abgesehen von einer geringeren Korngröße und gleichkörnigen Ausbildung. Beide zeigen eine grünschieferfazielle Überprägung. Die gesamte Serie 2 kann also

als kogenetische Sequenz angesehen werden, die sich ausgehend von einem Gabbronorit über einen Amphibol- und Mikrogabbro bis hin zu den Doleriten entwickelt.

Der sekundäre Albit, die Alterationsart wie auch die entwickelten Deformationsstrukturen im Amphibol und Quarz geben klare Hinweise auf eine durchdringende grünschieferfazielle Überprägung der Einheit, zusammen mit einer schwach bis mittelgradigen Deformation. Das Bulging in den Quarzen, auch Ausbuchtungsrekristallisation genannt, zusammen mit ihrer Undulation und Subkornfelderung ist charakteristisch für eine niedertemperierte (300-400°C), dynamische Rekristallisation im grünschieferfaziellen Temperaturfeld (Passchier and Trouw, 2005; Vernon, 2004). Zu dieser niedrig temperierten und mittelgradigen Deformation passt auch die in den Amphibolen beobachtete mechanische Verzwillingung (Passchier and Trouw, 2005). Diese im Vergleich zu den Gabbronoriten deutlich sichtbaren Deformationsstrukturen im Amphibolgabbro, können vornehmlich auf den unterschiedlichen Modalgehalt der Amphibolgabbros zurückgeführt werden und nicht auf eine vergleichsweise höhergradige erlangte Deformation. Grund ist, dass Amphibol und Quarz schon bei relativ niedrigen Deformationsraten und Temperaturen Deformationsmerkmale wie eine Undulation und Subkornfelderung erwerben, wohingegen die Pyroxene von der Deformation unberührt bleiben (Passchier and Trouw, 2005; Vernon, 2004).

Der isotrope und variabel texturierte Amphibolgabbro kann als „*high level gabbro*“ interpretiert werden, da er alle texturellen und strukturellen Merkmale aufweist wie er an der Basis von Sheeted Dike Komplexen in vielen Ophiolithen beschrieben wird und im Bonanza King Pluton die Basis des dortigen Doleritkomplexes ausbildet (Boudier et al., 2005; Nicolas et al., 1993; Nicolas, 1989; Gillis, 2008; Pallister and Hopson, 1981). Bereiche kontaktmetamorpher, granulitischer Gabbros als Basis des Komplexes wurden sowohl im Gelände wie auch petrografisch nicht erkannt. Sie werden als Resultat von zyklischen Schwankungen im Niveau der Magmenlinse in ozeanischen Systemen mit schnellen Spreizungsraten gedeutet (Koepeke et al., 2008; Gillis, 2008). Für den Trinity Komplex bedeutet dies im Umkehrschluss, das ein solches „*Steady-State*“ System während der Platznahme der Serie 1 und 2 nicht existent war.

Die dominierende variable Textur der Serie kann auf einen relativ hohen Wassergehalt bzw. Gehalt an Volatilen (lokale Sättigung) in der Schmelze zurückgeführt werden, in Kombination mit episodischen Dekompressionsevents, die zu Gasverlusten führen. Das wirkt sich direkt aufgrund einer starken Unterkühlung („*supercooling*“) in Form von stark variablen Raten

der Keimbildung, Nukleation und des Wachstums auf die Phasen aus (Brandeis et al., 1984; Philpotts and Ague, 2009; Schwindinger and Anderson, 1987; Shelley, 1993). Auch reagiert jede Phase vollkommen unterschiedlich auf solche Prozesse, von hohen Nukleationsraten bei einer Phase bis hin zu einer Unterdrückung einer anderen Phase. Schwindinger and Anderson (1987) führen die Ursache der variablen Textur der Castle Lake Gabbros auf Wechselwirkungen zwischen dem Magma und dem serpentinierten Peridotit zurück.

6.7 Gesteine der Serie 3

6.7.1 Einleitung

Die in den Plutonen China Mountain, Bear Creek und Bonanza King (s. Kap.4.7) aufgeschlossene gebänderte Serie 3, wird anhand der Typschliffe BC_159.2, BK_26A, CM_14, CM_160, CM_361, CM_398, CM_400, P_2 und TR_29 petrografisch beschrieben. Sie bilden zusammen mit weiteren Dünnschliffen der Serie 3, die Grundlage für die in der Tabelle 6.8. gemittelten Modalgehalte der Serie.

Proben:	Serie 3 Gabbronorit n=19								
Mineral:	Vol. %	Stabw	Mineral:	Vol.%	Stabw	Mineral:	Vol.%	Stabw	
Olivin:	0	0	Alt-Plag:	40,36	15,67	Oxide:	0,84	1,75	
Klinopyroxen:	14,91	4,45	Amphibol:	8,47	5,89	div.:	2,05	5,13	
Orthopyroxen:	4,51	6,54	Alt-Opx:	18,19	5,44	Titanit:	0	0	
Plagioklas:	11,66	14,37	Quarz:	0,05	0,13	A.I.:	2	0,51	

Tab. 6.8. Gemittelte Modalgehalte der Serie 3 Gabbronorite. Abkürzungen s. Tab.6.1.

6.7.2 Petrografie gebänderter Gabbronorit

Die gebänderten Gabbronorite zeigen in allen Proben makroskopisch eine starke magmatische Foliation, die durch Einregelung ihrer Hauptmineralphasen Pyroxen und Plagioklas ausgebildet wird. Mit Ausnahme des Typschliffes BC_159.2, der deutlich grobkörniger ausgebildet ist, weisen alle anderen Typschliffe ein hypidiomorph gleichkörniges, anisotropes Gefüge auf, mit durchschnittlichen Korngrößen von 1,5 mm.

Die Plagioklase zeigen Korngrößen zwischen 0,4 und 1,5 mm im China Mountain, zwischen 1 und 2,5 mm im Bonanza King und zwischen 0,5 und 5 mm im Bear Creek Pluton. Ursache der großen Spannweite im letzteren liegt in der Probe, die aus einem korngrößengestützten Lagenbau stammt (Kap.4.7.3.1). Generell bilden die Plagioklase zusammen mit Orthopyroxen die grobkristallinsten Minerale der Serie aus. Zumeist haben sie eine inequidimensional tafelige bis leistenförmige Gestalt nach {100} entwickelt (Abb.6.72.). Vereinzelt tafelige Plagioklaskristalle zeigen gerundete Kornränder. Typische Lang- zu

Breitachsenverhältnisse variieren zwischen 1,5 zu 1 und 6 zu 1. Im Mittel liegen sie bei etwa 2,5-3 zu 1.

Wie auch in den Gabbronoriten der Serie 2 zeigen nahezu alle Körner eine Einfach- oder eine Mehrfachverzwillingung nach dem Periklin- und Albitgesetz. Beide Zwillingsgesetze

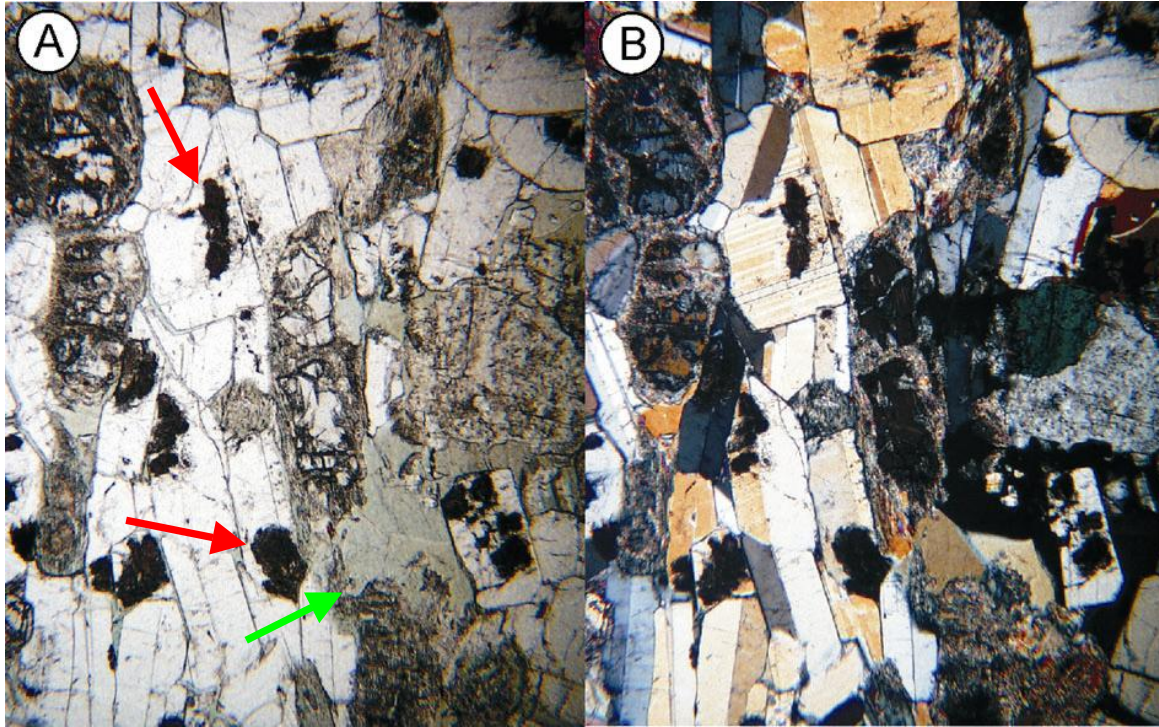


Abb. 6.72. Eingeregelt Plagioklase und Pyroxene; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff CM_14. Gut sichtbar zeigen sich die zu Zoisit (braune Masse) umgewandelten Kern- und zum Teil auch Randbereiche der Plagioklase (Pfeile). Grüner (sek.) Amphibol findet sich zwischen Plagioklas und alterierten Orthopyroxenen.

finden sich auch zusammen in einem Korn ausgebildet (Abb.6.72.). Die Plagioklase zeigen anhand ihrer relativ breit entwickelten Zwillinglamellen einen hohen Anorthitgehalt, was auch durch Messungen ihrer Auslöschungsschiefe an geeigneten Körnern bestätigt werden konnte. Im Schnitt lag der gemessene Anorthitgehalt in den Plagioklasen um An_{90} .

In einigen Schliffen (CM_14, CM_361, CM_400) haben Plagioklase vereinzelt eine mechanische Verzwillingung nach dem Albitgesetz, seltener nach dem Periklingesetz erworben (Abb.6.73.). Die breiten, linsigen Lamellen sind zum Teil leicht verbogen und keilen auf unterschiedlichen Breiten im Kristall aus. Diese Körner besitzen als einzige auch eine deutlich entwickelte Subkornfelderung. Eine Undulation dagegen hat der Großteil der Plagioklase in der Serie erworben. Die Plagioklase bauen sowohl die starke magmatische Foliation wie auch den

magmatischen Lagenbau der Serie mit ihren eingeregelt Langachsen parallel zur jeweiligen Foliations- und Laminationsrichtung auf (Abb.6.74.).

Vereinzelte Plagioklase haben eine poikilitische Struktur entwickelt mit stark gerundeten Einschlusskristallen von Klinopyroxen, sehr selten auch von meist alteriertem Orthopyroxen (Abb.6.75.). Selbst bilden sie nahezu ungerundete Einschlusskristalle in Amphibol-Wirtskristallen (Abb.6.77.).

Vergleichbar mit den Gabbonoriten der Serie 2, liegt auch hier die Mehrheit der Plagioklase auf interstitiellen Positionen zu den Pyroxenen. Ihre Kornkontakte untereinander sind meist geradlinig flächig oder verschachtelt ausgebildet (Abb.6.78.). Lokal haben sie

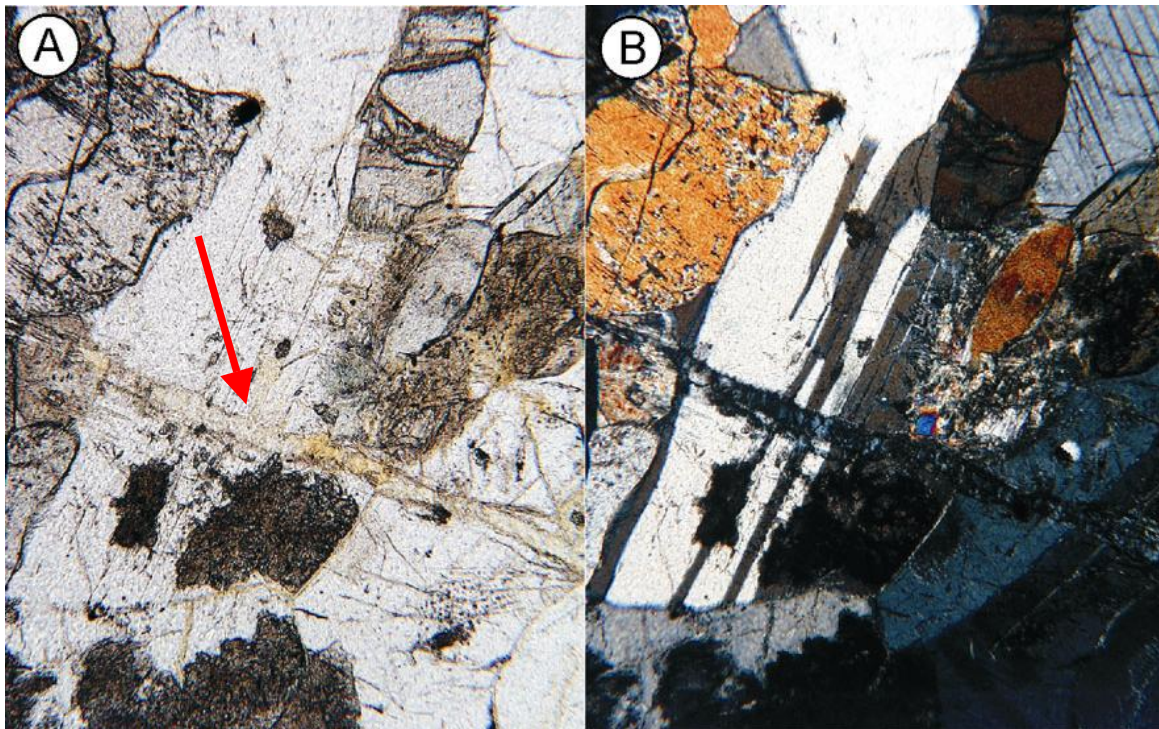


Abb. 6.73. Mechanische Verzwilligung nach dem Albitgesetz; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 1,04 mm. Typschliff CM_398A. Ein Mikroriss gefüllt mit Chlorit durchzieht die Abbildung (Pfeil).

untereinander annähernd Gleichgewichtswinkel von 110° bis 120° ausgebildet (CM_398). Zu den Pyroxenen zeigen sie komplex verschachtelte wie auch buchtige teils sogar lobate Kornkontakte, da sie stellenweise Einbuchtungen („*Embayments*“) in den Pyroxenen ausbilden.

Die Alteration in den Plagioklasen ist gekennzeichnet durch ein fleckiges, partielles Auftreten. Teils vom Rand aus, teils vom Kern aus beginnend, sind kleinräumige Partien der betroffenen Körner in ein braunes teilopakes Gemenge aus Zoisit und Klinozoisit umgewandelt

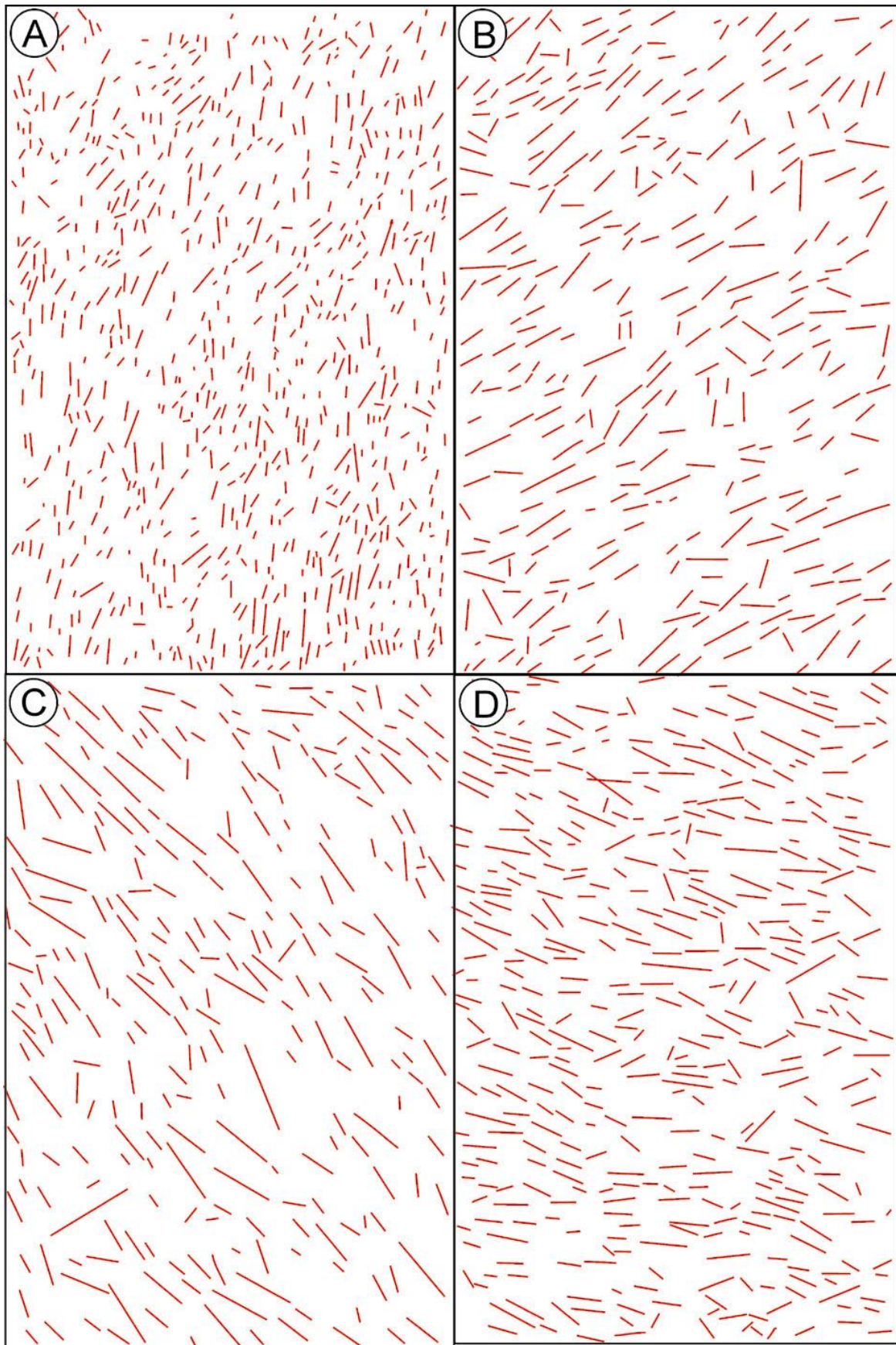


Abb. 6.74. Gefügeskizze der Typschliffe CM_398A (A), CM_361(B), CM_363.1 (C) und CM_305a (D). Die roten Linien stehen jeweils für die Länge und Orientierung der Langachse eines Pyroxen- oder Plagioklaskornes. Die Breite der Rechtecke entspricht jeweils 20 mm.

(Abb.6.72.). Im Vergleich zu den Serie 2 Gabbros finden sich nur sehr wenige Säume von Chlorit um die alterierten Körner.

Die Korngröße der Klinopyroxene variiert je nach Pluton zwischen 0,5 und 1,5 mm im China Mountain (CM), zwischen 0,5 und 2 mm im Bonanza King (BK) und zwischen 0,5 und 5 mm im Bear Creek Körper, bei einer Gleichkörnigkeit im einzelnen Schliffbild. Wie die Plagioklase haben sie überwiegend eine subhedrale Gestalt ausgebildet bei einer inequidimensionalen, allerdings kurzprismatischen Gestalt. Einige Körner weisen stark abgerundete teils auch zerlappte Kornränder auf. Nur wenige Körner sind frei von

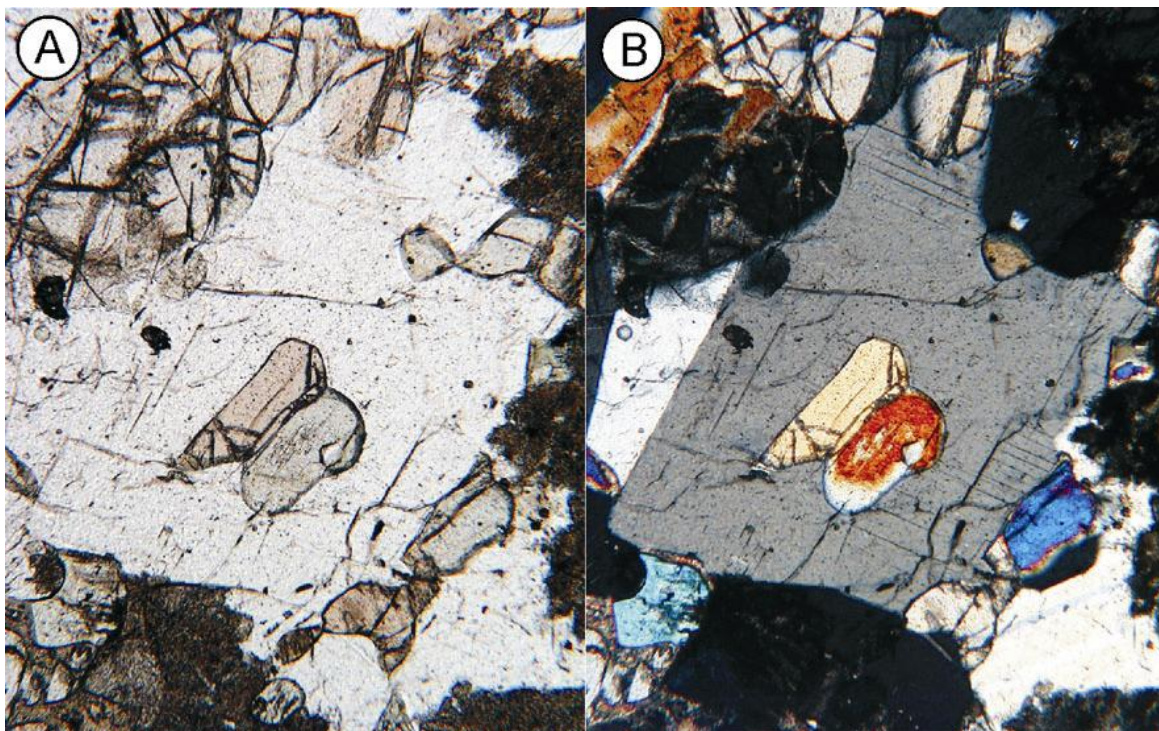


Abb. 6.75. Poikilitischer Klinopyroxen mit zwei Einschlusskristallen von stark gerundetem Orthopyroxen; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff CM_398B.

Entmischungslamellen, der Großteil hat feine, durchgehende Lamellen eines kalziumarmen Pyroxens nach $\{100\}$ entmischt. Eine magmatische Verzwillingung ist ebenfalls in einigen Klinopyroxenen ausgebildet. Wie auch in den Klinopyroxenen der Serien 1 und 2 (Kap.6.5 und 6.6) finden sich auch hier in vereinzelt Körnern sehr feine Entmischungskörper oder Einschlusskristalle eines meist farblosen Amphibols. Eine wie in der Serie 2 beobachtete parallel zu den Entmischungslamellen abgesonderte Entmischung konnte hier nicht beobachtet werden.

Eine Undulation hat etwa ein Drittel der Körner eines Schliffbildes entwickelt, wohingegen eine Subkornfelderung in keinem der Klinopyroxene aus dem CM und BK Pluton

beobachtet wurde. Nur im Typschliff BC_159.2 haben wenige der großen Klinopyroxene eine Subkornfelderung erworben. Wie auch die Plagioklase bauen die mit ihrer Langachse eingeregeltten Klinopyroxene die magmatische Foliation wie auch den Lagenbau auf (Abb.6.74).

Vereinzelte Klinopyroxene haben eine poikilitische Struktur mit gerundeten Einschlusskristallen (max. 2) von Orthopyroxenen entwickelt. Die Einschlusskristalle tragen

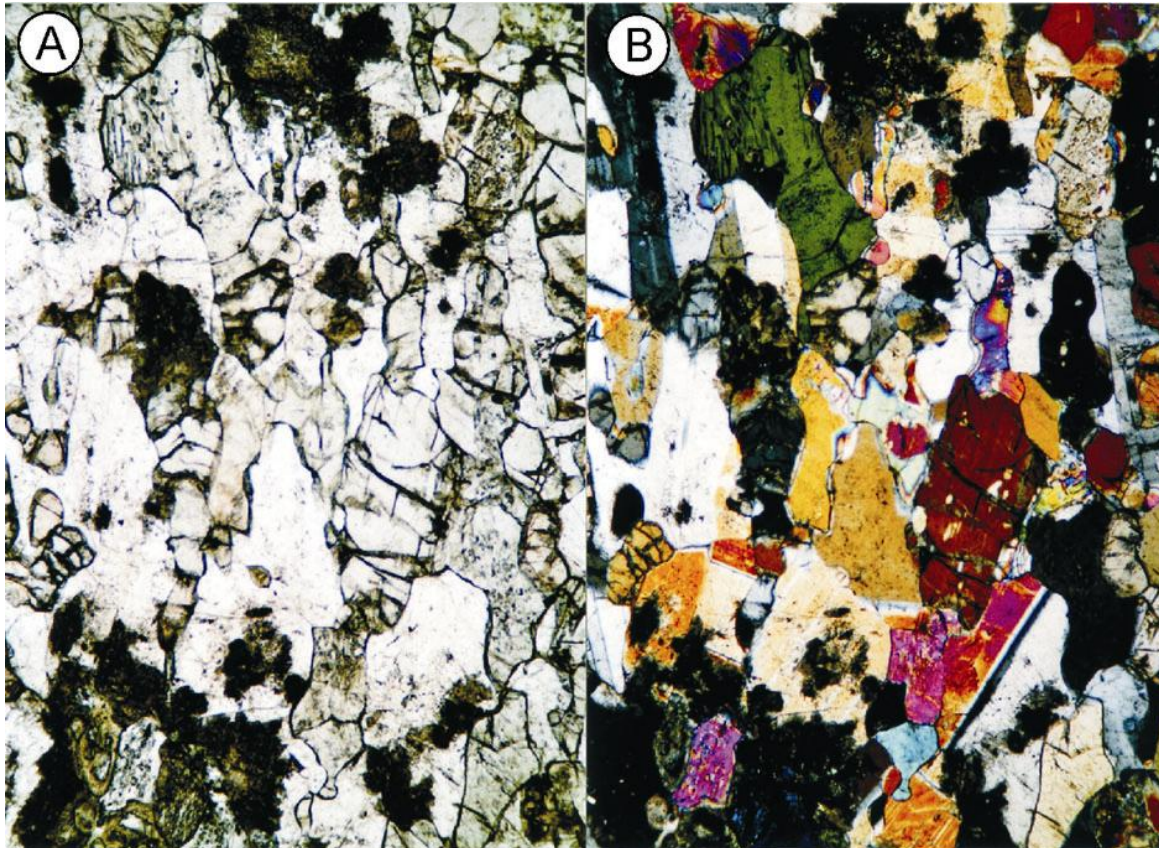


Abb. 6.76. Gefüge der Serie 3 mit Plagioklas auf interstitiellen Positionen zu den Pyroxenen. Die Einregelung der Minerale ist ebenfalls sichtbar (NNE-SSW); A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,2 mm. Typschliff CM_398B.

Anzeichen einer Alteration. Zu dieser Beobachtung passt auch die zu Orthopyroxen interstitielle Position der Klinopyroxene. Ihre Kornkontakte sind überwiegend komplex verzahnt („interlocking“) teils auch geradlinig flächig ausgebildet. Zu Plagioklas zeigen sie oft auch buchtige Kontakte. Die Klinopyroxene der Serie 3 weisen nur sehr geringe Spuren einer Alteration auf. Stellenweise besitzen Körner einen dünnen Saum von sekundärem Amphibol, nur sehr wenige Körner sind partiell von einem strahligen Aktinolith ersetzt.

Auch die Korngröße der Orthopyroxene variiert von Pluton zu Pluton. Im China Mountain zeigen sie Korngrößen zwischen 0,5 und 2 mm, im Bonanza King zwischen 1 und 2,5

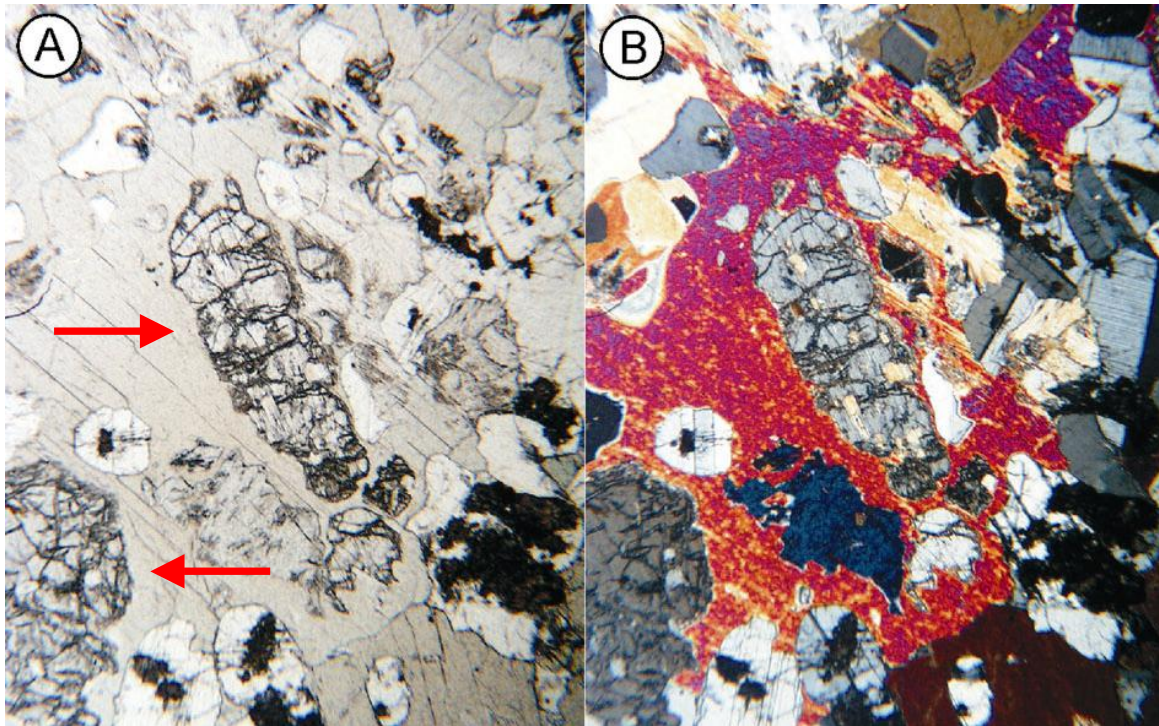


Abb. 6.77. Orthopyroxen mit beginnender Bastitisierung (Alterationstyp A) in poikilitischem Amphibol. Man beachte seine nahezu ungerundete Kornform; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Der Amphibol umschließt zudem noch ein rundes Plagioklas- und ein Klinopyroxenkorn (blau im XPL). Tvschliff TR 29.

mm und im Bear Creek zwischen 1 und 10 mm. Ihre vorwiegend gleichkörnige Ausbildung variiert in Abhängigkeit von der Alteration zwischen sub- und anhedral, bei einer inequidimensionalen kurzprismatisch bis tafelig-leistenförmigen Form (Abb.6.77.). Vereinzelt zeigen sich an Ecken und Kanten abgerundete Kristalle. Viele, insbesondere die großen langprismatischen Körner (> 1,5 mm), haben etliche feine und durchgehende Lamellen eines kalziumreichen Pyroxens, parallel {100} entmischt.

Die Orthopyroxene besitzen Vergleichsweise öfters und mehr Deformationsmerkmale als die Klinopyroxene. Die Mehrheit der Körner hat eine gute Undulation ausgebildet, bei den großen leistenförmigen Körnern auch in Kombination mit einer Subkornfelderung. Auch die Orthopyroxene sind mit ihren Langachsen in Richtung der magmatischen Foliation und des Lagenbaues eingeregelt (Abb.6.74.).

Die Ausbildung ihrer Kornkontakte variiert stark in Abhängigkeit von der Alteration. Unalterierte Körner besitzen zu den anderen Mineralphasen meist geradlinige, flächige Kontakte,

teils aber auch verzahnte Kontaktformen. Bei fortschreitender Alteration dominieren komplex buchtige Kontaktformen.

Die Alteration in den Orthopyroxenen variiert in der Serie zwischen den Typen A und C (Kap.6.6.2), wobei der Typ A in den China Mountain Proben dominiert, Typ A und B in den Proben aus dem Bonanza King und Typ B und C in den Proben aus dem Bear Creek Pluton (Abb.6.78.). Eine Typ C Alteration von Orthopyroxen in ein Gemenge aus einem

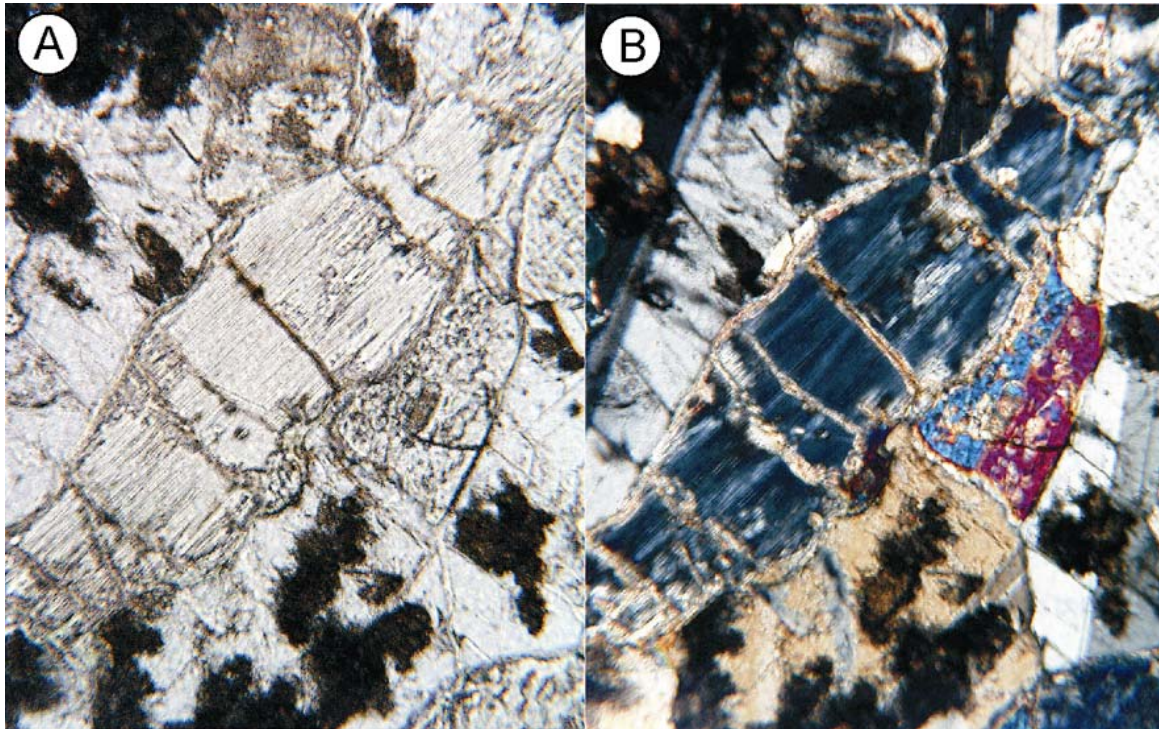


Abb. 6.78. Alterierter Orthopyroxen, Alterationstyp C. Gut sichtbar im XPL die blaue Farbe der Chloritminerale; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 1,04 mm. Typschliff BK_62A.

magnesiumreichen Chloritmineral (vermutlich Klinochlor, gut an seinen anomal bläulichen Interferenzfarben zu erkennen) und feinstkörnig strahlig ausgebildetem Aktinolith, gibt die Abbildung 6.78. Auch hier sind die Orthopyroxene im Vergleich zu den anderen Mineralphasen deutlich stärker von Alterationsprozessen betroffen.

Als Nebenphase findet sich in der Serie primärer und sekundärer Amphibol, mit Korngrößen zwischen 0,2 und 5 mm. Ihre Ausbildung im Schliffbild ist zumeist anhedral, in Kombination mit einer serialen Korngrößenverteilung. Primärer Amphibol hat neben einer Einfach- und Mehrfachverzwillingung oft auch eine poikilitische Struktur entwickelt (Abb.6.77.). Als Einschlusskristalle finden sich nahezu ungerundete Körner von Plagioklas, Klino- und Orthopyroxen. Letzter zeigt meist Anzeichen einer Alteration. Besonders die poikilitischen

Amphibole haben eine gute Undulation oft in Kombination mit einer leichten Subkornfelderung erworben. Deutlich seltener als in den anderen Serien findet sich feinfaserig strahlig ausgebildeter Aktinolith.

Primärer Amphibol liegt auf interstitiellen Positionen zu den anderen Mineralphasen, besonders an Dreipunktkorngrenzen von Pyroxen und Plagioklas. Sekundärer Amphibol findet sich als feiner grünlicher Saum um alterierte Klinopyroxene und zum Teil auch als lokales Umwandlungsprodukt von Klinopyroxen (topotaxie). Die Kornkontakte von primärem Amphibol zu den anderen Phasen sind vorherrschend komplex ausgebildet.

Als akzessorische Phasen finden sich in den Typschliffen, wie auch in den Nicht-Typschliffen, nur sehr vereinzelt kleine Körner ($< 0,5$ mm) von anhedralem schwarzem Magnetit und noch seltener, von schwarzbraunem Ilmenit zum Teil mit ausgebildeter Leukoxenstruktur.

6.7.3 Ursache der Bänderung

Die Entstehungsprozesse, die hinter einem magmatischen Lagenbau stehen, wie er in vielen mafischen und ultramafischen Komplexen (z.B. Stillwater, Skaergaard, Rhum) aufgeschlossen ist, wurden bis vor etwa einem Jahrzehnt mit Bildungsprozessen aus der Sedimentologie erklärt. So verglichen z.B. Wager and Deer (1939) die Bildung der gradierten magmatischen Schichtung im Skaergaard Komplex, mit der Bildung von sedimentären Turbiditen. Schmelzströme von dichten Kristallen steigen die Wände einer Intrusion hinab und breiten sich gravitativ am Boden der Magmenkammer aus, wo dichtere Minerale (Fe-Mg-Minerale) sich zuerst abseigern (Wager and Deer, 1939). Dieser Prozess der gravitativen Abseigerung oder auch magmatischer Sedimentation (Irvine, 1982; Wager and Brown, 1968), wo ausgehend von Dichteunterschieden vorhandener Minerale einer Schmelze die Minerale mit höherer Dichte, wie beispielsweise Olivin, frühzeitig abseigern als weniger dichte Minerale wie Plagioklas, war als Modell zur Bildung von gradiertem Schichtung bis weit in die achtziger Jahre sehr verbreitet.

Mit dem gravitativen Modell lassen sich jedoch viele Ausbildungen, wie zum Beispiel eine vertikale gradierte Schichtung, vertikale Tröge oder eine inverse Gradierung mit plagioklasreichen Lagen an der Basis nicht erklären, die sich in nahezu jedem lagigen Komplex beobachten lassen (McBirney and Noyes, 1979; McKenzie, 1984). Ein weiterer Punkt der gegen einen gravitativen Seigerungsprozess spricht, ist die Veränderung in den physikalischen

Eigenschaften, insbesondere der Viskosität, von sich abkühlenden Schmelzen. McBirney and Noyes (1979) zeigten, dass mit dem Erreichen der Kristallisationstemperatur der ersten Minerale die Schmelze zu einer Nicht-Newton Flüssigkeit wird. Infolgedessen weist die Schmelze mit fallender Temperatur eine Zunahme in ihrer Scherfestigkeit auf, besonders wenn Pyroxen und Plagioklas kristallisieren (McBirney and Noyes, 1979). Diese Scherfestigkeit muss, um Konvektionsprozesse in einer Schmelze stattfinden zu lassen, erst überschritten werden, ebenfalls beeinträchtigt die zunehmende Viskosität das Absinken einzelner Kristalle (Philpotts and Ague, 2009).

Aktuelle Modelle unterscheiden generell zwischen zwei Prozessen die zu einem magmatischen Lagenbau führen. Der dynamische Prozess zur Bildung eines Lagenbaus wird von Schmelzflüssen in Systemen mit gezwungener Konvektion aufgebaut. Dies sind beispielweise neue Schmelzschübe, oder ein Magmenfluss, ausgelöst durch den Kollaps von voluminösen Kristallbreistapeln (Philpotts and Ague, 2009). In statischen Systemen wird durch Konvektions- und Kompaktionsprozesse aufgrund von Nukleation und Wachstum von Kristallen an Wänden, Dächern oder am Boden der Magmenkammer, ein nicht dynamischer Lagenbau ausgebildet (Boudreau and McBirney, 1997; Brandeis et al., 1984; Philpotts and Ague, 2009). In statischen Körpern mit freier Konvektion kann die Konvektion auf zwei Prozesse, zum Teil auch kombiniert, zurück geführt werden. Hauptantrieb der Konvektion in isolierten Magmenkammern ist eine Dichteänderung in der Schmelze, ausgelöst durch ihre Abkühlung (thermische Konvektion) und/oder einer Änderung ihrer Schmelzzusammensetzung wie zum Beispiel durch Kristallwachstum (kompositionelle Konvektion) (Philpotts and Ague, 2009). In flachliegenden Magmenkammern (Serie 3; China Mountain, s. Kap.8) wo kein Dichteunterschied zwischen Kristall und Schmelze existiert, oder wo das Magma eine hohe Scherfestigkeit aufweist, können aus höheren stratigrafischen Bereichen, auch aus dem Dachbereich der Intrusion, Einzelkristalle, oder ein Plume aus Kristallbrei zum Boden der Kammer herab absinken („*dripping instabilities*“). Für die Einzelkristalle allerdings sollte sich das Absinken eher schwieriger gestalten, da sie um aus der Suspension ausfallen zu können die Scherfestigkeit des Magmas überwinden müssen, was für einen Kristallbreiplume aufgrund seiner Masse und Dichte viel einfacher möglich ist (Brandeis et al., 1984; Philpotts and Ague, 2009). Der abgesunkene Kristallbrei bildet am Boden eine Lage bestehend aus 25 bis 50 % Kristallen unterschiedlicher Dichte (Pyroxen, Plagioklas). Seine initiale Porosität ist abhängig von der Kristallform der Minerale. So können zum Beispiel equidimensionale Olivine dichter gepackt werden als inequidimensionale Plagioklase (Boudreau and McBirney, 1997; Irvine, 1984; McBirney and Nicolas, 1997; Philpotts and Ague, 2009).

Existiert ein Ungleichgewicht zwischen dem auf das Kristallbrei-Netzwerk wirkendem Überlagerungsdruck und dem Druck der Interkumulusschmelze im Brei, so kann durch Kompaktionsprozesse die interstitielle Schmelze aus dem Kristallbrei rausgedrückt werden (McBirney and Nicolas, 1997; McKenzie, 1984). So können beispielsweise die feinen leukokraten Lagen innerhalb der Serie 3, wie in der Abbildung 4.27. ersichtlich, erklärt werden.

Neben Kompaktions- sind auch noch weitere Prozesse insbesondere für kleinräumige kompositionelle Variationen wie z.B. dem „*inch scale layering*“ verantwortlich. Letzteres ist vor allem in der Serie 3 im China Mountain Pluton ausgebildet. Auf Nukleation und Wachstum von Mineralen, die sich innerhalb einer statischen Grenzschrift mit den Eigenschaften einer Bingham-Flüssigkeit bildeten, führen McBirney and Noyes (1979) den vertikalen Lagenbau im Randbereich der Skaergaard Intrusion zurück. Dieser Lagenbau ist strukturell der Serie 3 im Bear Creek Pluton sehr ähnlich. Auch hier könnte sich die vertikale Orientierung auf Nukleation und Wachstum der beteiligten Minerale in einer solchen Grenzschrift entlang des vertikalen Kontaktes zum umgebenen Mantelperidotit, sich zurückführen lassen (Kap.4.7.3.1). Brandeis et al. (1984) zeigten, dass eine solche Grenzschrift durch Unterschiede in den jeweiligen Nukleations- und Wachstumsraten kombiniert mit einer uneinheitlichen Abgabe der latenten Kristallisationswärme entsteht und zu einer gradierten Schichtung im cm-Bereich innerhalb der Grenzschrift führen kann.

Boudreau (1995) und Boudreau and McBirney (1997) kombinierten die obigen Erkenntnisse mit dem Prozess der Kristallalterung (Ostwald Reifung). Dieser Prozess kann die textuellen und modalen Eigenschaften einer magmatischen Schichtung (besonders einer Korngrößengradierung) verstärken, die durch Kristallbildung oder Wachstum eingeleitet wurden. Das Modell basiert auf geringen Unterschieden in der Korngröße von auskristallisierten Mineralen an einer aktiven Nukleationsfront (Abb.6.79.). Der Prozess der Ostwald Reifung führt zur An- bzw. Auflösung der kleineren Kristalle und einem korrespondierenden Wachstum der großen Kristalle. In natürlichen Systemen, die aus verschiedenen Mineralphasen bestehen, ist der Prozess für jedes Mineral unterschiedlich aufgrund von kinetischen und diffusiven Unterschieden.

Die Abbildung 6.79. zeigt schematisch den Ablauf der Ostwald Reifung (Boudreau, 1995). An einer Nukleationsfront sind beispielweise die Pyroxenkristalle am Boden etwas grobkörniger ausgebildet als die darüber liegenden etwas weiter von der Front entfernt sitzenden

Kristalle (Abb.6.79.a). Weil die größeren Kristalle kleinere Lösungskonzentrationen benötigen, stellt sich ein Konzentrationsgradient in der Schmelze ein und Material wird diffusiv zu den größeren Körnern auf Kosten der kleineren Körner transportiert (Pfeil in der Abbildung). Im weiteren Verlauf werden die kleineren Kristalle kleiner und die Konzentration der von ihnen gelösten Komponenten steigt aufgrund ihre großen Oberflächenenergie an. Dies führt zu einer auf- und abwärtsgerichteten Diffusion der Komponenten weg von den Bereichen erhöhter Konzentration (Abbildung b). Die abwärts diffundierenden Komponenten werden von den wachsenden Kristallen weiterhin aufgenommen. Durch den aufwärts gerichteten Strom kann nun ein neuer „*coarsening layer*“ gebildet werden und der Prozess beginnt von Neuem (Abbildung c). Eine Wiederholung des Prozesse führt zu multiplen Lagen, wie sie sich in der Serie 3 am Bear Creek beobachten lassen.

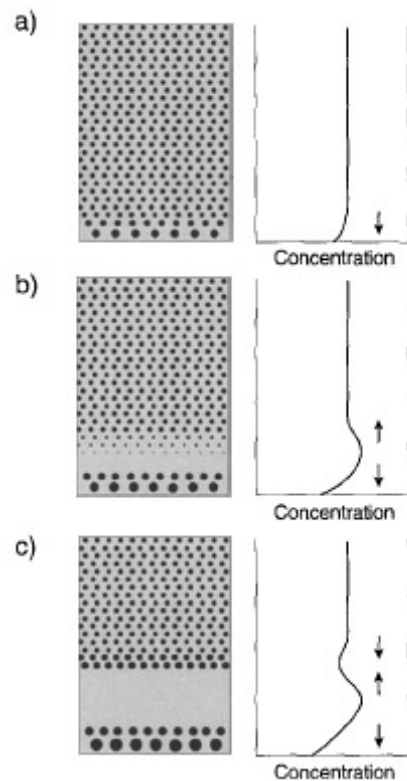


Abb. 6.79. Modell der Entwicklung eines Lagenbaues an einer Nukleationsfront aus Boudreau (1995). Linke Spalte: Skizze der Korngrößenverteilung in der Schmelzsumgebung. Rechte Spalte: Konzentration der Lösung. Erläuterung im Text.

Zusammenfassend scheint sich der modale Lagenbau in der flach liegenden Serie 3 des China Mountain und Bonanza King Plutons (Kap.4.7 und 8.3) am besten mit Kompaktionsprozessen in einem nicht dynamischen System erklären zu lassen (Brandeis et al., 1984; McBirney and Nicolas, 1997). Für den vertikalen und überwiegend korngrößengradienten Lagenbau Serie 3 im Bear Creek, geben die Modelle von Boudreau (1995) und Boudreau and McBirney (1997) den vermeintlich besten Erklärungsansatz.

6.7.4 Interpretation

Die Serie 3 stellt die vielleicht markanteste mafische Intrusivserie im ganzen Trinity Komplex dar. Anhand ihres korngrößengestützten wie auch modalen Lagenbaues mit seinen scharfen, planaren Kontakten, kann diese Serie oberflächlich als klassische „*Layered Gabbro Unit*“ einer typischen Ophiolith Pseudostratigrafie interpretiert werden, die für die darüber liegenden isotropen Gabbros die Basis ausbildet (Boudier et al., 1989; Nicolas, 1989; Participants, 1972). Dies steht allerdings in einem klaren Gegensatz zu den Geländebefunden (s. Kap.4.7) die

eindeutig auf eine spätere Platznahme der Serie 3 im Vergleich mit den isotropen Gabbros der

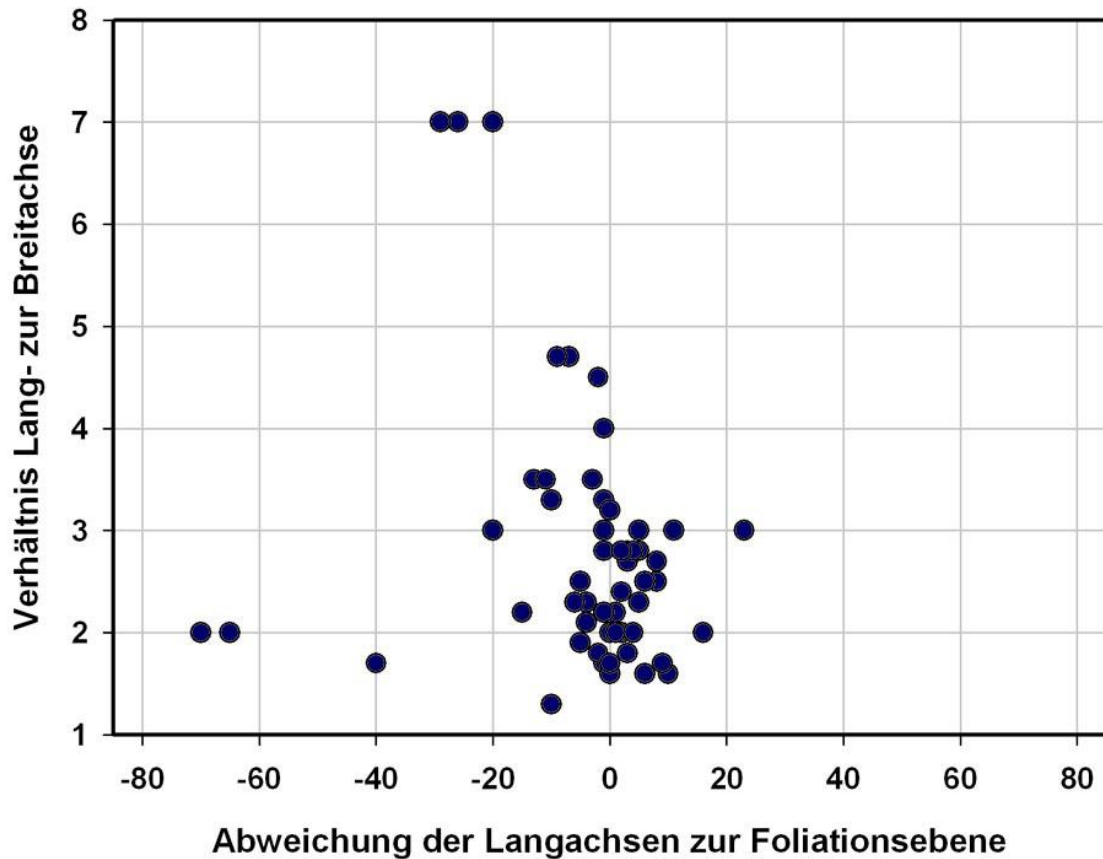


Abb. 6.80. Plot des Langachsenverhältnisses von Pyroxen und Plagioklas gegen die Foliationsrichtung. Typschliff CM_398A, n= 73.

Serie 2 hinweisen. Sie zeigen zwar wie die Gabbros der Serie 2 eine gleiche MORB untypische Kristallisationsreihenfolge von (Ol)-Opx-Cpx-Plag-Amph bzw. (Ol)-Cpx-Opx-Plag-Amph, weisen aber neben anisotropen Gefügen auch erniedrigte modale Proportionen insbesondere in der Hauptphase Plagioklas auf, was auf einen geringeren Differentiationsgrad der Serie 3 im Vergleich zur Serie 2 hinweist (Tab.6.6. und 6.8.).

Die erlangte Deformation der Mineralphasen in der Serie 3 ist typisch für eine niedrige, mittel- bis hochtemperierte Deformation, die Minerale im Zuge einer Fließregelung und anschließender Platznahme erwerben (Shelley, 1993; Vernon, 2004). Das die Minerale der Serie 3 eine gute Einregelung mit ihren Langachsen besitzen, wird in den Abbildungen 6.80. und 6.81. deutlich. Sie zeigen die Lang- zu Breitachsenverhältnisse der orientierten Proben CM_398A und CM_363.1, sowie deren Abweichung von der lokal vorherrschenden Foliationsrichtung.

Der deutlich geringere Grad an Alteration in den Mineralphasen der Serie 3 kann auf die im Vergleich zu den Serien 1 und 2 spätere Platznahme in ein möglicherweise wärmeres und

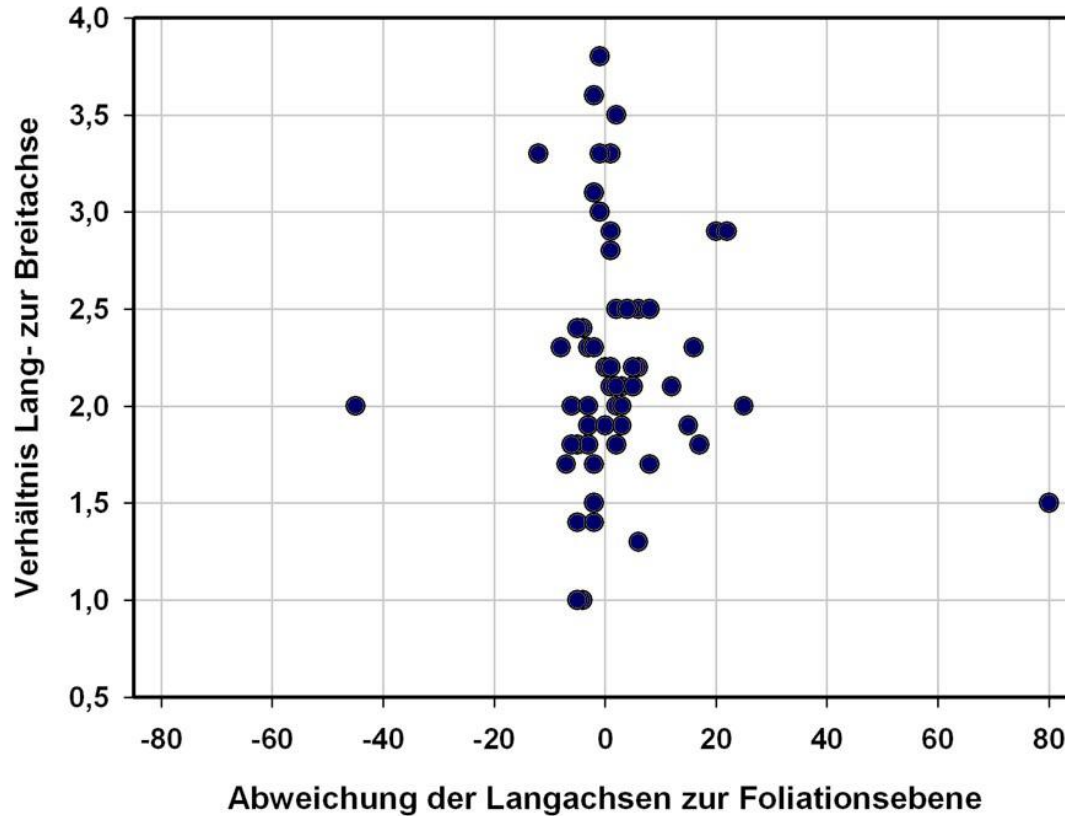


Abb. 6.81. Plot des Langachsenverhältnisses von Pyroxen und Plagioklas gegen die Foliationsrichtung. Typschliff CM_363.1, n= 79.

weniger wasserreiches Environment zurückgeführt werden. Dies könnte auch die Ursache für den fehlenden monomineralischen Reaktionsrand von Tremolit bei den Mantelperidotit-Xenolithen sein, die sich in der Serie 3 des Bear Creek Plutons finden (Kap.6.2.6). Abschließend betrachtet zeigen die Orthopyroxene in allen Serien die geringste Alterationsresistenz, gefolgt von den Plagioklasen. Abgesehen von Quarz, scheinen die Klinopyroxene die alterationsresistentesten Mineralphasen in den Trinity Gesteinen auszubilden.

6.8 *Plagiogranitische Gesteine*

6.8.1 Einleitung

Die Einheit der Plagiogranite wird hier aus den Serien ausgegliedert, da sie in den meisten Aufschlüssen die Dolerite bruchhaft zerlegen, aber auch in einigen wenigen Aufschlüssen (u.a. BK_167; Abb.6.84.) ihrerseits von späten Doleriten zerlegt werden (Kap.4.8). Auch treten

sie im Gegensatz zu den Doleriten gehäuft in den Gesteinen der Serie 3 im China Mountain und Bear Creek Pluton auf.

6.8.2 Petrografie Plagiogranit

Alle Typschliffe (BK_158, BK_167, CM_440) zeigen ein fein- und gleichkörniges wie auch isotropes Gefüge. Plagioklas und Quarz bilden die Hauptgemengteile aus und Amphibol mit seinen sehr geringen modalen Proportionen den Nebengemengteil.

Die Plagioklase besitzen bei Korngrößen zwischen 0,5 und 2 mm eine meist subhedrale Ausbildung bei einer tafeligen, seltener leistenförmigen Gestalt. Ihre Lang- zu Breitachsenverhältnisse variieren zwischen 2 zu 1 und 7 zu 1. Ein Großteil der Körner zeigt eine

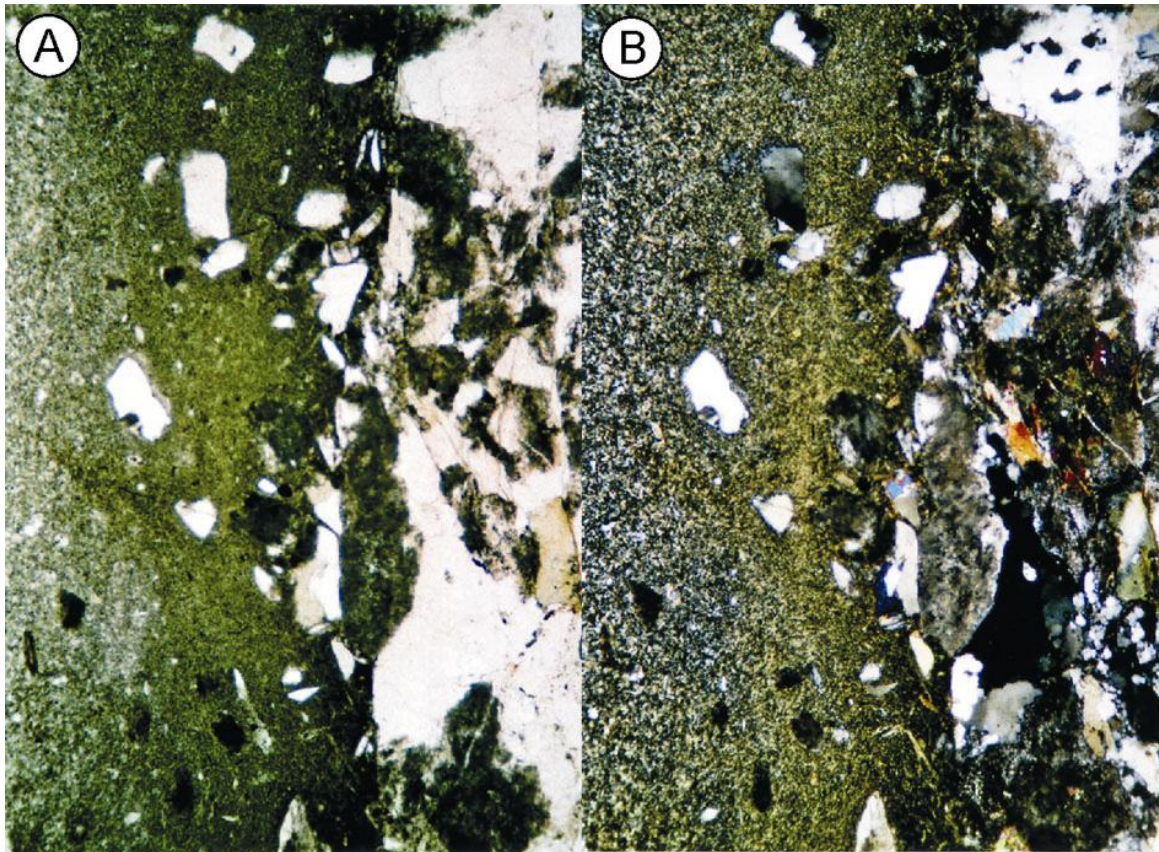


Abb. 6.82. Dünnschliffscan des Typschliffes BK_167.2. Die Abbildung zeigt die bruchhafte Platznahme eines Doleritganges (linker Teil); A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 20 mm.

Einfachverzwillingung oft auch in Kombination mit polysynthetischen Zwillinglamellen nach dem Periklin- und Albitgesetz. Die sehr schmal entwickelten Zwillinglamellen lassen auf einen geringen Anorthitgehalt in den Plagioklasen schließen. Dies konnte allerdings anhand von Messungen nicht bestätigt werden, da die Plagioklase zumeist einer fortgeschrittenen Alteration

unterzogen wurden. Vereinzelt Körner haben einen Zonarbau entwickelt, der sich allerdings aufgrund des Alterationsgrades nur noch in Relikten erkennen lässt (Abb.6.82.). In den wenigen Partien in denen sich der Zonarbau erkennen lässt, zeigen sich durchgehende Zonen unterschiedlicher Zonenbreiten. Viele, insbesondere die großen Plagioklase (> 1 mm), haben eine deutliche Undulation ausgebildet. Ob diese Körner auch eine Subkornfelderung erfahren haben kann nicht bestimmt werden, da nahezu jedes Korn Spuren einer mittleren bis fortgeschrittenen

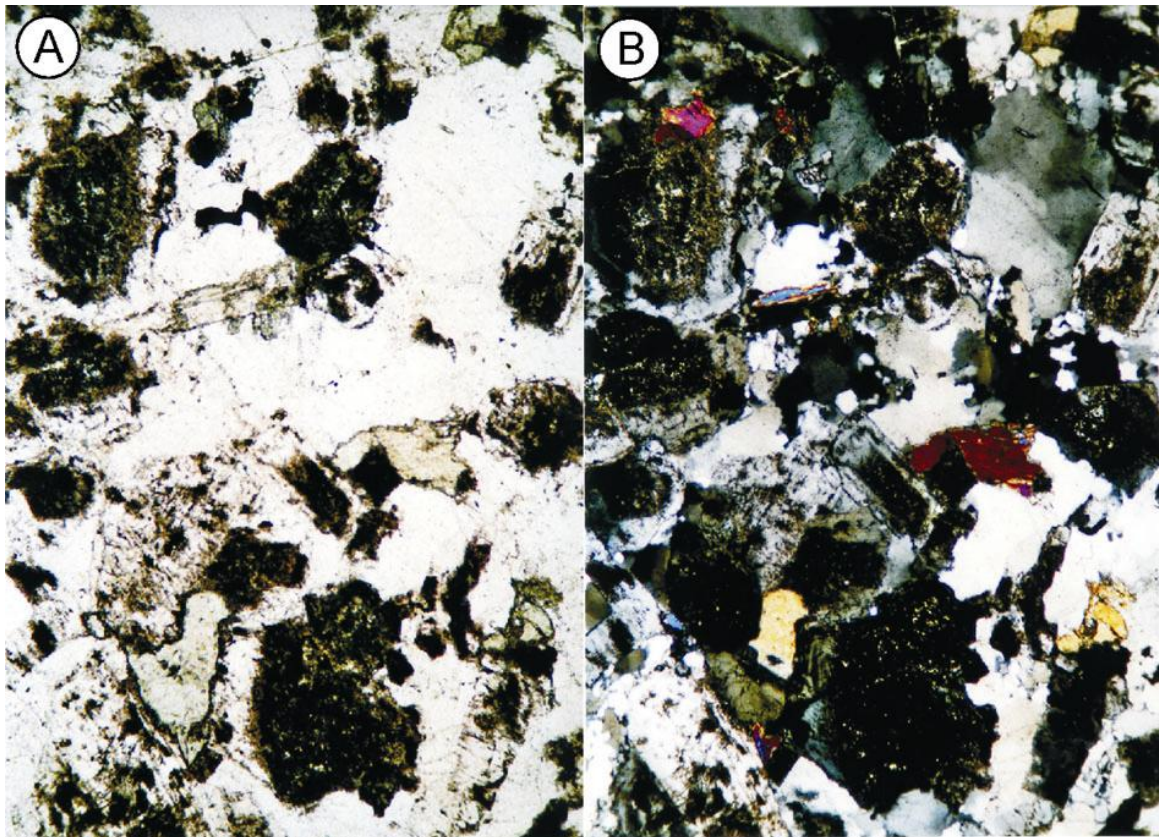


Abb. 6.83. Plagioklas und Quarz. Der Plagioklas in der Bildmitte zeigt reliktsich einen Zonarbau; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff BK_158.

Alteration aufweist. Viele der Plagioklase sind komplett in ein dichtes braunes, teilopakes Gemenge aus Zoisit und Klinozoisit umgewandelt (Abb.6.83.). Sehr feine Chloritadern umsäumen und durchziehen unorientiert vor allem die großen alterierten Körner. Generell scheinen die großen Körner (> 1 mm) deutlich stärker von der Alteration betroffen zu sein.

Ihre Korngrenzen untereinander sind sowohl geradlinig flächig, wie auch komplex verzahnt („*interlocking*“) entwickelt (Abb.6.84.). Zu Quarz weisen sie geradlinige aber auch oft buchtig komplexe Kornkontakte aus, ebenso zu Amphibol.

Die Quarzkörner sind mit Korngrößen zwischen 0,3 bis 1,5 mm etwas feiner als die Plagioklase. Sie besitzen bei einer meist sub- bis anhedralen Ausbildung oft eine equidimensional komplexe Form. Alle Körner haben eine deutliche Undulation in Kombination mit einer meist

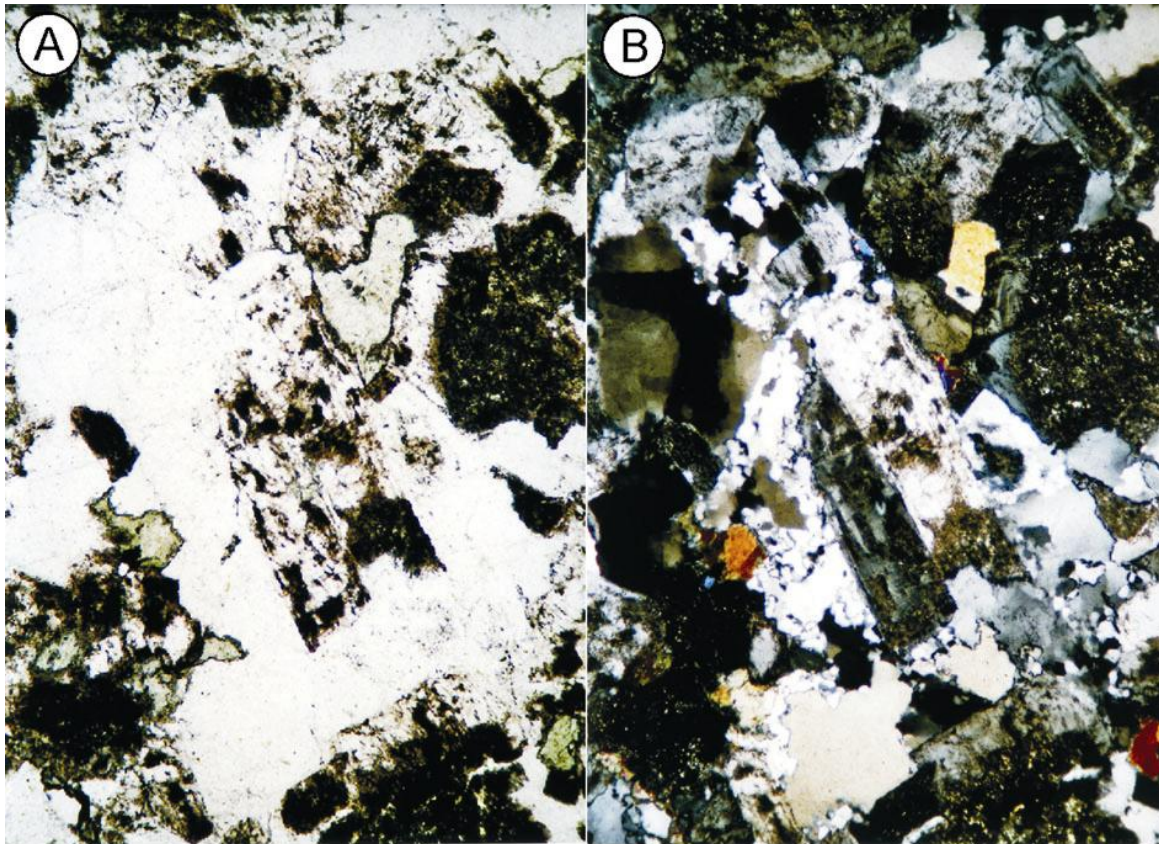


Abb. 6.84. Zonierter Plagioklas und Quarz. Die Quarze zeigen eine Ausbuchtungsrekristallisation („*bulging*“); A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,2 mm. Typschliff BK_158.

gut erkennbaren Subkornfelderung ausgebildet. Zusätzlich haben viele Körner eine niedertemperaturige Ausbuchtungsrekristallisation („*bulging*“) erfahren (Abb.6.84).

Alle Körner liegen auf interstitiellen Positionen zu Plagioklas und große Quarze umschließen oft die wenigen feinkörnig ausgebildeten Plagioklase. Untereinander zeigen die Körner komplex buchtige, teils auch verschachtelte Kornkontakte.

Untergeordnet tritt grüner Amphibol auf. Er zeigt bei Korngrößen unter 0,5 mm meist eine anhedrale Ausbildung. Vereinzelt findet sich eine magmatische Einfachverzwilligung in den eher prismatischen Körnern. Er findet sich vor allem an Quarz Dreipunktkorn Grenzen und an Korn Grenzen zwischen Plagioklas und Quarz.

Akzessorisch finden sich in den Plagiograniten anhedraler schwarzer Magnetit, euhedraler Zirkon (v.a. als Einschlusskristall in Quarz) und subhedraler Titanit.

6.8.3 Interpretation

Die Plagiogranite, als Namensgeber der Plagiogranitgruppe (Juteau and Maury, 1999), können nach der IUGS Klassifikation (Streckeisen, 1976; Le Maitre, 1989) als tonalitische bzw. trondhjemitische Gesteine angesprochen werden. Ihre im Kapitel 4.8 beschriebene zumeist bruchhafte Platznahme in den älteren Gesteinen lässt auf einen gewissen Grad an erlangter Deformation schließen, der sich petrografisch vor allen in den Quarzen finden lässt. Sie zeigen mit ihren erworbenen Deformationsmerkmalen eine schwach bis mittelgradige Alteration unter minimal grünschieferfaziellen Bedingungen an, da sich erst bei Temperaturen oberhalb von 280°C eine Ausbuchtungsrekristallisation in den Quarzen entwickelt (Passchier and Trouw, 2005; Shelley, 1993; Vernon, 2004).

Die Gesteine wurden von Wallin et al. (1988; 1991; 1995; 1998; s. Tab.3.1.) datiert und besitzen mit 410 bis 415 Ma. ein vergleichbares Alter mit den vermutlich der Serie 2 zugehörigen pegmatitischen Gabbros (Wallin et al., 1998; Metcalf and Wallin, 2000). Bei beiden Gesteinen könnte es sich also um eine kogenetische, intrusive Suite handeln, wobei die Plagiogranite die typische Restschmelze einer solchen mafischen Suite (Serie 1 und 2) ausbilden würden.

6.9 Saure Intrusiva

6.9.1 Einleitung

Von mehreren etwa 1 bis 3 m mächtigen hellen Gängen an der Grenze zwischen Peridotit und Gabbro wurden Proben genommen. Von diesen Lokationen stammen die Typschliffe CM_3b, CM_44 und TR_9 (BC), anhand deren die petrografische Beschreibung der leukokraten Ganggesteine erfolgt.

6.9.2 Petrografie saure Gänge

Die sauren Gänge zeigen ein mikrokristallin-porphyrisches Gefüge mit serialkörnigen Einsprenglingen, die lokal eine Fließregelung aufweisen (CM_3b, TR_9). Als Einsprenglinge in der feinkristallinen Matrix finden sich Plagioklas, Quarz und Amphibol (Abb.6.85). Die Matrix wird vorwiegend aus Plagioklas und einem nadelig-strahligen Amphibol, vermutlich Aktinolith, und untergeordnet von Quarz aufgebaut. Im Typschliff CM_3b zeigt die Matrix eine felsitische

Textur, da sich die 2 Mineralphasen (Plagioklas, Amphibol) zwar noch bei hoher Vergrößerung optisch unterscheiden lassen, beide aber keinerlei ausgeprägte Mineralmerkmale mehr aufweisen.

Die Plagioklase besitzen zumeist eine eu- bis subhedrale Gestalt und zeigen

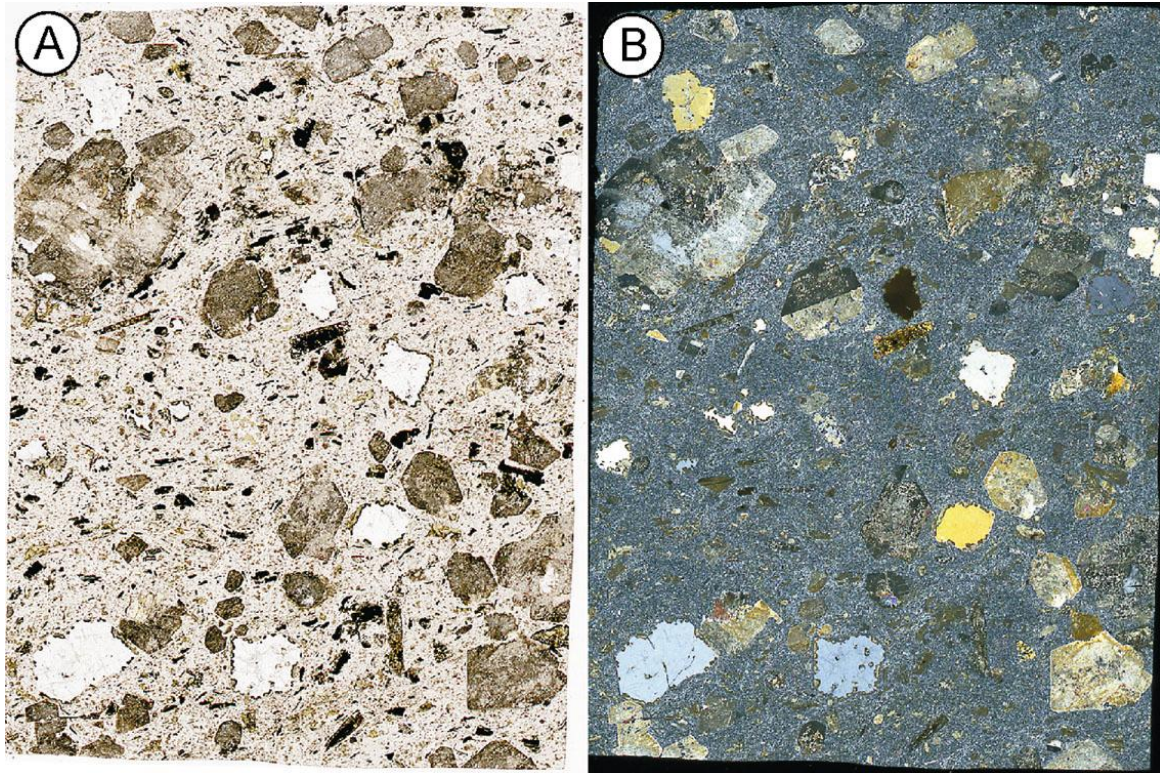


Abb. 6.85. Dünnschliffscan des Typschliffes CM_3b. Quarz und Plagioklas bilden die Einsprenglinge; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 20 mm.

kontinuierliche Korngrößenabnahmen von 1 bis 4 mm bei den Einsprenglingen, über 0,2 bis 0,5 mm große Mikroinsprenglinge bis hin zu den Kristalliten der Grundmasse. Ihre Lang- zu Breitachsen Verhältnisse variieren zwischen 1 zu 1 und 4 zu 1. Eine Einfach- wie auch eine Mehrfachverzwillingung nach dem Albit- und Periklingesetz ist in der Mehrheit der Kristalle entwickelt. Die meist sehr schmalen Zwillingslamellen der Einsprenglinge lassen auf geringe Anorthitgehalte (An) in den Plagioklasen schließen. Dies konnte durch Messungen des Auslöschungswinkels bestätigt werden. Der mittlere gemessene Anorthitgehalt beträgt etwa An_{20} . Der Großteil der Plagioklase besitzt eine deutliche undulöse Auslöschung, eine Subkornbildung konnte allerdings in keinem der Körner beobachtet werden. Generell lässt sich allerdings aufgrund der z.T. recht starken Alteration eine Subkornfelderung nicht gänzlich ausschließen.

Alle Plagioklase zeigen eine z.T. starke Trübung (braune teilopake Masse) und vielfach finden sich in ihren Kernbereichen inkongruente Epidot- und Zoisitkristalle, die unorientiert in

diesem wachsen (Abb.6.86). Vereinzelt lassen sich in den Kernen auch Prehnitkristalle beobachten.

Kornkontakte zu anderen Einsprenglinge sind äußerst selten. Wo Plagioklas an Quarz grenzt sind die Kontakte seitens der Plagioklase überwiegend buchtig ausgebildet.

Einsprenglinge von Quarz weisen bei einer eu- bis subhedralen Gestalt Größen zwischen 0,5 bis 2 mm auf (Abb.6.85). Die Körner besitzen eine starke Undulation zusammen

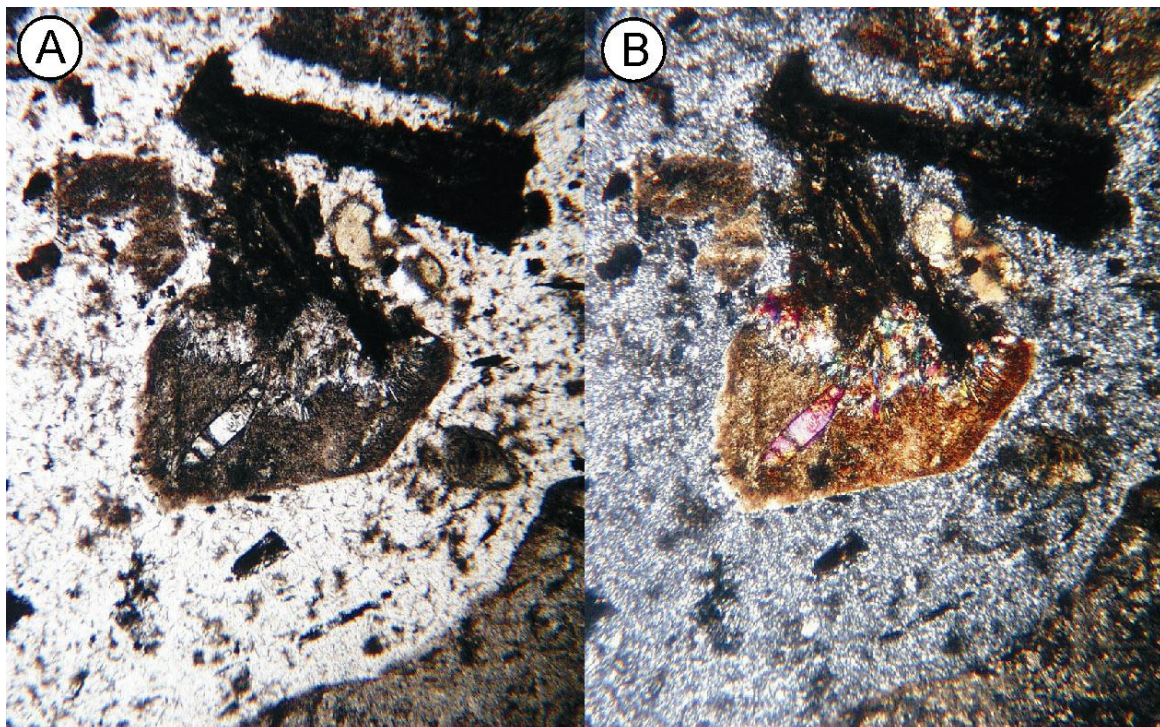


Abb. 6.86. Saussuritierter Plagioklas-Einsprengling mit Epidot in seinem Kernbereich; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff CM_3b.

mit einer deutlichen Subkornfelderung. Nahezu alle Quarze sind randlich korrodiert (Abb.6.87). Sie werden von ihren Korngrenzen ausgehend nach innen durch faserig-strahlige Nephritmassen umsäumt und ersetzt.

Amphibol-Einsprenglinge sind von meist subhedraler Gestalt bei Korngrößen zwischen 0,5 und 1,5 mm. Sie zeigen im linear polarisiertem Licht (LPL) eine grüne Eigenfarbe. Sowohl eine langprismatisch-tafelige wie auch eine strahlige Ausbildung lässt sich in den Proben vorfinden. Vereinzelt weisen Amphibole einen bräunlichen Hämatitschleier auf.

Als akzessorische Minerale finden sich Titanit, Apatit, Kalzit und Zirkon. Euhedrale 0,3 bis 0,4 mm große Zirkone finden sich sowohl als Einschlusskristalle in Plagioklas und Quarz, wie auch als isolierte Einzelkörner in der Matrix. Sie besitzen einen deutlichen Zonarbau.

6.9.3 Interpretation

Die sauren Intrusiva („*amerikan. Porphyrite*“, Kap.4.9) können als mögliche späte Restschmelze des mafischen Komplexes interpretiert werden, da sie alle Eigenschaften

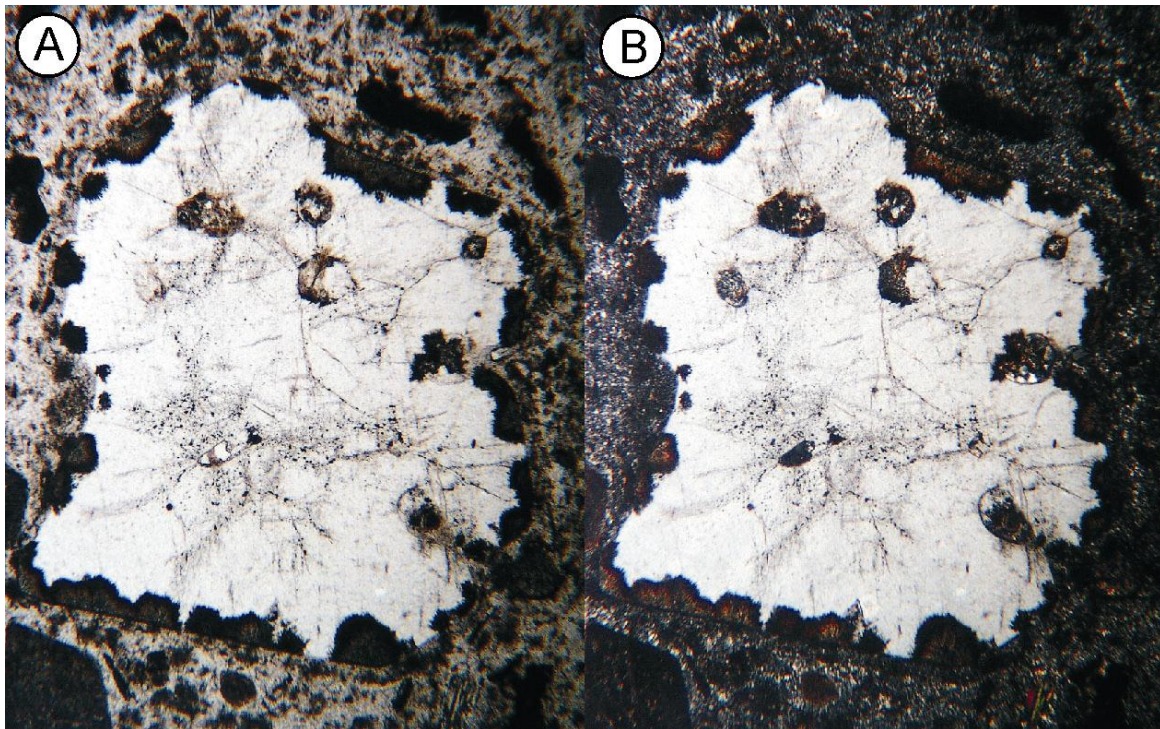


Abb. 6.87. Korrodierter Quarz-Einsprengling. Nephrit wächst von außen in den Kristall; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 1,04 mm. Typschliff CM_3b.

hinsichtlich ihrer Textur und Struktur typischer Inselbogen Dazite aufweisen (Juteau and Maury, 1999; Nicolas, 1989). Sie stellen in dieser Interpretation zusammen mit den Plagiograniten (Kap.6.8) die sogenannte „*Plagiogranitgruppe*“ dar, die typisch für Inselbogenkomplexe ist (Juteau and Maury, 1999). Aufgrund fehlender Altersdaten kann eine anderweitige Abstammung beispielsweise von den umgebenden mesozoischen Graniten (Abb.8.1.) petrografisch nicht gänzlich ausgeschlossen werden, obwohl die Gesteine hinsichtlich ihrer modalen Zusammensetzung und ihrer Ausbildung die Plagiogranitgruppe ergänzen würden. Der im Aufschluss CM_44 makroskopisch bestätigte Hellglimmer konnte im Typschliff nicht bestätigt werden. Korrodierte Quarze in siliziumreichen Vulkaniten (Dazite, Rhyolithe) sind typische Anzeiger für eine Änderung im Eutektikum des Systems Quarz-Alkalifeldspat (Klein and Hurlbut, 1999; Shelley, 1993). Solche Änderungen treten typischerweise bei einer Druckänderung

des Systems auf, wie er bei Magmenaufstiegen beobachtet wird (Shelley, 1993; Philpotts and Ague, 2009). Die Korrosion kann aber auch auf eine späte Änderung im Chemismus der Schmelze zurückgeführt werden.

6.10 *Auflagernde Basalte*

6.10.1 Einleitung

Von den aufliegenden Basalten, die vermutlich zur Copley Suite zu rechnen sind (Lindsley-Griffin, 1994), wurde von einem Handstück ein polierter Dünnschliff (CM_49) angefertigt. Auf Basis dieses Schliffes (CM_49) erfolgt die petrografische Beschreibung der kartierten Serie.

6.10.2 Petrografie Basalt

Der Basalt zeigt ein mikrokristallin-porphyrisches Gefüge mit Plagioklas- und Klinopyroxen-Einsprenglingen in einer dichten grünlichen Matrix (Abb.6.88.). Die Einsprenglinge weisen eine hiatale Verteilung in ihrer Korngröße auf.

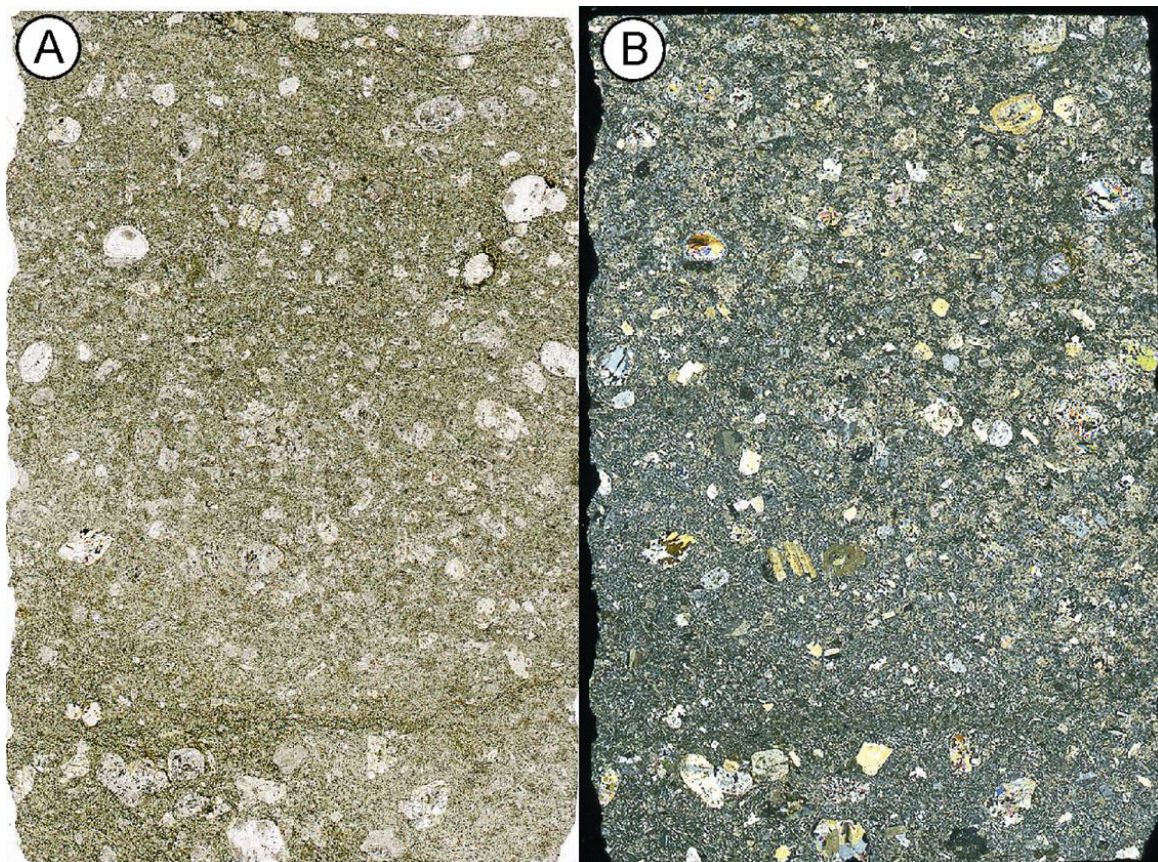


Abb. 6.88. Dünnschliffscan des Typschliffes CM_49; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 20 mm.

Der Hauptgemengteil der mikrokristallinen Grundmasse wird von tafeligen Plagioklasen und stängeligen Amphibolen aufgebaut. Die Plagioklase zeigen durchschnittliche Längen- zu Breitenverhältnisse von 10 zu 1 und mehr. Vielfach weisen sie eine Fließ- bzw. Einregelung um die größeren Einsprenglinge herum auf. Als Nebengemengteil finden sich wenige opake Minerale, die nicht näher bestimmt wurden.

Einsprenglinge von Klinopyroxen besitzen Korngrößen zwischen 0,3 und 2 mm bei einer sub- bis anhedralen Ausbildung. Sie finden sich nur noch als Kerne innerhalb einer

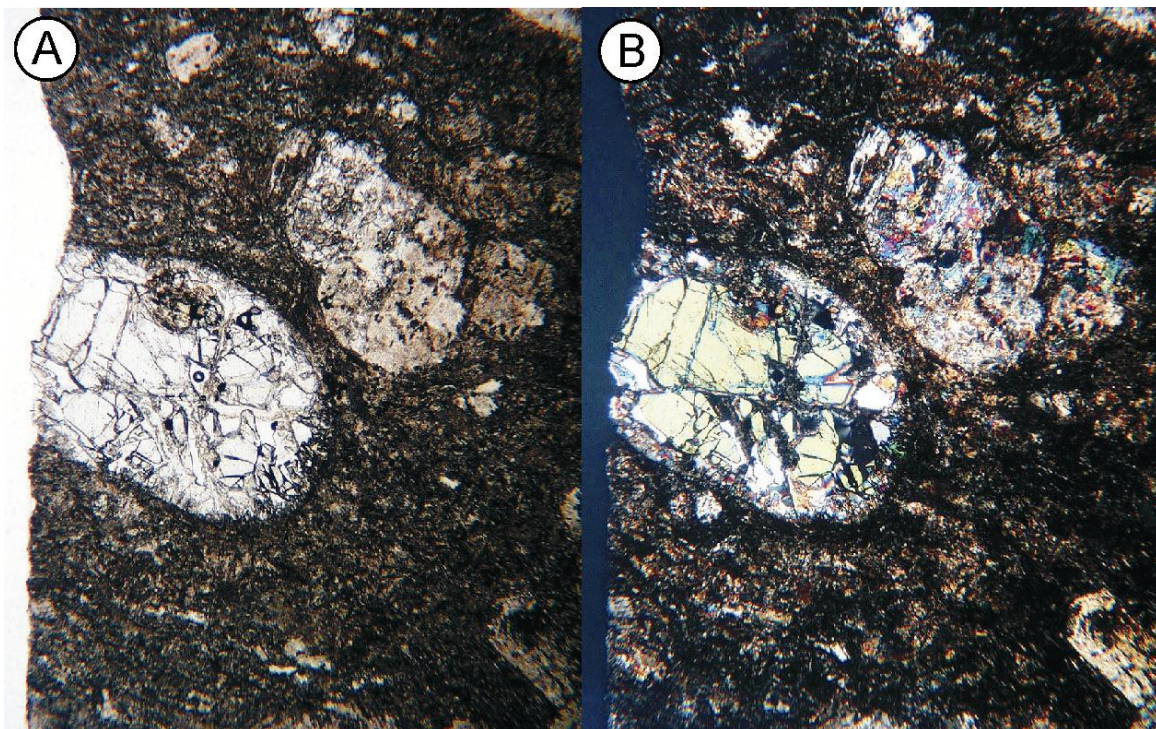


Abb. 6.89. Klinopyroxen-Einsprengling randlich von Quarz und Prehnit verdrängt; A) LPL; B) XPL, Bildbreite jeweils 2,56 mm. Typschliff CM_49

Koronastruktur (Abb.6.89.). Eine einfache magmatische Verzwilligung, wie auch eine starke Undulation lässt sich in zwei Körnern im Schliff beobachten (Abb.6.89.). Die Koronastrukturen werden aufgebaut von einem äußeren etwa 0,05 bis 0,1 mm breiten Saum aus Quarzaggregaten, der sich meist direkt am Kornkontakt zum Klinopyroxen befindet. Dieser erste Saum wird von euhedralen Prehnitkörnern und von subhedralen Epidotkristallen ummantelt. Oftmals wachsen die tafeligen Prehnite wie auch die Epidote vom äußeren Rand aus und entlang von Rissen und Spalten durch die Quarze in den Klinopyroxenkern hinein (Abb.6.90.). Die Abbildung 6.90. und die Detailskizze 6.91. zeigen diese ungewöhnliche Koronastruktur um die Klinopyroxene. Andere Klinopyroxenkörner im Schliff sind vollständig von Quarz und Prehnit oder von einem radialstrahligen farblosen Amphibol (Aktinolith) ersetzt.

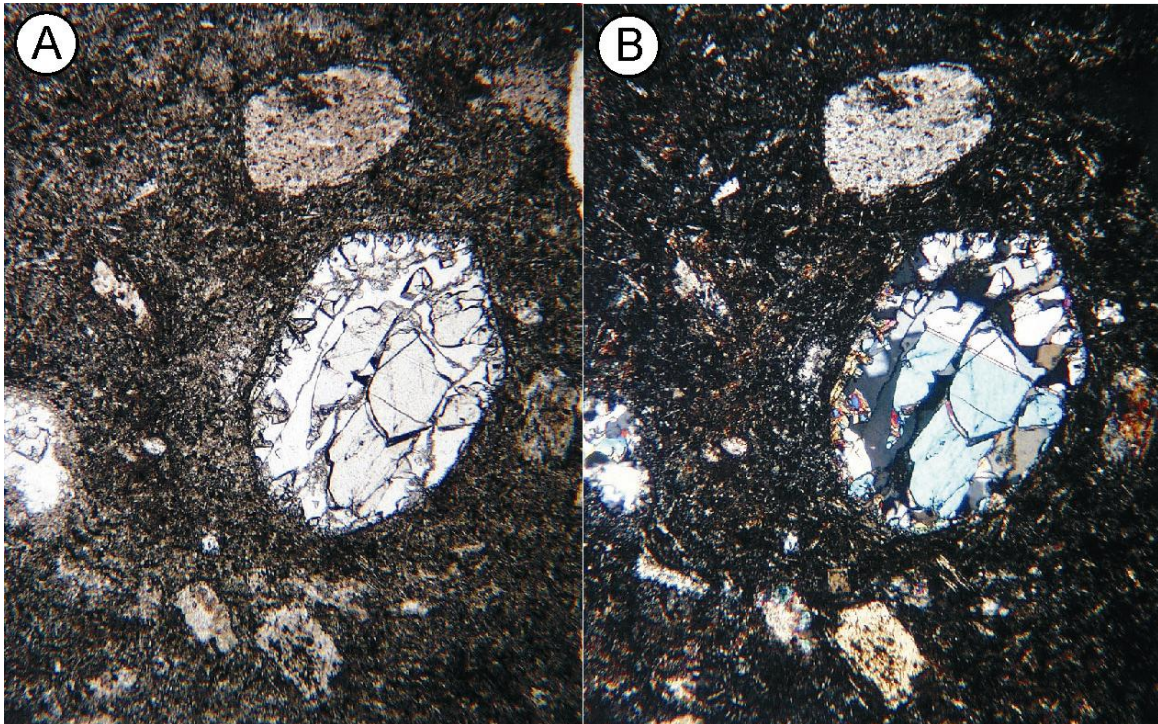


Abb. 6.90. Korrodierter Klinopyroxen-Einsprengling der neben einer Verzwilligung einen Saum von Quarz und Prehnit aufzeigt; A) LPL; B) XPL, Bildbreite 2,56 mm. Typschliff CM_49.

Die Plagioklas-Einsprenglinge zeigen eine nahezu anhedrale Ausbildung bei Korngrößen zwischen 0,2 und 2,5 mm. Ihr durchschnittliches Längen- zu Breitenverhältnis liegt bei 2,5 zu 1. Die teilweise stark getrübbten Kristalle zeigen vornehmlich eine einfache Verzwilligung nach dem Albitgesetz. Zwillingslamellen nach dem Periklingesetz lassen sich nur in 2 Körnern beobachten. Eine Vielzahl der großen Plagioklase zeigt eine fast vollständige Umwandlung in a) ein Gemenge aus Prehnit und Chlorit oder in b) Epidot, Quarz (wenig) und Zoisit (wenig). Chlorit bildet ebenfalls feine Säume um einige Plagioklase.

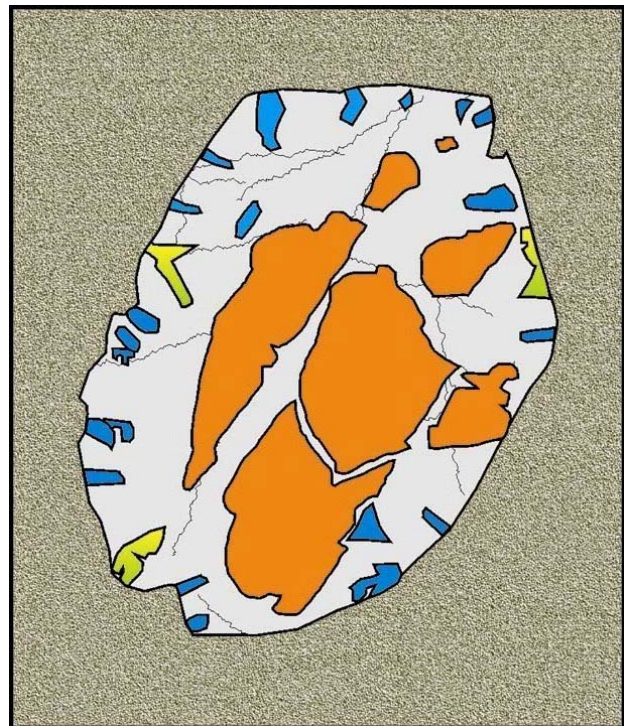


Abb. 6.91. Detailskizze des Klinopyroxen-Einsprenglings aus der Abb.6.90. Klinopyroxen: orange; Quarz: grau; Prehnit: blau; Epidot: gelb; Matrix: grau. Korngröße ca. 1 mm.

6.10.3 Interpretation

Der Schliff zeigt einen für Andesite und Basalte typischen Mineralbestand mit dem dazugehörigem Gefüge. Ungewöhnlich ist die koronale Abbaustruktur des Klinopyroxens in a) Epidot und Quarz und zu b) Prehnit und Quarz. Womöglich stammt das für die Umwandlung des Klinopyroxen in Epidot benötigte Aluminium aus fluiden Phasen, die sich wiederum aus Alterationsprozessen von Plagioklasen gebildet haben, da bei der Umwandlung von Anorthit nach Zoisit bzw. Prehnit Aluminium freigesetzt wird. Die eigentliche Ursache dieser ungewöhnlichen Alterationsform bleibt jedoch unklar, da keine vergleichbare Alteration in der bearbeiteten Literatur, insbesondere über ozeanische Gabbros, beschrieben wurde.

6.11 *Alteration*

Hinsichtlich ihrer Alteration zeigen nahezu alle Gesteine der Serien 1 bis 3 eine grünschieferfazielle (hydrothermale) Überprägung ihrer primären Mineralphasen. So geben neben der Uralitisierung der Pyroxene auch die Saussuritierung der Plagioklase, wie auch die Umwandlung von Olivin in Serpentin (Maschenstruktur) deutliche Hinweise auf eine nieder temperierte hydrothermale Alteration unterhalb von 530°C (Bosch et al., 2004; Kimball et al., 1985; Nehlig and Juteau, 1988). Vor allem die Plagioklase tragen nur in diesem nieder temperierten Temperaturbereich (LT Low Temperature, < 530°C) Anzeichen einer Alteration, wohingegen sie bei einer höher temperierten hydrothermalen Überprägung (HT High Temperature 550-900°C) tendenziell frisch erscheinen (Bosch et al., 2004). Bosch et al. (2004) wie auch Maeda et al. (2001) sehen die Amphibol Blebs (brauner reaktiver Amphibol, Pargasit, ersetzt Cpx) in den Klinopyroxenen als Anzeichen einer hochtemperierten (550-900°C) hydrothermalen Überprägung der Pyroxene (vgl. Disk. 6.5.4). Weitere Hinweise wie die mit den hochtemperierten Blebs assoziierten Koronen von Orthopyroxen zwischen Olivin und Plagioklas (VHT 900-1000°C) oder Chlorit- und Amphibolkoronen zwischen Olivin und Plagioklas (HT), konnten allerdings in den Typschliffen nicht beobachtet werden. Während Bosch et al. (2004) das Auftreten von braunem Amphibol (Pargasit) zwischen Olivin und Plagioklas bzw. zwischen Plagioklas und Klinopyroxen ebenfalls als Anzeichen einer hochtemperierten hydrothermalen Überprägung interpretiert, wird hier von einem nicht-reaktiven Ursprungs der interstitiellen Amphibole, als spätmagmatische Phase ausgegangen, da sich weitere Hinweise auf eine HT-Überprägung (s.o.) auch anhand von Adern (vgl. Maeda et al., 2001) in den Schliffen nicht finden lassen.

Bei den hydrothermalen veins dominieren in den Typschliffen wie im Gelände (s. Kap.4) die weißen Gängchen („*white veins*“). Aufgebaut werden sie aus Prehnit, Chlorit, Aktinolith und/oder Epidot (z.B. Abb.6.73.). Sie sind typische Anzeiger einer niedrigtemperierten (LT) grünschieferfaziellen hydrothermalen Überprägung im Temperaturbereich von 195-410°C (Nehlig and Juteau, 1988). Wie im Gelände finden sich grüne Gänge („*green veins*“) deutlich untergeordnet in den Typschliffen. Oftmals sind die vornehmlich aus grünem Amphibol bestehenden Gänge, die eine Überprägung in einem Temperaturbereich von 400-530°C anzeigen (Nehlig and Juteau, 1988), vor allem wo sie Plagioklaskörner schneiden, in Chlorit und einen strahligen Amphibol (Aktinolith-Tremolit) umgewandelt.

6.12 Zusammenfassung

Das Gefüge im Mantelperidotit spiegelt den „*solid state flow*“ unter asthenosphärischen Bedingungen wider, wie er typisch für ophiolithische Peridotite ist. Im klaren Gegensatz dazu stehen allerdings die undeformierten und auf interstitiellen Positionen liegenden Plagioklas- wie auch Klinopyroxenkörner, die sich in den plagioklasführenden Proben zeigen. Dies wird als Hinweis auf eine mögliche späte Imprägnation des Peridotits gedeutet, da sich ein primärer Ursprung nahezu ausschließen lässt.

Für die Hauptminerale der Wehrlite (Ol, Cpx) konnten keine Hinweise auf die für Ophiolithe typische durchgreifende Hochtemperaturdeformation in den lagigen MTZ-Sequenzen gefunden werden. Auch geben sie anhand ihrer Kleinkörnigkeit eher Hinweise auf die Platznahme in eine schon abgekühlte lithosphärische Mantelumgebung. Somit wird der angetroffene Lagenbau und das Gefüge als magmatisch angesehen, was die Interpretation der MTZ Wehrlite als Kumulate von Ceuleneer and Le Sueur (2008) bestätigt.

Die undeformierten meist isotropen Serie 1 Pyroxenite weisen eine Entwicklung von olivinführenden Websteriten bis hin zu reinen Klinopyroxeniten auf. Interstitieller Plagioklas tritt als späte Phase in geringen modalen Proportionen auf (< 5 %), wodurch sich eine Kristallisationsreihenfolge von Ol-Cpx-Opx-Plag aufzeigt. Entgegen den zumeist unalterierten Pyroxeniten zeigen die Serie 1 Gabbros mit Ausnahme weniger reliktscher Klinopyroxenkerne keinen primären Mineralbestand mehr. Weiterhin unterscheiden sie sich von den Pyroxeniten durch ihre Feinkörnigkeit, sowie einer gut ausgebildeten und aushaltenden magmatischen Foliation.

Für die Serie 2 zeigt sich eine Entwicklung (Abnahme von Opx auf Kosten von Amph) ausgehend von Gabbronoriten über Gabbros und Amphibolgabbros bis hin zu Doleriten. Die Kristallisationsreihenfolge der Gabbros ist: Cpx-Opx-Plag-Amph. Allen Gabbros gemeinsam ist ihre variable Textur, die Korngröße der Hauptminerale (Plag+Cpx+Opx) kann im Dünnschliffbereich zwischen 0,3 mm und 8 mm variieren. Eingeregelt Minerale lassen sich nur selten finden, ein Lagenbau wurde nicht beobachtet. Hinweise auf eine erlangte Deformation finden sich nicht. Eine grünschieferfazielle Überprägung ist in vielen Proben präsent, besonders in Proben aus dem Bear Creek Pluton. Von den neoproterozoischen Doleriten lassen sich die Serie 2 Dolerite petrografisch nicht unterscheiden.

Kennzeichen der Serie 3 Gabbronorite ist ihr gleichkörniges, anisotropes Gefüge mit durchschnittlichen Korngrößen von 1,5 mm. Ein weiteres Charakteristika der Serie ist der korngrößengestützte wie auch modale Lagenbau (auch im Dünnschliffmaßstab), zusammen mit einer guten Einregelung der Minerale. Auch modal grenzt sich der Serie 3 Gabbronorit vom Serie 2 Gabbronorit durch höhere modale Proportionen an Orthopyroxen ab. So überwiegt der Opx in seinen Proportionen den Cpx. Die Kristalle weisen keinerlei Deformation auf. Entgegen der typischen Ausscheidungsreihenfolge von Cpx-Opx-Plag-Amph zeigen einige Proben eine Reihenfolge von Opx-Cpx-Plag-Amph. Die Proben der Serie 3 weisen zusammen mit den Wehrliten und Pyroxeniten den geringsten Grad an Alteration auf.

Die Plagiogranite wie auch die sauren Intrusiva entsprechen der Plagiogranitgruppe typischer Inselbogenkomplexe. Neben dem Mineralbestand lassen sie sich auch hinsichtlich ihres Gefüge unterscheiden. So grenzen sich die sauren Intrusiva durch ihr mikrokristallin-porphyrisches Gefüge von den Plagiograniten mit einem gleichkörnig-isotropen Gefüge ab.

Die auflagernden Basalte grenzen sich nur makroskopisch durch ihre pillowförmigen Absonderungen von den Serie 2, sowie den neoproterozoischen Laven ab. Petrografisch lassen sie sich von den Serie 2 Doleriten nicht unterscheiden, beide besitzen einen vergleichbaren Mineralbestand und ein mikrokristallin-porphyrisches Gefüge. Ungewöhnlich ist nur die koronale Abbaustruktur in den Klinopyroxen-Einsprenglingen der Probe CM_49.

Neben seinem melanokraten Erscheinungsbild grenzt sich der neoproterozoische Metagabbro vornehmlich durch seine Kristallisationsreihenfolge von Plagioklas vor Klinopyroxen und seiner starken tektonischen Foliation von allen anderen Lithologien ab.

Zusammen mit seinen assoziierten Doleriten und Plagiograniten kann er als Teil einer regionalmetamorph überprägten ozeanischen Kruste angesehen werden.

7 Petrografie der nicht kartierten magmatischen Serien

7.1 *Einleitung*

Im folgenden Kapitel werden die nicht auskartierten magmatischen Gesteine aus Kapitel 5 petrografisch beschrieben. Die Grundlage und die Beschreibungsweise der Dünnschliffe ist mit der im vorhergehenden Kapitel (Kap.6) identisch.

7.2 *Pyroxenitische Gänge im Mantelperidotit*

7.2.1 Einleitung

Die petrografische Beschreibung basiert auf den Dünnschliffen CM_10, CM_10B, CM_432 und KL_3. Alle Dünnschliffe entstammen den Typaufschlüssen (s. Kap.5.3). Wie bei der Gesteinsbeschreibung wird auch bei der petrografischen Beschreibung zwischen websteritischen- und klinopyroxenitischen Lithologien differenziert.

7.2.2 Petrografie Pyroxenitgänge

Websterite: Makroskopisch zeigen die Websterite sowohl eine uniforme wie auch eine bimodale Korngrößenverteilung. Eingeregelt Minerale sind makroskopisch nicht sichtbar.

Sie besitzen ein granulares Gefüge mit fein- und mittelkörnigen, überwiegend subhedral ausgebildeten Ortho- und Klinopyroxenen. In den Zwischenräumen finden sich Mosaikstrukturen aus feinkörnigen Olivinen. Amphibol und Spinell liegen auf interstitiellen Positionen zu Pyroxen. Polygonale Olivine haben Korngrößen zwischen 0,2 bis 0,4 mm. Sie finden sich vornehmlich als Cluster mit einer Mosaikstruktur auf interstitiellen Positionen zu den grobkörnigen Ortho- und Klinopyroxenen (Abb.7.1). Vereinzelt zeigen die Körner Tiltwalls die aber keine konsistente Orientierung untereinander aufweisen. Undulöse Auslöschung hingegen lässt sich oft beobachten. Am Kontaktbereich zu den dunitischen Säumen finden sich vermehrt Altkörner und Neoblasten von Mantelolivinen. Die Altkörner zeigen durchweg einen hohen Grad an Deformation an, der typisch für Mantelolivine ist (Kap.4.2.2). Entlang von Brüchen haben viele Körner eine Umwandlung in Serpentin (Faserserpentin) erfahren. Serpentin bildet auch um vereinzelte Körner eine Korona aus. Kontakte der Olivine untereinander zeigen oftmals 120 Grad Tripelpunkte, zu Pyroxenen bilden sie teils flächige, zum Teil auch komplex verzahnte Kornkontakte aus (Abb.7.2).

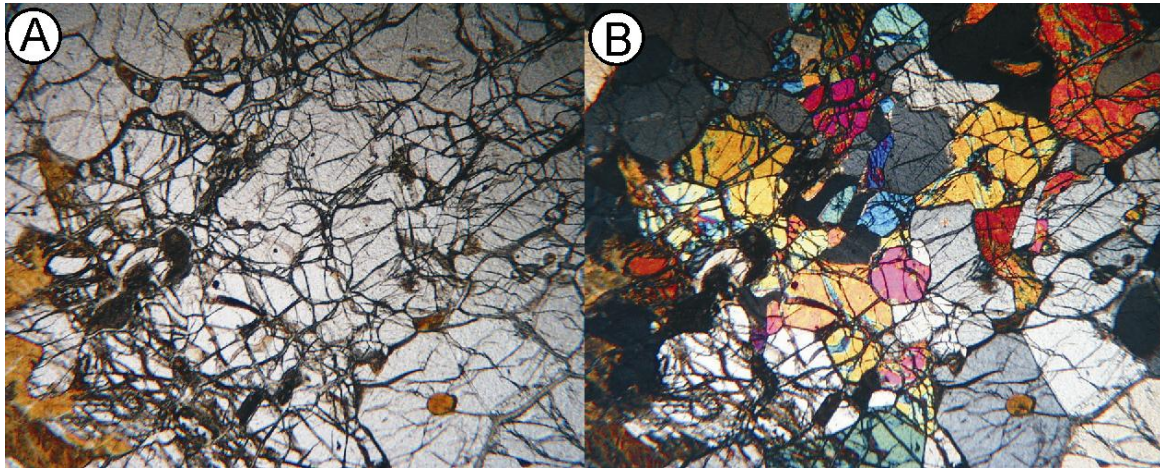


Abb. 7.1. Cluster von Olivinen zwischen großen Orthopyroxenen; A) LPL, B) XPL, Bildbreite jeweils 3,2 mm. Typschliff CM_10B.

Klinopyroxene bilden gleichförmige 0,3 bis maximal 1,5 mm große Körner aus, die überwiegend polygonale, teilweise auch lobate Kornformen aufweisen. Sie liegen oft als Cluster auf interstitiellen Positionen zu Orthopyroxen. Nur wenige Körner zeigen eine poikilitische Struktur, mit stark gerundeten Einschlusskristallen von Orthopyroxen oder Olivin. Hinweise auf eine erlangte Deformation geben die Klinopyroxene durch eine starke Undulation, eine deutliche Subkornfelderung und durch „*kinking*“, was an ihren Entmischungslamellen sichtbar wird. Magmatische Zwillinge wurden nicht beobachtet. Kontakte zu Olivin und Orthopyroxen sind meist flächig ausgebildet.

Orthopyroxene zeigen Korngrößen zwischen 0,2 und 0,6 mm, sowie deutlich größer als 1,5 mm. Die mittel- und feinkörnigen Orthopyroxene weisen vornehmlich eine subhedrale Ausbildung auf. Feinkörnige Orthopyroxene zeigen generell polygonale Kornformen, die mittelkörnigen hingegen besitzen eine etwas komplexere, unregelmäßige Kornform. Entmischungslamellen von kalziumreichem Pyroxen, wie auch eine meist schwach ausgeprägte Subkornbildung findet sich ausschließlich in den mittelkörnigen Kristallen. Diese zeigen zudem teilweise eine poikilitische Struktur, mit Einschlusskristallen von Olivin und Spinell.

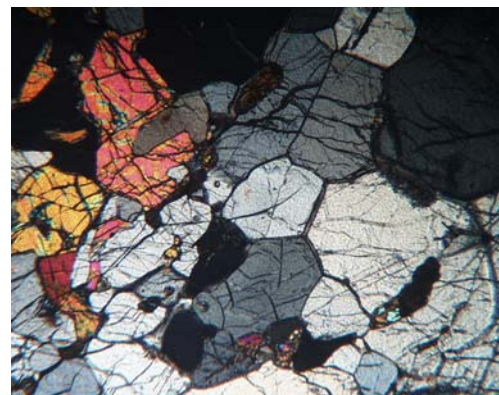


Abb. 7.2. Orthopyroxen-Embayment in Olivin (rötliches Korn im zweiten Quadranten); XPL, Bildbreite 3,2mm. Typschliff CM_10B.

Entlang von Spaltrissen lässt sich eine beginnende Bastitisierung beobachten. In Olivinen bilden Orthopyroxene „*Embayments*“ aus (Abb.7.1.). Zu Olivin, Klinopyroxen und den feinkörnigen Orthopyroxenkristallen bilden die größeren Orthopyroxene oftmals komplexe, teilweise stark verschachtelte Kontakte aus. Die feinkörnigen, polygonalen Orthopyroxene zeigen hingegen untereinander oft Gleichgewichtswinkel an gemeinsamen, geradlinigen Kanten (Abb.7.3.).

Farbloser und gelblich-brauner Amphibol bildet neben Einschlusskristallen auch lokale

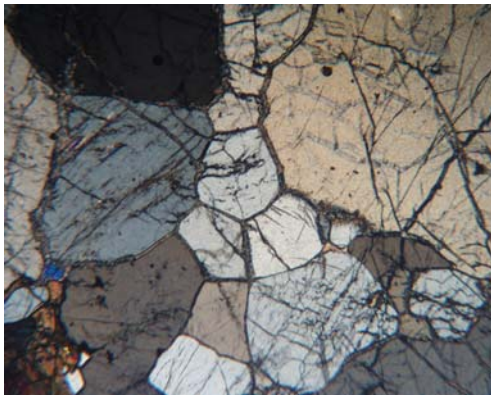


Abb. 7.3. 120° Winkel zwischen Orthopyroxenen; XPL, Bildbreite 1,3 mm. Typschliff CM_10B.

Säume um Ortho- und Klinopyroxenkörner aus. Selten finden sich auf interstitiellen Positionen zu den Pyroxenen und Olivinen feinkörnige (0,2 mm) Einzelkristalle aus magmatischem gelbbraunem Amphibol.

Dunkelbrauner und dunkelgrauer Spinell besitzt eine gleichförmige Gestalt. Einige Körner des dunkelbraunen Spinells zeigen eine poikilitische Struktur mit Einschlusskristallen von Olivin und einem unidentifizierten Mineral.

Klinopyroxenite: Makroskopisch zeigen die Dünnschliffe eine bimodale Korngrößenverteilung. Eine Einregelung von Mineralen ist nicht sichtbar.

Ihr Gefüge ist überwiegend isotrop und wird aus feinkörnigen polygonalen Klinopyroxenen und wenigen großen Klinopyroxen-Phänokristallen aufgebaut. In den Zwischenräumen finden sich Cluster von Olivin, Orthopyroxen und Plagioklas.

Olivin bildet vornehmlich kleine (0,3-0,4 mm) Körner aus, die auf interstitiellen Positionen zu den Klinopyroxenen liegen. Entlang von Rissen und Brüchen zeigen sie eine meist starke Umwandlung in Faserserpentin. Bei stark fortgeschrittener Alteration (Übergang Faser zur Maschenstruktur) kann keine Aussage mehr über die primäre Kornform getroffen werden. Deformationsmerkmale finden sich bis auf einige undulierende Reliktkerne keine.

Klinopyroxene mit Korngrößen zwischen 0,1 und 0,6 mm bilden die Matrix dieser Lithologie aus. Sie zeigen untereinander neben polygonalen Kornformen mit 120 Grad

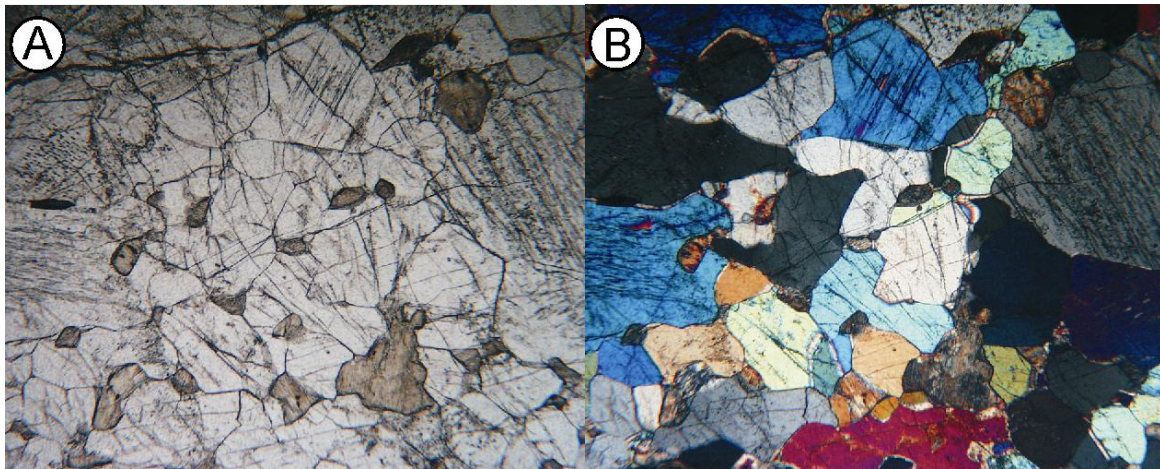


Abb. 7.4. Klinopyroxene mit untereinander komplex verschachtelten und z.T. buchtigen Kornkontakten. Man beachte den interstitiellen alterierten Orthopyroxen; A) LPL, B) XPL, Bildbreite jeweils 3,2 mm. Typschliff KL_3.

Dreipunktkorn Grenzen, auch komplexer verzahnte Kornkontakte (Abb.7.4.-7.5). Hinweise auf eine erlangte Deformation lassen sich in den feinkörnigen Klinopyroxenen nicht finden. In dieser Matrix sitzen vereinzelt Phänokristalle von Klinopyroxen mit Korngrößen von mehr als 5 mm.

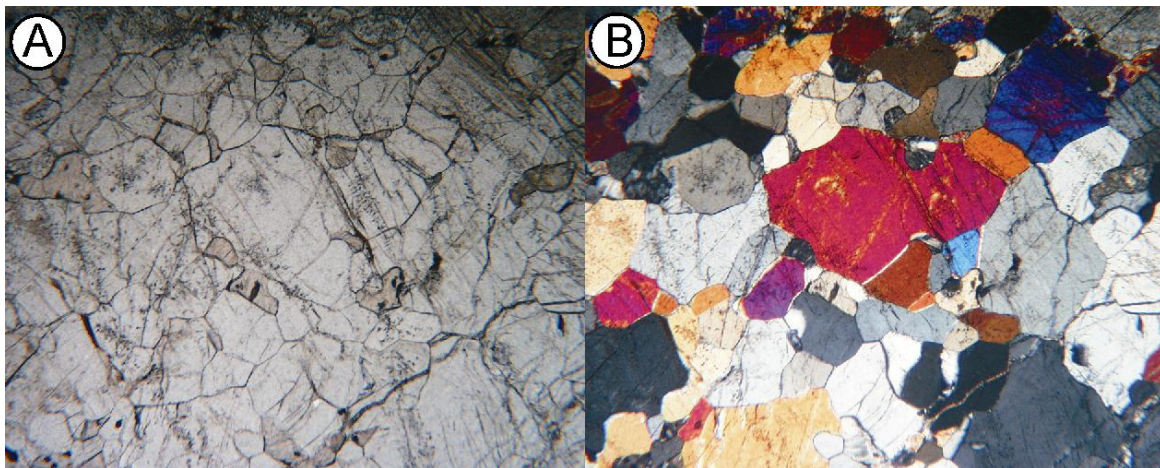


Abb. 7.5. Polygonale Klinopyroxene mit ausgebildeten 120° Kornkontakten; A) LPL, B) XPL, Bildbreite jeweils 3,2 mm. Typschliff KL_3.

Sie besitzen neben einer undulösen Auslöschung eine oftmals gut ausgebildete Subkornfelderung. Oft werden ihre Entmischungslamellen von kalziumarmen Pyroxen, die sich ausschließlich in den Phänokristallen finden, an Knickbändern versetzt. Diese Körner besitzen eine unregelmäßige Kornform mit vielen Einbuchtungen. Kontakte zu den feinkörnigen Klinopyroxenen sind meist

flächig ausgebildet, nur wenige weisen eine komplexe Verzahnung auf („*interlocking*“) wie sie typisch für magmatische Kontakte ist.

Orthopyroxene finden sich nur vereinzelt. Sie liegen als 0,2 bis 0,8 mm große Körner auf interstitiellen Positionen zu den Klinopyroxenen (Abb.7.4.). Ihre Kornform ist alterationsbedingt lobat. Oft sind die Körner in Serpentin oder in ein talkartiges Mineral umgewandelt. Auch eine Umwandlung in ein Gemenge aus Chlorit, strahligem Amphibol und Quarz findet sich in einigen Typschliffen. Relikte von kalziumreichen Entmischungslamellen konnten nicht beobachtet werden.

Farbloser und gelbbrauner Amphibol bildet extrem feine Einschlusskristalle in Klinopyroxenen. Grüner, wie auch farbloser Amphibol bilden stellenweise Säume um Klino- und Orthopyroxene. Strahliger, farbloser Amphibol ersetzt Orthopyroxen zusammen mit Chlorit und Quarz. Lokal finden sich isolierte Einzelkörner oder Cluster von feinkörnigen (0,1 bis 0,4 mm) Plagioklaskristallen. Sie sind vollständig in ein dichtes Gemenge aus Zoisit, Klinozoisit und Chlorit umgewandelt (Saussuritisiert).

Dunkelbrauner Spinell findet sich nur selten in diesem Gesteinstyp, meist sitzt er als Einschlusskristall in Klinopyroxenkristallen nahe der Korngrenzen. Schwarzer anhedraler Magnetit ist hingegen sehr präsent. Er findet sich bevorzugt an Korngrenzen von Klinopyroxen, oder zwischen Klino- und stärker alteriertem Orthopyroxen.

7.2.3 Interpretation

Beide Lithologien zeigen einen klaren Kumulatcharakter mit der Kristallisation der Hauptminerale Klino- und Orthopyroxen als Kumulus und/oder Interkumulusphase. Weiterhin geben die in beiden Gesteinen dominanten feinkörnigen und polygonalen Kristalle Hinweise auf eine Überprägung ihres Gefüges durch Rekristallisationsprozesse. Insofern wurden die websteritischen Gänge nach ihrer Kristallisation möglicherweise einer relativ hochtemperierten Deformation unterzogen. Der dunitische Kontaktsaum kann sich als Resultat einer perkolierenden Schmelze gebildet haben, die chemisch im Ungleichgewicht mit dem umgebenen Mantelperidotit stand und diesen Saum als Reaktion bildete (Kelemen et al., 1995).

Da die Klinopyroxenite teilweise am Kontakt zum Nebengestein ein Abschreckungsgefüge zeigen, scheinen sie sich zeitlich etwas später gebildet zu haben, (Kap.5.3).

Zudem finden sich keine dunitischen Kontaktsäume (niedere Temperatur) zwischen ihnen und dem Nebengestein, auch eine Verfallung der Gänge (Abb.5.2.; mögliche Platznahme nach der Deformationsphase) wurde nicht beobachtet.

Auch hier deuten die vereinzelt Amhibol-Einschlusskristalle auf eine relativ hochtemperierte Interaktion zwischen den Pyroxen-Wirtskristallen und einer fluiden Phase hin (s. Kap.6.). So können die Blebs entweder als Resultat einer Alteration bzw. als mögliche Anzeiger einer hydrothermalen Überprägung (Mikrorisse des hydrothermalen „recharge systems“, Maeda et al., 2001) oder als Resultat von Entmischungsprozessen (Coogan et al., 2001; Smith, 1977) interpretiert werden.

7.3 Olivin-Gabbonorit

7.3.1 Einleitung

Die petrografische Beschreibung der Olivin-Gabbonorite basiert auf den Typschliffen BK_31, BK_38 und CM_312.

7.3.2 Petrografie Olivin-Gabbonorit

Die Olivin-Gabbonorite weisen ein isotropes, serialkörniges Gefüge auf, mit Olivin, Orthopyroxen und Klinopyroxen als Hauptphasen und Plagioklas als Nebenphase. Die genauen modalen Proportionen finden sich in der Tabelle 7.1.

Proben:	Olivin- Gabbonorit n=3								
Mineral:	Vol. %	Stabw	Mineral:	Vol.%	Stabw	Mineral:	Vol.%	Stabw	
Olivin:	4,5	0,6	Alt-Plag:	26	3	Oxide:	4,4	3	
Klinopyroxen:	29,4	5,6	Amhibol:	4,7	1	Serpentin:	8	2,1	
Orthopyroxen:	9,6	3,6	Alt-Opx:	10,7	4,7	Titanit:	0	0	
Plagioklas:	1	0	Quarz:	0	0	A.I.:	1,5	0	

Tab.7.1. Gemittelte Modalgehalte der Olivin-Gabbonorite, basierend auf den Proben BK_31, BK_38 und CM_312.

Olivin bildet 0,5 bis 2,5 mm große, anhedrale Kristalle (Abb.7.6.). Zumeist finden sich regellos verteilte Klumpen („Cluster“), bestehend aus 2 bis 4 Olivinkörnern. Alle Körner besitzen Koronen, die Spuren einer beginnenden Umwandlung in Serpentin anzeigen. Viele Körner sind von Serpentinadern durchzogen, einige sind komplett von ihm ersetzt (Abb7.6.). Aufgrund der

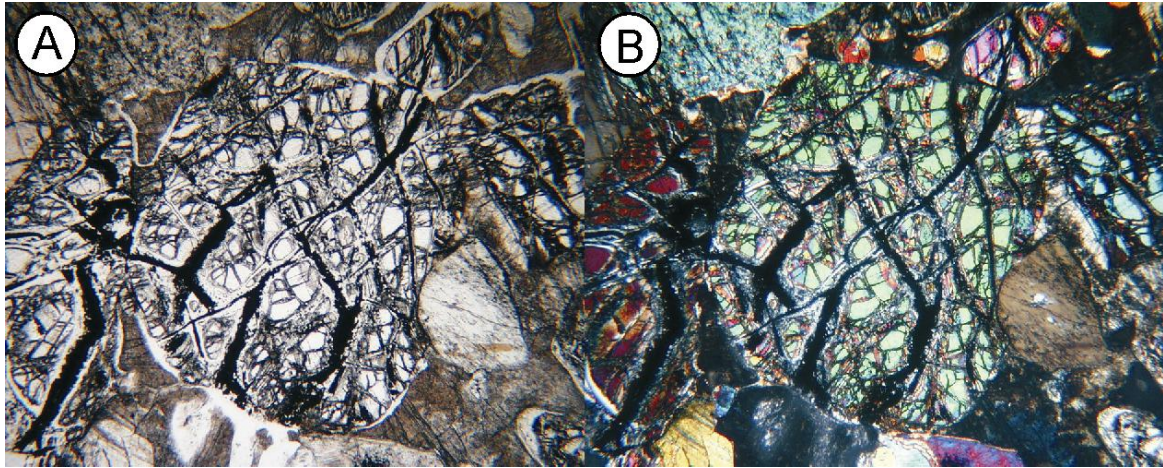


Abb. 7.6. Anhedraler Olivin mit Serpentinpaltrissen; A) LPL, B) XPL; Bildbreite jeweils 3,2 mm. Typschliff BK_38.

erworbenen Alteration zeigen die Olivine überwiegend komplex buchtige Kornkontakte zu den anderen Mineralphasen.

Hinweise auf eine Deformation finden sich außer einer in wenigen Körnern schwach ausgebildeten Undulation in den Olivinen nicht. Oft bilden kleine ($< 0,5$ mm) stark gerundete Olivine Einschlusskristalle in Wirtskristallen aus Klino-, Orthopyroxen und Plagioklas aus (Abb.7.7.).

Der Klinopyroxen besitzt überwiegend eine subhedrale Ausbildung, bei konstanten Größenübergängen zwischen 0,5 und 3 mm. Die Körner haben eine inequidimensional kurzprismatische Gestalt, mit teilweise stark abgerundeten Kornrändern. Neben

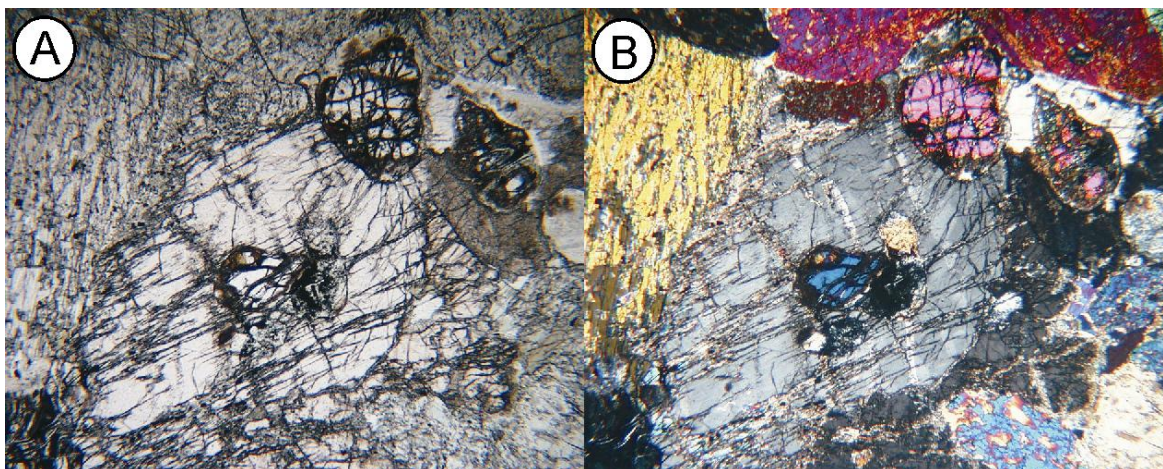


Abb. 7.7. Poikilitisch ausgebildeter Orthopyroxen mit einem Olivin-Einschlusskristall. Man beachte die Bastitisierung, opake Phase Plagioklas; A) LPL; B) XPL; Bildbreite jeweils 3,2 mm. Typschliff BK_31.

Entmischungslamellen eines kalziumarmen Pyroxens parallel $\{100\}$, haben vereinzelte Körner zusätzlich eine magmatische Verzwilligung entwickelt. Auch in diesen Klinopyroxenen finden sich wie in denen der Serien 1 bis 3, zum Teil feinstkristalline Einschlusskristalle bzw. Entmischungskörper eines farblosen Amphibol. Zusammen mit den anderen Phasen bildet er Einschlusskristalle in Orthopyroxen aus (Abb.7.8.).

Die Klinopyroxene geben, mit Ausnahme einer schwach ausgebildeten Undulation in wenigen Körnern, keine Hinweise auf eine erlangte Deformation. Ihre Kornkontakte untereinander und zu den anderen Phasen sind meist komplex verzahnt („*interlocking*“), zum Teil aber auch buchtig ausgebildet. Vereinzelte Körner besitzen einen feinen Saum aus einem grünem Amphibol. Einige Körner sind partiell von einem strahligen Aktinolith ersetzt. In den alterierten Partien finden sich Mikro-Einschlüsse von schwarzem Magnetit.

Orthopyroxen findet sich in der Einheit in etwas geringeren modalen Proportionen als der Klinopyroxen (Tab.7.1.). Er bildet, bei einer überwiegend subhedralen Ausbildung, mit Korngrößen von 1 bis 4,5 mm die größten Kristalle der Einheit aus. Ihre Form ist

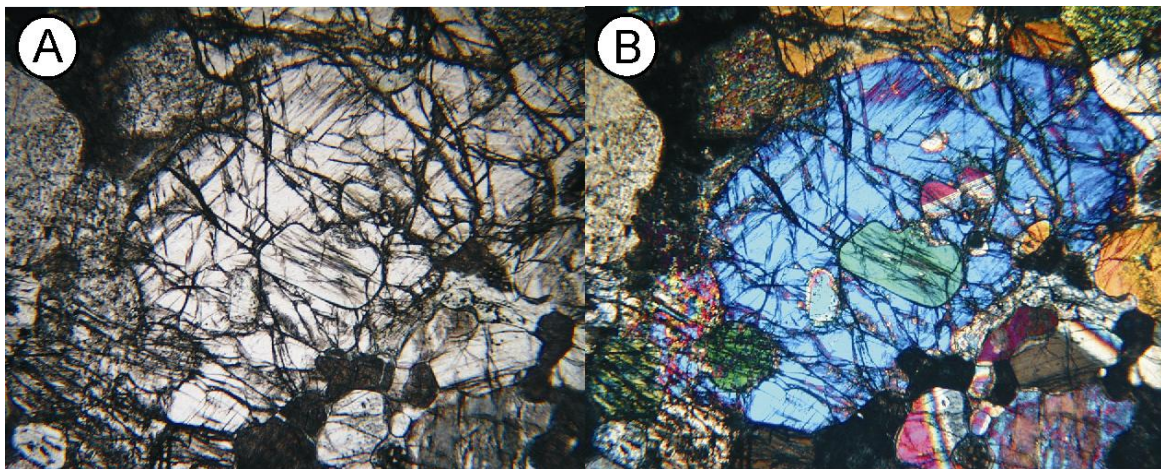


Abb. 7.9. Poikilitisch ausgebildeter Orthopyroxen mit anomal blauen Interferenzfarben (B) und Einschlusskristallen von Klinopyroxen. Neben feinen Entmischungslamellen findet sich eine beginnende Bastitisierung. Man beachte die buchtigen Kornkontakte; A) LPL; B) XPL; Bildbreite jeweils 3,2 mm. Typschliff CM_312.

inequidimensional tafelig, teils leistenförmig bis langprismatisch oft mit abgerundeten Kornrändern (Abb.7.8.). Die kleinen Kristalle ($< 1,5$ mm) besitzen oftmals eine kurzprismatische Gestalt (Abb.7.9.). Besonders die großen tafeligen Kristalle haben reichlich feine Lamellen eines kalziumreichen Pyroxens parallel $\{100\}$ entwickelt. Die kleinen kurzprismatischen Kristalle hingegen sind frei von Entmischungslamellen und von jedweden Deformationsstrukturen. Die

großen Orthopyroxene besitzen neben einer guten Undulation auch oftmals eine schwach bis mittlere Subkornfelderung. Ebenfalls haben nur diese Körner eine poikilitische Struktur, mit bis zu 5 Einschlusskristallen ausgebildet (Abb.7.8.). Neben Klinopyroxenen bildet auch Olivin

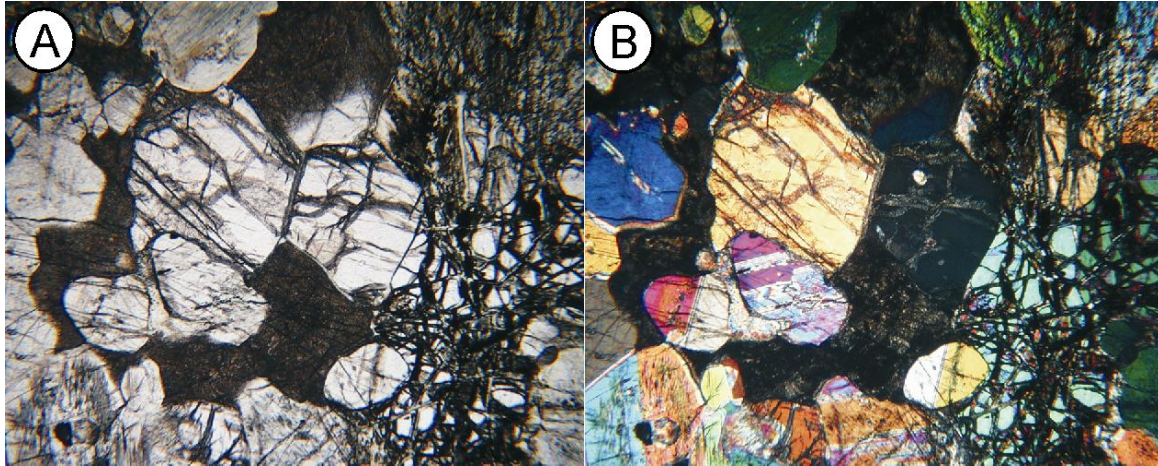


Abb. 7.9. Kurzprismatisch ausgebildeter Orthopyroxen und interstitieller opaker Plagioklas (braun in A und B); A) LPL; B) XPL; Bildbreite jeweils 3,2 mm. Tvschliff CM 312.

Einschlusskristalle. Nahezu alle Körner zeigen Spuren einer beginnenden oder fortgeschrittenen Bastitisierung entlang von Spalttrissen (Abb.7.8.). Einige Partien in großen Körnern sind zum Teil in Talk (Alterationstyp A, s. Kap.6.6) umgewandelt.

Plagioklase bilden anhedrale 0,2 bis 3 mm große Körner auf interstitiellen Positionen aus. Die Körner sind meist komplett saussuritisiert in ein dichtes braunes, teilopakes Gemenge aus Zoisit und Klinozoisit (Abb.7.9.). Chlorit umsäumt oftmals die komplett umgewandelten Plagioklase. Vereinzelt finden sich kleinräumige, nahezu unalterierte Partien. In zwei Tvschliffen (BK_38, CM_312) finden sich einige Plagioklase, die eine poikilitische Struktur mit Einschlusskristalle von Klinopyroxen ausgebildet haben.

Amphibol ist sowohl als primäre als auch sekundäre Phase zu finden. Während ersterer farblose, anhedrale Kristalle auf interstitiellen Positionen ausbildet, ist letzterer vornehmlich als grüner Saum um alterierte Klinopyroxene zu finden. Primärer Amphibol zeigt neben einer Einfach- und Mehrfachverzwillingung wie auch oftmals eine deutliche Undulation.

Schwarzer Magnetit findet sich als akzessorisches Mineral vor allen an Korngrenzen zwischen den Pyroxenen und angereichert, fein dispers verteilt in den zu Serpentin umgewandelten Bereichen.

7.3.3 Interpretation

Eine Zuordnung der Olivin-Gabbronorite zu einer der mafischen Serien 1 bis 3 kann aufgrund der Geländebeschreibung (Kap.5.4) nahezu ausgeschlossen werden, obwohl sie mit Ausnahme ihrer atypischen modalen Proportionen hinsichtlich ihrer Textur und Struktur vergleichbare Merkmale mit den Pyroxeniten der Serie 1 aufweisen. Auch zeigen sie wie die Pyroxenite klar eine Ausscheidungsreihenfolge von Pyroxen vor Plagioklas, wenn auch mit Klinopyroxen vor Orthopyroxen (Ol-Cpx-Opx-Plag). Ob es sich bei dieser Einheit um eine frühe Intrusivphase (Prä-Serie 1) handelt, die von den nachfolgenden Serien zerlegt und möglicherweise auch resorbiert wurde, oder ob es sich hier lediglich um Plagioklas imprägnierte Olivin-Websterite der Serie 1 (Kap.6.5.2) handelt, bleibt petrografisch unbeantwortet.

7.4 Serie 4

7.4.1 Einleitung

Die Beschreibung der nur innerhalb der Serie 3 im China Mountain Pluton beobachteten gangartigen Serie basiert auf den Typschliffen CM_435 und CM_438.

7.4.2 Petrografie Gabbronorit Serie 4

Klinopyroxen und Orthopyroxen (Cpx > Opx) bilden die Hauptgemengteile und Plagioklas mit Amphibol die Nebenphasen der gabbronoritischen Gänge der Serie 4 aus. Alle Mineralphasen weisen mit Ausnahme einer deutlich größeren Korngröße von 1,5 bis 4 mm die selben texturellen und strukturellen Merkmale auf, wie sie für die Phasen der Serie 3 im Kapitel 6.7 beschrieben wurden. Ein Unterschied zur Serie 3 besteht in den modal untergeordneten Proportionen von Plagioklas im Vergleich zu den Pyroxenen und dem vorherrschen von Klinopyroxen anstelle von Orthopyroxen. Plagioklas tritt in dieser Serie auf etwa 10 bis max. 30 Vol. % zurück.



Abb. 7.10. Scan des CM_438 Handstückes. Der Kontakt zur Serie 3 verläuft im linken Teil in N-S Richtung. Bildbreite 30 mm.

Die mafischen Gänge der Serie 4, die konkordant im Lagenbau der Serie 3 liegen, zeigen scharfe Kontakte zu dem magmatischen Lagebau, ohne jedwede Ausbildung eines Abschreckungsrandes seitens der Serie 4 (Abb.7.10.).

7.4.3 Interpretation

Aufgrund fehlender Abschreckungsgefügen zwischen den Serien 3 und 4 kann von einem kogenetischen Ursprungs der beiden Serien ausgegangen werden. Eine relativ zeitnahe Intrusion der Serie 4 in eine noch heiße Serie 3 könnte auch die beobachtete magmatische Abschiebung erklären, die im Aufschluss CM_437 (Abb.5.7.) beobachtet wurde.

7.5 Diorit / Quarzdiorit

7.5.1 Einleitung

Der Typschliff BK_68 bildet die Grundlage für die petrografische Beschreibung der Diorite bzw. der Quarzdiorite (vgl. Kap.5.6).

7.5.2 Petrografie Diorit

Bei makroskopischer Betrachtung des Dünnschliffes gegen das Licht fällt sofort die vergleichsweise hohe Konzentration an opaken Mineralen auf (Abb.7.11.). Der Diorit besitzt ein serialekörniges Gefüge mit Plagioklas und Quarz als Hauptgemengteile, sowie Amphibol und Magnetit als Nebengemengteile.

Die Plagioklase zeigen Korngrößen zwischen 1 und 4 mm bei einer sub- bis anhedralen Gestalt. Eine Einfach- und eine Mehrfachverzwillingung nach dem Albit- und dem Periklingesetz ist in vielen Kristallen entwickelt, ebenso zeigen viele Körner eine gute Undulation. Die Breite der Zwillingslamellen lässt auf geringe bis mittlere Anorthitgehalte (An) der Plagioklase schließen. Messungen der Auslöschungswinkel an geeigneten Kristallen ergaben Anorthitgehalte von etwa An₃₀ bis An₄₀. Viele Plagioklase haben zudem einen normalen und oszillierenden Zonarbau entwickelt. Alle zonierten Kristalle weisen einen homogenen Kernbereich auf.

Auch in dieser Gesteinseinheit zeigen die Plagioklase eine beginnende bzw. eine weit fortgeschrittene Alteration. Typisch für eine Saussuritisierung der Plagioklase ist das Auftreten von unorientierten Zoisit- und Epidotkristallen, die vom Kernbereich nach außen wachsen. Alle Körner im dem Schliff zeigen eine starke Trübung (Abb.7.11.). Einige stark alterierte Körner

besitzen eine Korona aus Quarz, wie auch Oxid-Einschlüsse die Lage und Form der Albit- und Periklinlamellen nachahmen.

Quarzkörner weisen Korngrößen zwischen 0,5 und 3 mm, bei einer meist subhedralen Gestalt auf. Nahezu alle Kristalle zeigen eine deutliche Undulation in Kombination mit einer zum

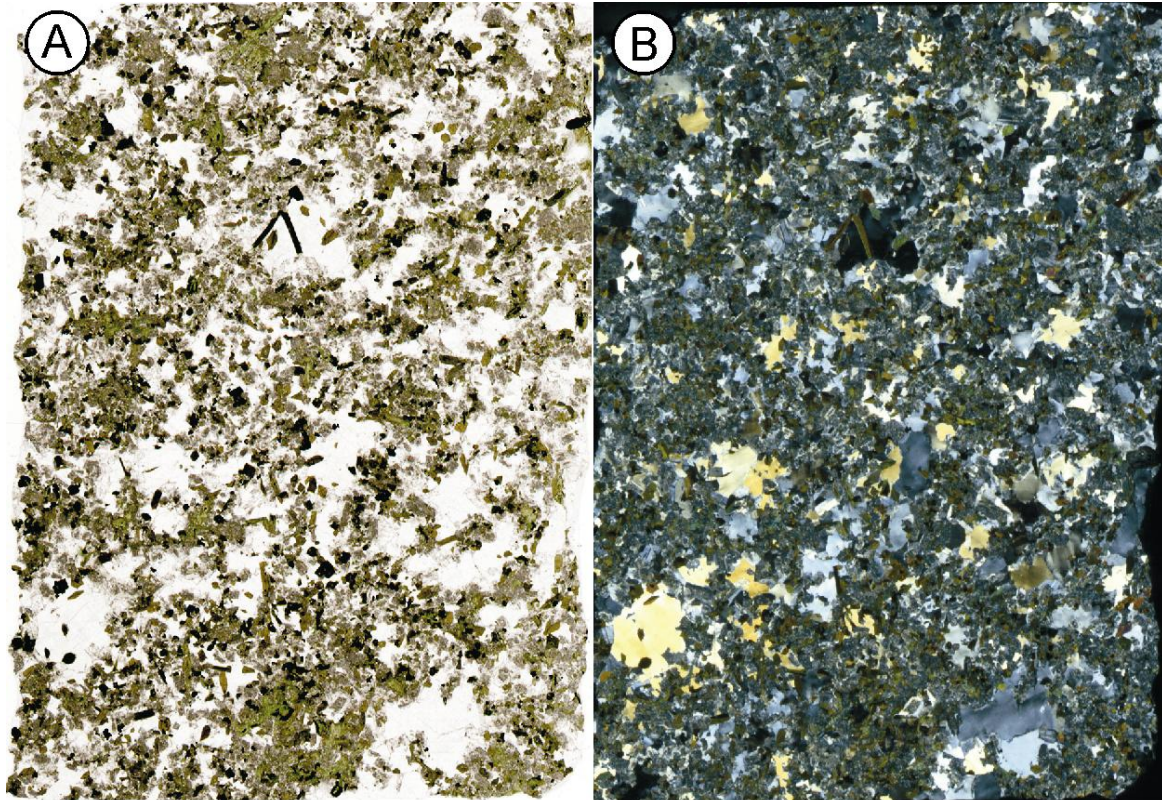


Abb. 7.11. Dünnschliffscan des Typschliffes BK_68. Gut in A) sichtbar ist der hohe modale Anteil an Opakmineralen; A) LPL; B) XPL; Bildbreite jeweils 20 mm.

Teil starken Subkornfelderung. Untereinander, besonders zwischen mittelgroßen Körnern, ist eine wulstartige Naht („bulging“) am Kontaktbereich ausgebildet. Vereinzelt findet sich Amphibol oder Apatit als Einschlusskristall in einem größeren Quarzkorn. Kornkontakte zwischen Plagioklasen und Quarz sind meist geradlinig, stellenweise auch buchtig ausgebildet. Geradlinig verschachtelte Kontakte („interlocking“) kennzeichnen die Kontakte zu den Amphibolen.

Grüner Amphibol zeigt bei einer überwiegend prismatisch bis leistenförmigen Ausbildung Korngrößen zwischen 1 und 3 mm. Viele Kristalle besitzen eine Einfach- oder eine Mehrfachverzwillingung, letztere sichtbar an einer Zwischenlamelle. Eine deutliche Undulation ist in vielen Körnern entwickelt, eine Subkornbildung hingegen lässt sich nicht beobachten.

Sekundärer Chlorit säumt die Kontakte vornehmlich zwischen Amphibol und Plagioklas. Anhedraler Magnetit bildet die Opakphase. Er findet sich bevorzugt zwischen und innerhalb alterierter Plagioklase und Quarze. Als akzessorische Phasen finden sich Titanit und Zirkon.

7.5.3 Interpretation

Ob es sich bei den Dioriten bzw. Quarzdioriten um Gesteine aus der für Inselbogensysteme typischen Plagiogranitgruppe (Juteau and Maury, 1999; Nicolas, 1989) handelt, oder ob ihre Herkunft im Zusammenhang mit der Platznahme der mesozoischen Granite der Trinity Alps steht, kann petrografisch nicht geklärt werden. Die getrübten und alterierten Plagioklase (Saussuritisierung) zusammen mit den deformierten Quarzkörnern geben Hinweise auf eine erlangte grünschieferfazielle Deformation und Alteration. Eine solche Alteration ist typisch für eine niedertemperierte (LT, 195-410°C) hydrothermale Überprägung (Bach et al., 2001; Nehlig and Juteau, 1988). Das „Bulging“ in den Quarzen ist eine niedertemperierte dynamische Rekristallisation, auch Ausbuchtungsrekristallisation genannt, wie sie zusammen mit der beobachteten Undulation und Subkornfelderung typisch für eine Deformation in einem Temperaturbereich von etwa 300-400 Grad Celsius ist (Passchier and Trouw, 2005). Somit deckt sie sich in ihrem Temperaturbereich mit der Alteration. Erwähnt sei noch der für Diorite ungewöhnlich hohe Modalgehalt von etwa 3 Vol.% an Oxiden, dessen Ursache unverstanden bleibt.

7.6 Zusammenfassung

Wie bei den Serie 1 Pyroxeniten lassen sich auch bei den pyroxenitischen Gängen im Peridotit zwei Lithologien differenzieren: Websterite und Klinopyroxenite. Beide Lithologien zeigen anhand ihrer feinkörnigen sowie polygonalen Kristalle eine erlangte Hochtemperaturdeformation. Neben ihrem überprägten Gefüge, grenzen sie sich von den Serie 1 Pyroxeniten auch deutlich, durch das Auftreten von Mantelolivin-Altkörnern ab.

Hinsichtlich seiner Textur und Struktur lässt sich der Olivin-Gabbonorit nicht von den Serie 1 Pyroxeniten unterscheiden. Auch hinsichtlich seiner Kristallisationsreihenfolge von Ol-Cpx-Opx-Plag gibt er sich mit der Serie 1 konsistent. Allerdings grenzt er sich durch seinen Modalbestand deutlich von den Pyroxeniten und Gabbonoriten der Serie 1-3 ab. So zeigt er als einzigstes Gestein hohe modale Proportionen von Plagioklas zusammen mit hohen Anteilen an Olivin.

Die konkordant im Lagenbau der Serie 3 sitzenden Gabbronorite der Serie 4 zeigen scharfe planare Kontakte, ohne jedwedens Abschreckungsgefüge. Im Unterschied zur Serie 3 wird der Serie 4 Gabbronorit vornehmlich von Pyroxenen (Cpx > Opx) aufgebaut, Plagioklas tritt deutlich zurück.

Der Diorit weist wie Teile der Plagiogranite und Serie 2 Gesteine eine grünschieferfazielle Überprägung auf. Auch er kann als Teil der für Inselbogenkomplexe typischen Plagiogranitgruppe interpretiert werden, allerdings kann petrografisch eine Beziehung zu den umgebenden mesozoischen Graniten der Trinity Alps nicht gänzlich ausgeschlossen werden.

8 Plutonaufbau

8.1 Einleitung

Die folgenden Plutonbeschreibungen beziehen sich auf die jeweiligen geologischen Karten im Anhang, in Kombination mit der Gelände- und petrografischen Beschreibung der Gesteinseinheiten (Kap.4-7). Eine Übersicht über die jeweilige Lage der auskartierten Körper im

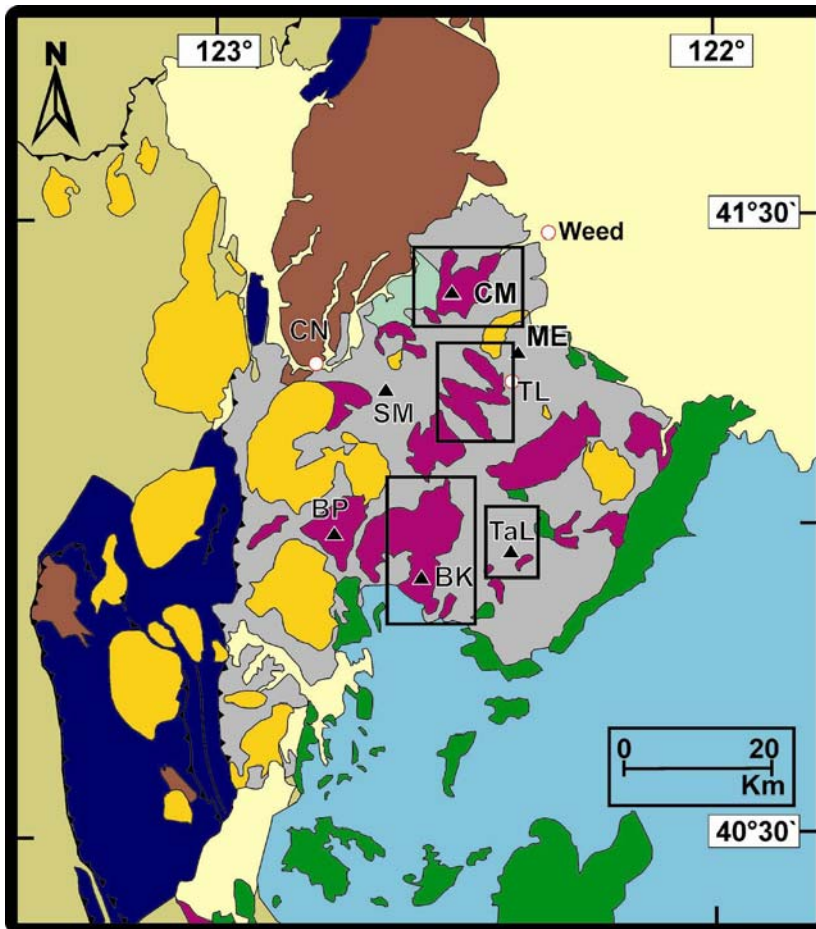


Abb. 8.1. Geologische Übersichtskarte (verändert nach Boudier et al., 1989) der kartierten Trinity Plutone (schwarze Rechtecke). Abkürzungen: BP: Billy's Peak, BK: Bonanza King, CM: China Mountain, CN: Callahan, ME: Mount Eddy, SM: Scott Mountain, TaL: Tamarack Lake, TL: Toad Lake (Bear Creek).

Trinity Komplex gibt die Abbildung 8.1. Jeder der auskartierten Plutone ist in seinem Aufbau einzigartig, da er aus unterschiedlichen Anteilen von Gesteinen der Mantel-Krusten Übergangszone und den Serien 1 bis 3 aufgebaut wird (eine Tabelle mit den abgeschätzten Proportionen der Serien für jeden Pluton findet sich im Anhang A1.1, Tab.A1.1). Mit Ausnahme von Cabin Meadows und Tamarack Lake stellen die beigefügten geologischen

Karten (s. Anhang A1.1) vereinfachte und verkleinerte Karten auf Basis der analogen Detailkarten im Maßstab 1:9.800 dar. Die Streich- und Fallwerte der strukturellen Daten (Foliation, Lineation, Bänderung, Störungen) spiegeln repräsentative Durchschnittswerte für die jeweiligen Lokationen dar. Aus Zeitgründen konnte das Massiv des Bonanza King nur zu etwa 65 Prozent auskartiert werden. Die Aufschlusskarten der jeweiligen Plutone finden sich im Anhang A1.2.

In der Literatur wird der Aufbau des Trinity Komplexes, bzw. seiner Plutone, entsprechend einer ophiolithischen Pseudostratigrafie beschrieben, allerdings mit einer auf 1-2 km reduzierten Krustenmächtigkeit (Boudier et al., 1989; Cannat and Lecuyer, 1991; Le Sueur et al., 1984; Nicolas, 1989).

8.2 Bear Creek Pluton

Der Pluton liegt im Zentrum des Trinity Komplexes (Abb.8.1.). Aufgebaut wird er von einer frühen Mantel-Krusten Übergangszone, Serie 1 Pyroxenit und Gabbro, Serie 2 variabel texturiertem Gabbro und von gebänderten Serie 3 Gabbro. In der Abbildung 8.2. finden sich die (abgeschätzten) aufgeschlossenen Proportionen der Serien für den Pluton grafisch dargestellt. Für Boudier et al.

(1989) wird der Körper von einer mächtigen MTZ an seiner Basis und einer im Hangenden folgenden subhorizontalen Pyroxenit-Gabbro Sequenz aufgebaut. Wenn auch Cannat and Lecuyer (1991) die Bildung der MTZ als frühe Phase von den hangenden Gabbros abtrennen, so folgen sie doch bei dem weiteren strukturellen und

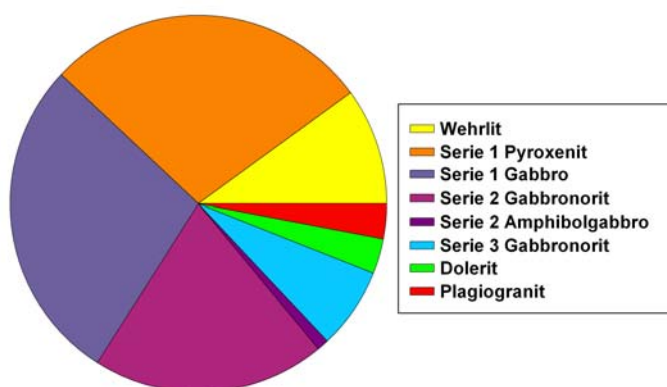


Abb. 8.2. Aufgeschlossene Proportionen (Vol. %) der Serien im Bear Creek. Tortendiagramm auf Basis der Tabelle A1.1 im Anhang A1. Farblegende der Lithologien im Rechteck.

petrografischen Aufbau des Körpers Boudier et al. (1989). Sie erwähnen allerdings als erste die Peridotit-Xenolithe, die als magmatische Brekzie („*magnetic breccia*“) den Kontakt zwischen dem



Abb. 8.3. Die Mantel-Krusten Übergangszone mit ihrem markanten lagigen Aufbau; Aufschluss BC_223.

Peridotit und den Gabbros markiert. Auch beschreiben Cannat and Lecuyer (1991) lagige Gabbros an der Basis des Körpers mit Einschlüssen von isotropen Gabbros (vermutlich Serie 2), aber in ihrer Kartenskizze werden die Gabbros nicht weiter differenziert. Für Ceuleneer and Le Sueur (2008) besteht der Körper aus einer MTZ- und Pyroxeniteinheit an der Basis und Gabbros im Hangendbereich, die in einem Profil weiter differenziert werden. Im strukturellen Aufbau folgen

sie allerdings Boudier et al. (1989) und Cannat and Lecuyer (1991).

Der Bear Creek Körper zeigt zwei aufgeschlossene Störungsrichtungen. Die Mehrzahl der Störungen besitzt eine NW-SE Orientierung die sich in den Tälern des Bear-, Cedar- und Picayune Creek widerspiegelt. Die aushaltenden frühen NW-SE streichenden Störungen werden von der späten NE-SW streichenden Störung abgeschnitten, die den Verlauf des Trinity Rivers vorgibt.

Wie alle anderen Plutone liegt der Bear Creek Körper inmitten einer Umgebung aus Mantelperidotit. Seine N-NW Grenze wird von einer Mantel-Krusten Übergangszone aufgebaut die sowohl die Basis des Plutons bildet, als auch den topografisch tiefsten Teil des Massivs. Die MTZ besteht aus Harzburgit, Wehrlit, Olivin-Websterit und untergeordnet aus Dunit. Markant

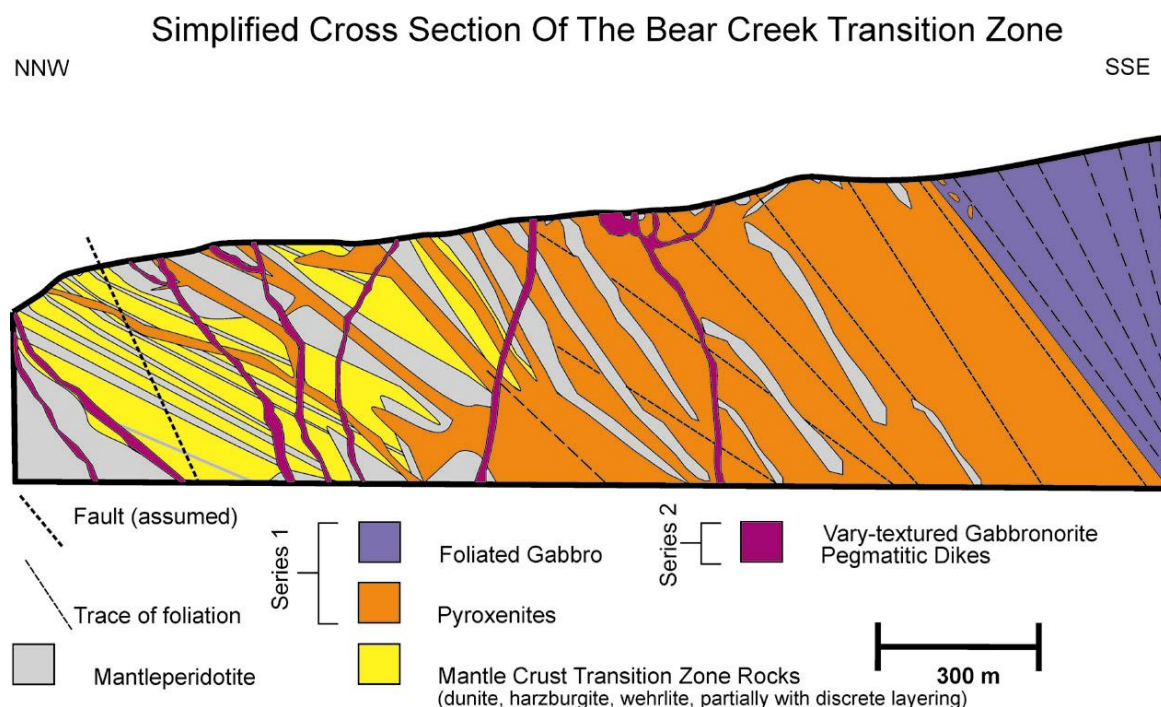


Abb. 8.4. Vereinfachtes und idealisiertes Profil (NNW-SSE) durch die Mantel-Krusten Übergangszone an der Basis des Bear Creek Pluton und den Übergang in die Serie 1 Gesteine. Nicht maßstäblich. Lage des Profils siehe Karte.

ist ihr lagiger Aufbau an der Basis aus Wehrliten, mit häufig zwischengeschalteten (residualen) Harzburgitbändern (Abb.8.3.) und querschlagenden Serie 1 Pyroxenit- und pegmatitischen Serie 2 Gabbronoritgängen unterschiedlicher Mächtigkeit (Abb.8.4.).

Der Lagenbau an der Basis fällt überwiegend flach bis mittelsteil (25° bis 35°) in Richtung SW, lokal aber auch nach SE (BC_20) ein (Abb.8.5.D). Ein steileres Einfallen (40° bis 60°) in Richtung SW im Lagenbau, wie auch in der magmatischen Foliation, findet sich in den hangenden Partien der Einheit und entlang des nordöstlichen, nordwest- bis westlichen und süd-

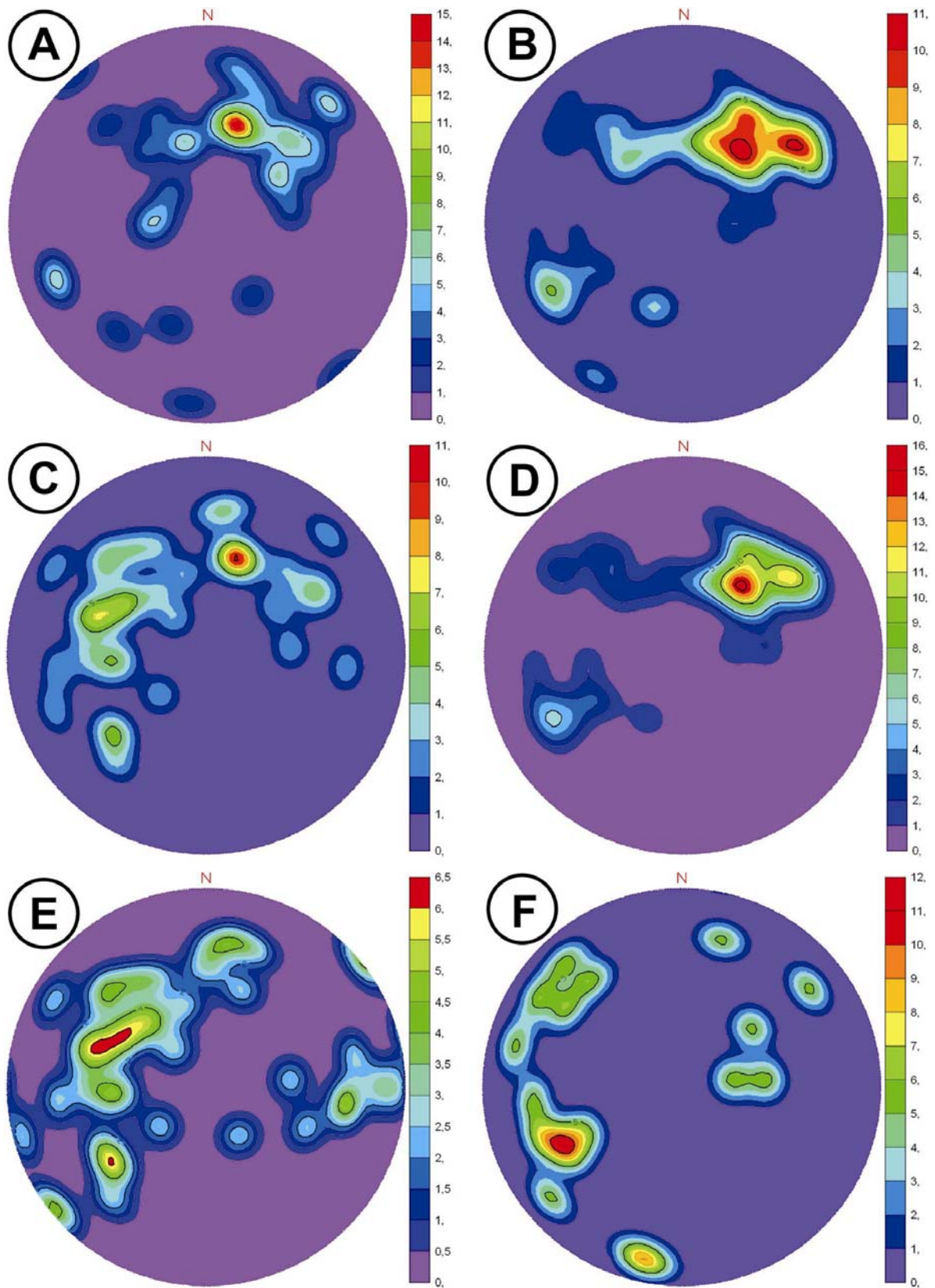


Abb. 8.5. Konturdiagramm der Polpunkte von A) Foliation im Mantelperidotit, $n=33$; B) Lagenbau im Mantelperidotit, $n=30$; C) Foliation in den Wehrliten, $n=35$; D) Lagenbau in den Wehrliten, $n=54$; E) Foliation in den Pyroxeniten, $n=39$; F) Lagenbau in den Pyroxeniten, $n=30$; Projektion: Schmidtsches Netz, untere Halbkugel.

lichen Rand des MTZ-Körpers. Aufgrund ihrer flachen, teils auch SE-fallenden Struktur, korreliert die MTZ nicht gut mit den restlichen, meist steilen NNW streichenden Baueinheiten des Plutons (Abb.8.5).

In den höheren Partien der Einheit finden sich viele Meter bis Dezimeter große Körper von meist stark alteriertem, residualen Peridotit und von späten Serie 1 Pyroxenitkörpern und Gängen. Es konnte allerdings kein direkter Übergang zwischen Mantel-Krusten Übergangszone und dem Serie 1 Pyroxenit gefunden werden, obwohl eine Zunahme der Pyroxenitlagen innerhalb der Wehrlite den Übergang deutlich ankündigt.

Aufschlüsse von xenolithischen MTZ-Gesteinen wurden in dem Körper nur an zwei Lokationen gefunden. Der Aufschluss BC_145 liegt zwischen dem Toad- und dem Porcupine Lake und bildet die Grenze zwischen Gesteinen der Serie 2 und dem Mantelperidotit (gelbes X in der geol. Karte). Innerhalb des Serie 2 Gabbonorit finden sich mehrere dm-große Xenolithe von Wehrlit. Ein kleinräumiger Aufschluss aus Wehrlit (BC_164) findet sich innerhalb des Serie 1 Gabbros am Kontakt zum Mantelperidotit am Picayune Creek. Der Aufschluss besitzt nur eine Größe von etwa 5 x 6 m, ein direkter Kontakt zu dem Nebengestein ist auch hier nicht aufgeschlossen.

Pyroxenite der Serie 1 bauen die massive NW-Flanke des Plutons auf, voneinander getrennt nur durch das im Mantelperidotit liegende, NW-streichende Störungstal des Cedar Creeks. Der Kontakt zum umgebenen Mantelperidotit ist sowohl scharf (Abb.4.18.), wie lokal auch xenolithisch mit stark gerundeten Harzburgit- und Dunit-Xenolithen im cm- bis dm-



Abb. 8.6. a) Gerundeter Harzburgit-Xenolith im Serie 1 Pyroxenit; Aufschluss BC_1. b) Mantelperidotit Fragmente (orange) in Serie 1 Gabbro; Aufschluss BC_169.

Maßstab ausgebildet (Abb.4.6.; 8.6.a). Teilweise ist der direkte Kontakt auch aufgrund einer Überschotterung nicht zugänglich. Die Pyroxenite sind massiv, d.h. es findet sich nur lokal eine Bänderung, eine sichtbare magmatische Foliation hingegen lässt sich oftmals finden. Ihre Foliation fällt mittelsteil bis steil (45° - 85°) sowohl nach NE/SW wie auch untergeordnet nach E/SE ein (Abb.8.5.E).

In der Einheit finden sich neben großen residualen Peridotitkörpern auch späte Intrusivkörper von Serie 1 Gabbro und Serie 2 Gabbronorit. Zu letzteren ist kein direkter Kontakt sichtbar aufgrund einer Überdeckung von wenigen Metern. Die Gabbrokörper sind konkordant mit dem umgebenen Pyroxenit hinsichtlich ihrer Form und ihren strukturellen Orientierungen. Man findet nahe dem Kontakt zum Serie 1 Gabbro oft einen Übergang von Klinopyroxenit in einen klinopyroxenreichen Gabbro, durch Zunahme an interstitiellem Plagioklas. Einen direkten Übergang, wie auch Kontakt zwischen den zwei Einheiten wurde an keinem Punkt gefunden.

Der Zentral- und Südteil des Plutons wird zu großen Teilen von Serie 1 Gabbro aufgebaut. Die Gabbros bilden zusammen mit dem Serie 2 Gabbronorit die zwei markanten, NW-streichenden Rücken nördlich des Picayune- und südlich des Cedar Creeks. Ihre äußere Form ist vornehmlich konsistent mit den internen Strukturen des Serie 1 Gabbros. Die auffallend starke magmatische Foliation fällt steil (45° bis 80°) in Richtung SW bis W ein, ferner zeigt die Foliation untergeordnet ein gleichfalls steiles Einfallen in Richtung W bis NW (Abb.8.8.A). Ebenfalls konkordant in Bezug auf die strukturelle Richtungen im Hauptkörper zeigen sich auch die zwei isolierten Serie 1 Gabbro Einzelkörper im Norden des Plutons.

An seiner S-SW und SE-Flanke wird der Serie 1 Gabbro von Serie 2 Gabbronorit intrusiv zerlegt. Direkte Kontakte sind nicht aufgeschlossen, da überschottert. Vereinzelt finden sich kleine, diskordante Intrusivkörper eines feinkörnigen Amphibol- oder Mikrogabbros im Serie 1 Gabbro. Kontakte zwischen Serie 1 Gabbro und dem umgebenen Mantelperidotit sind meist nur reliktsch durch Lesesteine oder anhand von Peridotitfragmenten innerhalb des Serie 1 Gabbros gekennzeichnet (Abb.8.6.b). Vielfach markiert auch neben den Xenolithen eine morphologische Verflachung mit damit einhergehender Vegetationsdecke den Kontaktbereich zwischen den steilen, zackigen Gabbrorücken und dem Mantelperidotit, der einen Großteil der topografisch flachen und tiefen Bereiche ausbildet.

Die Gipfelbereiche und weite Teile der NW-streichenden Rücken werden von dem variabel texturierten Gabbronorit der Serie 2 aufgebaut. Die Kontakte der Serie 2 zum Nebengestein (Mantelperidotit, Serie 1 Pyroxenit und Gabbro) sind überwiegend wellig-diffus ausgebildet, mit vielen Nebengesteinsfragmenten innerhalb des Gabbronorit (Abb.4.24.; 4.19.; 8.7.). So flankieren nicht nur Peridotit- und Pyroxenit-Xenolithe (Abb.4.24.; 8.7.) den östlichen und südlichen Kontaktbereich zum Pyroxenit und Mantelperidotit, auch markieren Fragmente aus Mantelperidotit den Kontakt zwischen Serie 1 Gabbro und dem Serie 2 Gabbronorit wie im NW-streichendem Rücken oberhalb des Porcupine Lakes. Der Kontakt am südlichen Kartenrand weist einen unregelmäßig lobaten Kontakt zum Mantelperidotit auf. Neben Peridotitfragmenten markieren auch große Peridotit-Screens im Gabbronorit den Kontaktbereich.

Die magmatische Foliation der Serie 2 fällt mittelsteil bis steil (30° bis 80°) nach SW bis W ein, mit einem weiteren Submaxima in Richtung W bis NNW (Abb.8.8.B). Steile Strukturen



Abb. 8.7. Serie 1 Pyroxenit-Xenolithe im variabel texturierten Serie 2 Gabbronorit; Aufschluss BC_140.

finden sich bevorzugt nahe den Kontakten zu anderen Serien, wohingegen im Zentrum der Serie 2 Gabbronorite mittelsteile Einfallswerte dominieren (30° bis 40°). Auch ihre internen Kontakte, wie beispielweise zwischen verschiedenen schlierenartigen Partien, oder die Ausbisse zwischen grob- und feinkörnigen Bereichen, weisen generell steile Kontaktflächen auf. Ein lokaler kleinräumig ausgebildeter Lagenbau im

Gabbronorit zeigt sich durch ein steiles Einfallen in Richtung SW mit einem zweiten Submaxima in Richtung NW bis N (Abb.8.8.C).

Der östliche und südöstliche Randbereich des Plutons um den Toad Lake wird von den volumenmäßig untergeordneten gebänderten Gabbronoriten der Serie 3 aufgebaut. Zwischen dem Serie 3 Gabbronorit und dem umgebenen Mantelperidotit zeigt der laterale Kontakt einen komplexen, unregelmäßigen Ausbiss, der lokal von einem etwa 5 bis 20 m breiten Randbereich mit Peridotit-Xenolithen im Gabbronorit flankiert wird. Keines dieser Fragmente besitzt einen ausgeprägten monomineralischen Reaktionsrand wie er sich oft in den Xenolithen innerhalb der

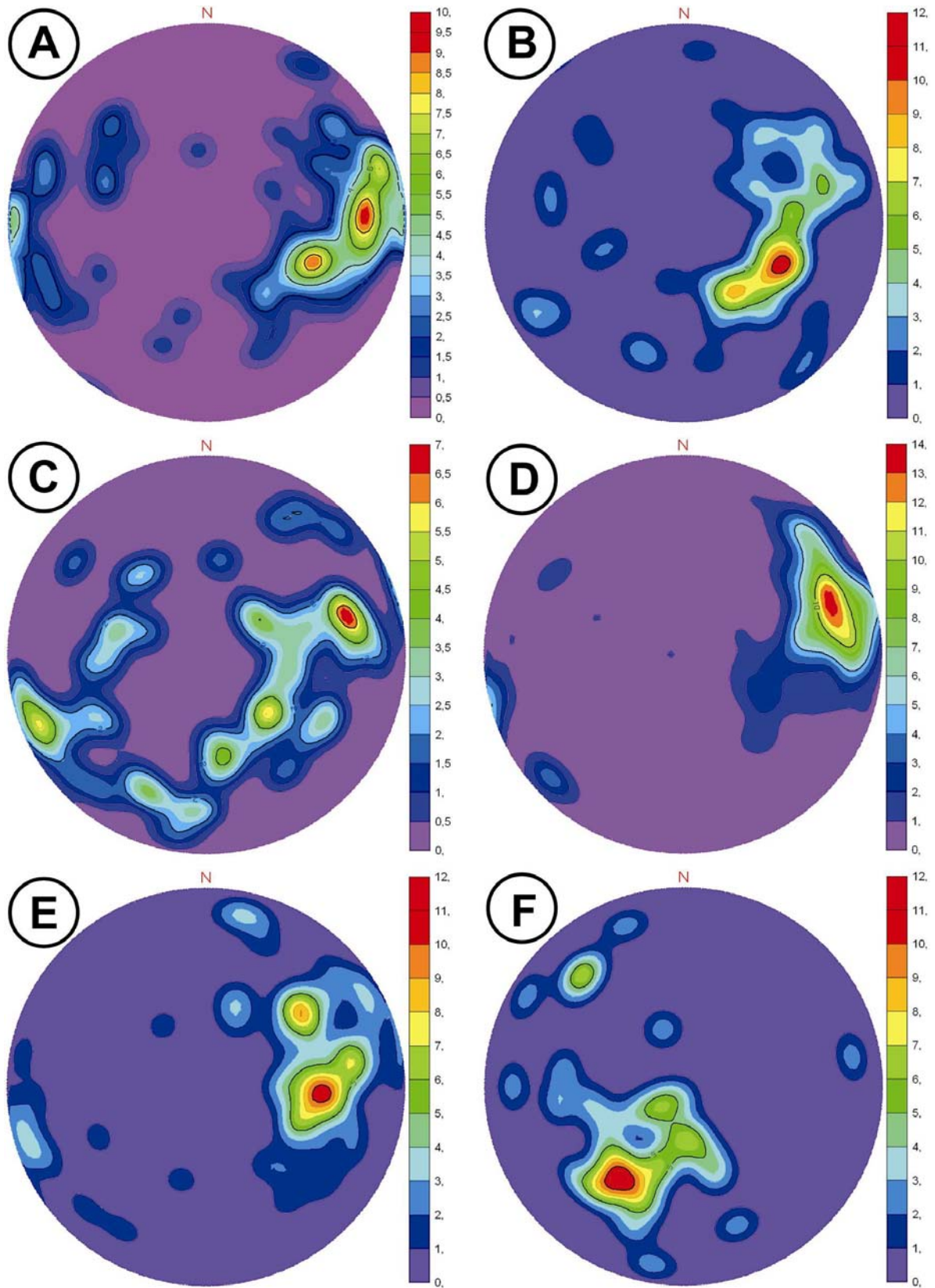


Abb. 8.8. Konturdiagramm der Polpunkte von A) Foliation im Serie 1 Gabbro, n=83; B) Foliation im Serie 2 Gabbronorit, n=62; C) Lagenbau im Serie 2 Gabbronorit, n=59; D) Lagenbau im Serie 3 Gabbronorit, n=94; E) Foliation im Serie 3 Gabbronorit, n=66; F) Lineation im Serie 3 Gabbronorit, n=40; Projektion: Schmidtsches Netz, untere Halbkugel.

Serie 2 zeigt (Kap.4+6). Viele Einbuchtungen und zahlreiche steilstehende subparallele Peridotit-Screens flankieren den lateralen Kontaktbereich und geben Hinweise auf eine gangartige Platznahme der Serie 3 in einer Umgebung aus Mantelperidotit (Abb.8.9.). Während die Screens oft noch eine manteltypische Orientierung aufweisen und daher vermutlich noch im Mantel verwurzelt sind, ist dies in den eher unregelmäßig geformten Fragmenten nicht der Fall. Am Kontakt zum Serie 1 Pyroxenit und zum Serie 2 Gabbronorit markieren cm bis dm-große Xenolithe von diesen Serien im Serie 3 Gabbronorit dessen Randbereich (Abb.4.29.).



Abb. 8.9. Peridotit-Screen im Randbereich des Serie 3 Gabbronorit, die Foliation im Peridotit ist Manteltypisch; Aufschluss BC_78.

Der Serie 3 Körper besitzt einen markanten und sehr steilen Lagenbau, mit einem generell steilen Einfallen in Richtung SW bis W (Abb.8.8.D; 8.10.). Die magmatische Foliation ist konsistent mit der Bänderung, streut aber zum Teil etwas breiter in Richtung W (Abb.8.8.E). Auch die äußere Form des Körpers spiegelt die dominante NNW-SSE Streichrichtung der Serie wieder. Die Einfallswinkel der Bänderung wie auch der Foliation zeigen eine Abnahme von etwa 80° bis maximal 90° am

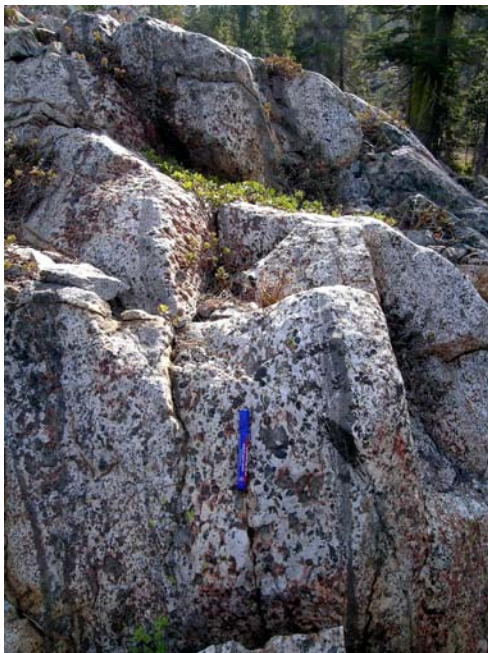


Abb. 8.10. Steilstehende Bänderung (Stift) im Serie 3 Gabbronorit; Aufschluss T_14.

lateralen Kontakt der Serie zum Mantelperidotit, bis auf etwa 40° bis 60° Einfallen im Zentrum des Körpers. Die Lineationen fallen auf der Bänderungs- und Foliationsebene mittelsteil in Richtung SW bis W ein (Abb.8.8.F). Ihre Orientierung korreliert gut mit dem steilen, gangartigen Aufbau der Serie und zeigt vermutlich den aufwärtsgerichteten Magmenfluss bei dessen Platznahme an.

Späte Gänge von Plagiogranit finden sich vor allem an der Ostseite des Plutons im Mantelperidotit und innerhalb der Serie 2. Die Gänge streichen wie die Dolerite (Abb.8.11.) NW-SE bei einer Breite von mehreren Metern und einer

aufgeschlossenen Länge von bis zu 200 m. Saure intrusive Gänge flankieren den nördlichen

Kontaktbereich zwischen der Serie 3 und dem Mantelperidotit und bauen als große Körper den Rücken zwischen Bear- und Deadfall Creek mit auf.

Der Plutonaufbau (Abbildung 8.12.) entspricht durch seine intrusive Anreihung ineinander verschachtelter, steiler, tabularer Körper eher einem plutonischen Gangschwarm, wie er z.B. von Granitintrusionen nahe an Störungssystemen bekannt ist (Mahan et al., 2003), als einem klassischen ophiolithischen Aufbau. Verwurzelte Peridotit-Screens sowie xenolithische Kontakte sind in Ophiolithen, die dem mittleren und schnellen Spreizen zugeordnet werden, gänzlich unbekannt und finden sich eher in kollisionalen Umgebungen (Kelemen and Ghiorso, 1986; Jagoutz et al., 2007).

Der Körper, der die Mantel-Krusten Übergangszone aufbaut passt strukturell, wie auch aufgrund des Fehlens jeglicher xenolithischer Kontakte seinerseits, nicht gut zu den übrigen Strukturen der Serien 1 bis 3. Außerdem zeigt der Bear Creek Pluton (Abb.8.12.) keinerlei Hinweise auf eine Entstehung als Auskristallisation eines einphasigen Schmelzschubes innerhalb einer großen Magmenkammer, wie es das Modell von Ceuleneer and Le Sueur (2008) für den Pluton vorsieht. Ebenso konnte ein subhorizontaler Aufbau, vergleichbar einer ophiolithischen Pseudostratigrafie wie von Boudier et al. (1989) und Cannat and Lecuyer (1991) favorisiert, nicht bestätigt werden.

Ein mehrphasiges Modell, wie es im Ansatz von Cannat and Lecuyer (1991) für den Bear Creek Körper entwickelt wurde, erklärt viele strukturelle wie auch texturale Merkmale des Plutons deutlich besser. Aufbauend auf dem Modell von Cannat and Lecuyer (1991) folgen nach der Ausbildung einer MTZ-Sequenz und einer Pyroxenit- und Gabbrosequenz (Serie 1), noch zwei weitere mafische Phasen durch Platznahme der Serien 2 und 3, die sich lokal auch gegenseitig intrudieren.

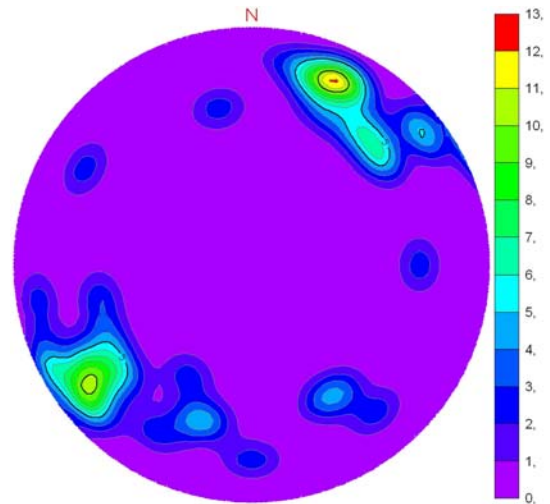


Abb. 8.11. Konturdiagramm der Polpunkte der Doleritgänge, n=38; Schmidtsches Netz, untere Halbkugel.

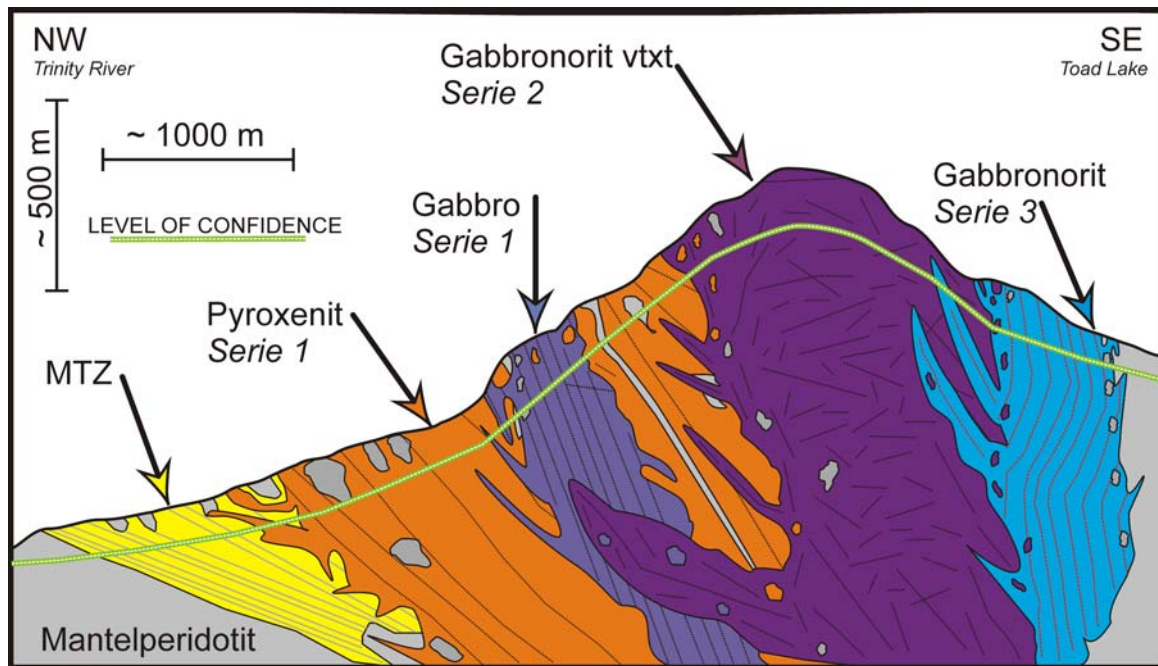


Abb. 8.12. Schematischer Plutonaufbau des Bear Creek Körpers, nicht maßstäblich. Der Bereich unterhalb des „LEVEL OF CONFIDENCE“ ist interpoliert und somit sind die gezeigten Strukturen als spekulativ anzusehen.

8.3 *China Mountain Pluton*

Im Norden des Trinity Komplexes liegt der mächtige Plutonkörper des China Mountain (Abb.8.1.). Er wird von einem neoproterozoischen Metagabbro, frühen paläozoischen Wehrliten, Serie 1 Pyroxeniten, Serie 2 Gabbronoriten und Amphibolgabbros, sowie von gebänderten Gabbronoriten der Serie 3 gebildet. Boudier et al. (1989), Le Sueur et al. (1984) und Nicolas (1989) sehen in dem Körper eine klassische subhorizontale Ophiolithsequenz mit einer lokalen MTZ an der Basis und aufliegenden lagigen Gabbros, die sich in isotrope Gabbros entwickeln und von Gangschwärmen durchsetzt werden. Für Wallin (1990), Wallin et al. (1991) und Lindsley-Griffin (1991; 1994) wird der China Mountain neben dem neoproterozoischen Metagabbro vornehmlich aus nicht weiter differenziertem pegmatitischen, isotropen Gabbro aufgebaut. Die (abgeschätzten) aufgeschlossenen Anteile der Serien (ohne Neoproterozoikum) sind für den China Mountain in der Abbildung 8.13. dargestellt.

Der China Mountain Pluton lässt sich in einen mächtigen zentralen Hauptkörper und in mehrere nordwestlich und süd- südwestlich isoliert liegende kleinere Einzelkörper untergliedern. Im Westen wird er von einem Metagabbro Komplex möglichen neoproterozoischen Alters

(Wallin, 1990; Wallin et al., 1991; Lindsley-Griffin, 1991) flankiert. Alle mafischen Körper liegen in einer Umgebung aus Mantelperidotit.

Die Hochtemperaturfoliation des Mantelperidotits steht steil und streicht mit horizontalen Streckungslinearen zwischen NW-SE und NE-SW (Abb.8.14.A+C). Die zweite

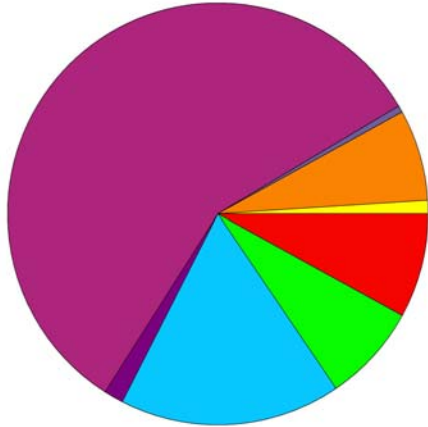


Abb. 8.13. Aufgeschlossene Proportionen (Vol. %) der Serien im China Mountain. Tortendiagramm auf Basis der Tabelle A1.1 im Anhang A1. Legende wie in Abb. 8.2.

Streichrichtung (NE-SW) der Hochtemperaturfoliation ist im China Mountain Körper deutlich ausgeprägter als von Boudier et al. (1989), Nicolas (1989) und Le Sueur et al. (1984) beschrieben (s. Abb.8.14.A). Im Westen, Süden und Südwesten des Plutons (Houston – Cabin Meadows Creek) dominiert deutlich die NW-SE Streichrichtung in der Foliation, nur sehr vereinzelt zeigen isolierte und kleinräumige Aufschlüsse eine NE-SW Orientierung in ihrer Foliation (vgl. Burckhard, 2007). Im Südost- und Ostteil des Körpers hingegen (Pacific Crest Trail – Tamarack Flat) überwiegt die NE-SW streichende Foliation. Sie fällt zudem etwas flacher

ein als ihr nordwestliches Pendant (Abb.8.14). Auch in diesem Bereich besitzen vereinzelte Aufschlüsse eine NW-SE Streichrichtung.

Die scharfe Umbiegung der Foliation im Mantelperidotit von vertikal nach horizontal knapp unterhalb des Kontaktes zum Gabbro wie von Boudier et al. (1989) und Le Sueur et al. (1984) beschrieben konnte nicht bestätigt werden. Die strukturelle Aufnahme zeigt lediglich eine Abnahme von etwa 20 Grad (40° - 60° dip) im Einfallswinkel der peridotitischen Lithologien nahe der mafischen Lithologien im Vergleich zu kontaktfernen Aufschlüssen (50° - 70° dip). Direkte Kontaktbereiche zwischen den peridotitischen und mafischen Lithologien sind nur vereinzelt im China Mountain aufgeschlossen. Sie sind stets gekennzeichnet durch eine starke Alteration der Peridotite. Vielfach ist ein steiles, symmetrisches Serpentinnetzwerk am Kontaktbereich über eine Breite von etwa 50 bis 100 m im Mantelperidotit ausgebildet (Abb.8.15.).

Als „Besonderheit“ können die lokal aufgeschlossenen plagioklasführenden Harzburgite und Lherzolithe im China Mountain Pluton angesehen werden. Flächenmäßig größere Vorkommen von frischen plagioklasführenden Peridotiten finden sich im Süden des Plutons

(Cement Bluff), sowie im Südwesten im östlichen Rücken oberhalb des Cabin Meadows Tales (Herkunft der Proben PA_1 bis PA_3).

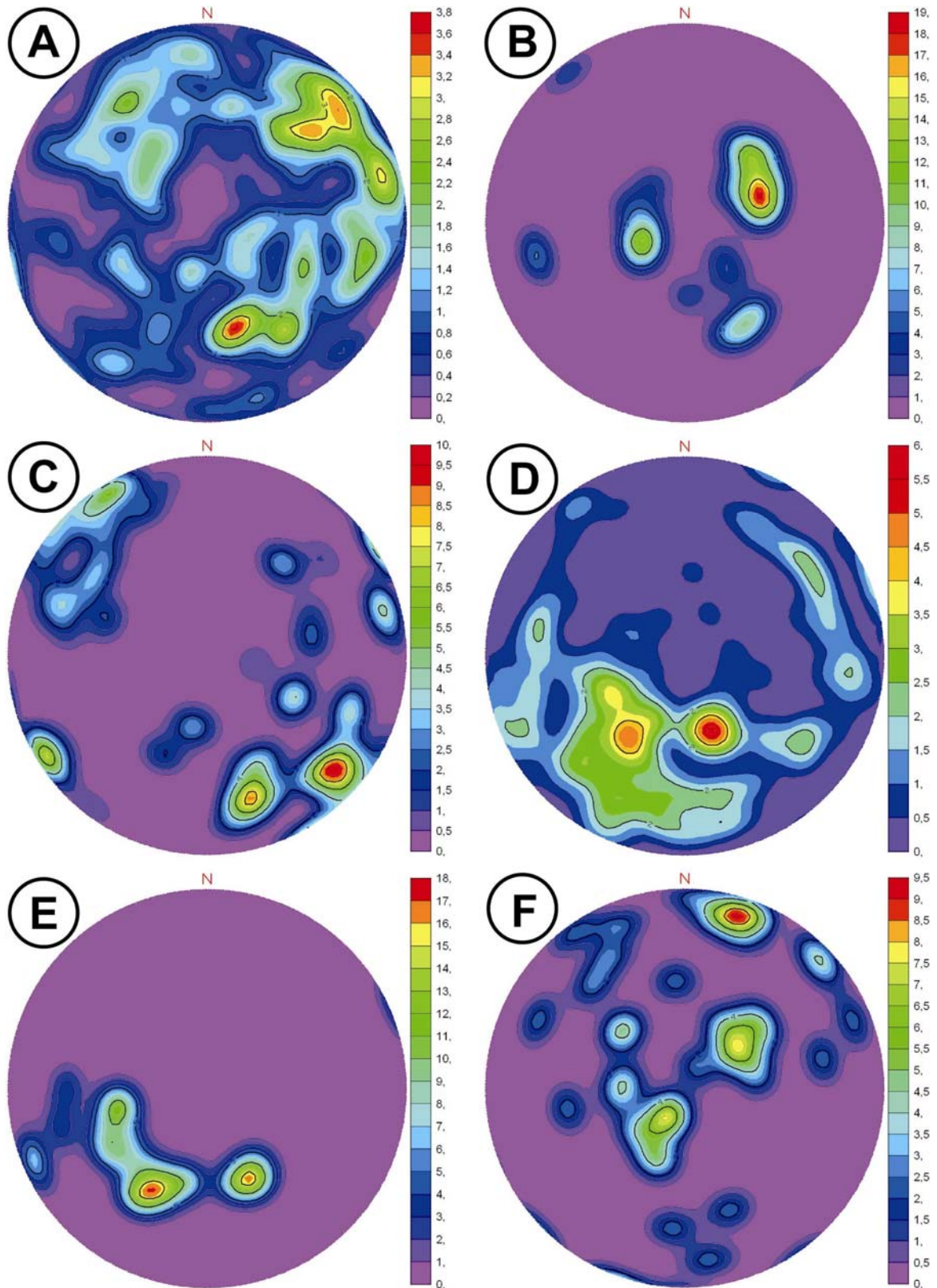


Abb. 8.14. Konturdiagramm der Polpunkte von A) Foliation im Mantelperidotit, $n=195$; B) Lagenbau im Mantelperidotit, $n=35$; C) Lineation im Mantelperidotit, $n=98$; D) Foliation im Metagabbro, $n=148$; E) Lagenbau im Metagabbro, $n=27$; F) Lineation im Metagabbro, $n=42$; Projektion: Schmidtsches Netz, untere Halbkugel.

Der NE-SW streichende Hauptkörper wird wie in allen anderen Plutonen von variabel texturiertem Gabbonorit der Serie 2 aufgebaut. Wie der Mantelperidotit besitzt auch die magmatische Foliation der Gabbonorite zwei Streichmaxima in Richtung NW-SE und NE-SW (Abb.8.16.D). Der Einfallswinkel streut in den Gabbonoriten allerdings mit Werten zwischen 15 und 80 Grad sehr breit, im Mittel liegt er bei unter 40 Grad (Abb.8.16.D). Steile Einfallswinkel finden sich vor allem am Kontakt zum Mantelperidotit und generell in den kleinen Körpern. Im Zentralbereich des Haupt- und der größeren Einzelkörper hingegen, dominieren flache Einfallswinkel bei heterogenen Streichrichtungen (v-txt). Bei der lokalen, nicht aushaltenden Bänderung in den Serie 2 Gabbonoriten, überwiegt die NE-SW Streichrichtung, die NW-SE Richtung bildet aber ein deutliches Submaxima aus (Abb.8.16.E). Bei beiden Richtungen überwiegt eine flache bis mittelsteile Lagerung (Abb.8.16.E). Gänge von pegmatitischen Gabbonorit intrudieren alle älteren Lithologien einschließlich dem Mantelperidotit. Die Gänge weisen Breiten zwischen 10 cm und mehr als 1 m auf. Sie besitzen ein steiles Einfallen bei einem Streichmaxima in Richtung NE-SW und einem NW-SE Submaxima (vgl. Burckhard, 2007; Abb.8.16.F).



Abb. 8.15. Symmetrisches Serpentinnetzwerk im Mantelperidotit nahe seines Kontaktes zum Serie 2 Gabbonorit; Aufschluss CM_24.

Eine mächtige und eigenständige MTZ sowie eine Serie 1 Pyroxenit Einheit wie sie große Teile des Bear Creek Plutons aufbauen (Kap.8.2), sind im China Mountain Körper nicht aufgeschlossen. Nur kleinere Körper (0,05–0,15 km²) aus Wehrlit und/oder Pyroxenit flankieren an beiden Seiten (W-NW und E) den Hauptkörper und markieren den Kontakt zwischen Serie 2 Gabbonorit und dem Mantelperidotit. Die MTZ Körper zeigen mit Ausnahme des Aufschlusses CM_374 nur isotrope Gefüge mit großen poikilitischen Klinopyroxenen (Abb.4.12.). In Aufschluss CM_374 (s. Aufschlusskarte) ist der östliche Kontaktbereich des Hauptkörpers sichtbar, der einen grobständigen NW-streichenden flach lagernden Lagenbau (260/30) besitzt (Abb.8.17.). Sein Lagenbau weist eine konsistente Orientierung mit den Werten vom Bear Creek Körper und den umgebenden Serie 1 Pyroxeniten auf.

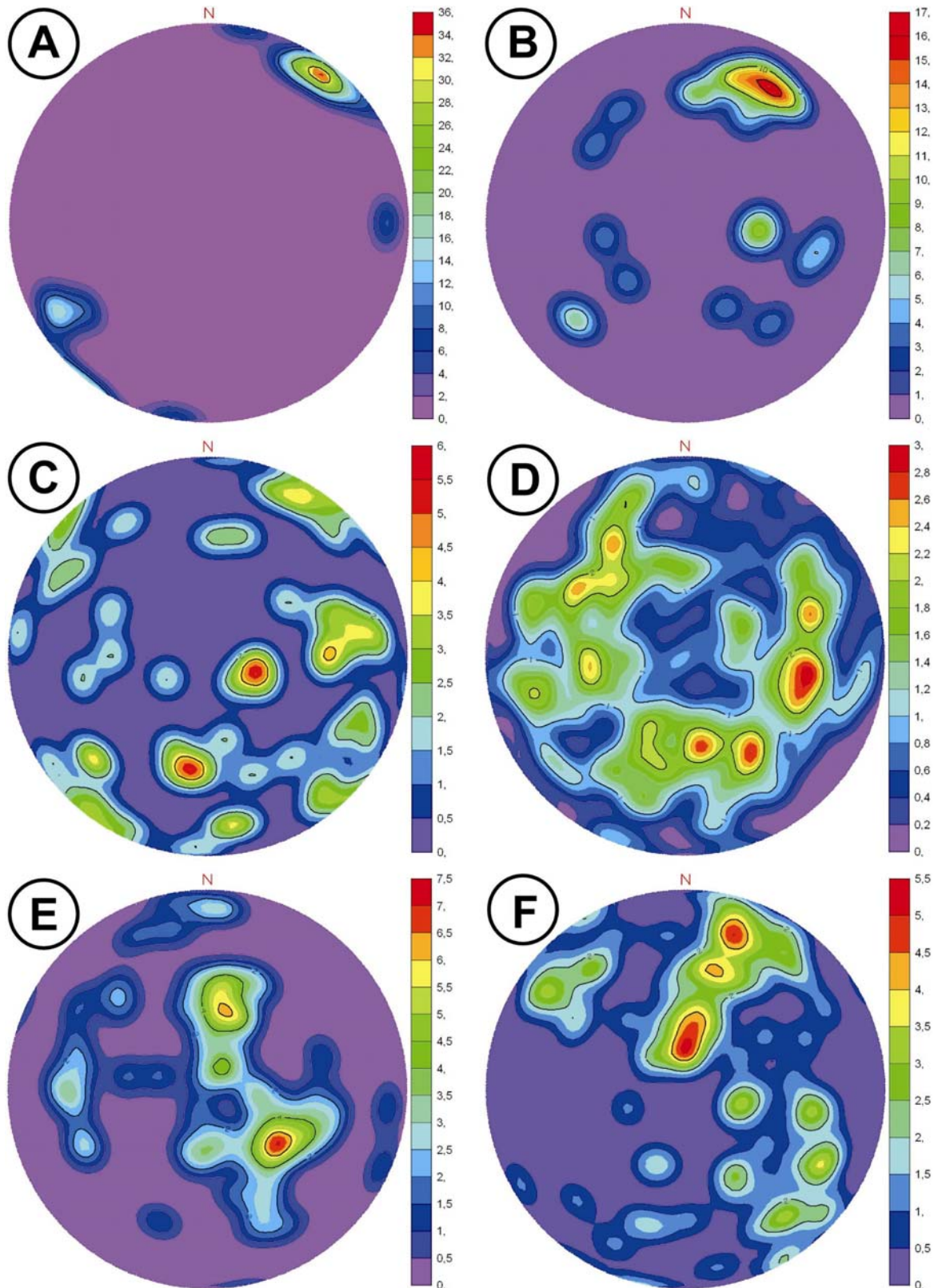


Abb. 8.16. Konturdiagramm der Polpunkte von A) Doleritkomplex im Metagabbro, $n=12$; B) Foliation im Serie 1 Pyroxenit, $n=35$; C) Orientierung Serie 1 Pyroxenitgänge im Peridotit, $n=49$; D) Foliation im Serie 2 Gabbronorit, $n=203$; E) Lagenbau im Serie 2 Gabbronorit, $n=66$; F) Orientierung der pegmatitischen Gabbronoritgänge, $n=92$; Projektion: Schmidtsches Netz, untere Halbkugel.

Viele der Pyroxenitkörper sind isotrop und nur die größeren äußeren Körpern haben eine aushaltende magmatische Foliation entwickelt. Sie streicht NW-SE bei einem überwiegend steilem Einfallen und ist zumeist mit der Foliation der umgebenden Peridotite konsistent (Abb.8.16.B). Serie 1 Pyroxenite bilden zudem isolierte Gänge im peridotitischen Randbereich aus (Kap.5). Die Gänge streichen im China Mountain Pluton NE-SW wie auch NW-SE mit steilen Einfallswinkeln (Abb.8.16.C).



Abb. 8.17. Lagenbau im Wehrlitkörper des Aufschlusses CM_374.

Häufig finden sich isoliert liegende Serie 1 Pyroxenitkörper unterschiedlichster Größe inmitten einer Matrix aus Serie 2 Gabbonorit (Abb.4.24). Viele dieser Pyroxenitfragmente bauen zusammen mit Wehrlit und stark zerscherten Mantelperidotitfragmenten einen NE-streichenden Horizont auf (Abb.8.18.). Dieser sogenannte „*Relikthorizont*“ paust sich auf einer Höhe von etwa 7000 bis 8000 ft. (2130-2440 müNN) immer etwa 100 bis 400 ft. (30-130 m) unterhalb der



Abb. 8.18. Zerscherter Mantelperidotitblock innerhalb einer Matrix aus Serie 2 Gabbonorit; Aufschluss CM_403.

topografisch höchsten Erhebungen von Höhe des China Mountain Gipfels ausgehend etwa 3 km weiter in NE-Richtung durch. Die Größe der Fragmente variiert zwischen $< 0,5 \times 0,5$ m bis hin zu 50×100 m. Diese Ansammlung an isolierten Pyroxenit-, Wehrlit- und Mantelperidotitfragmenten, stellt möglicherweise einen ehemaligen subhorizontalen Horizont einer älteren Mantelperidotit-MTZ-Pyroxenit Abfolge (Serie 1?) dar, die im Zuge der Platznahme der Serie 2 von dieser infiltriert und aus ihren ehemaligen Verbandsverhältnissen weitgehend gelöst wurde (Abb.8.18.). Auch zahlreiche umflossene Relikte eines sehr feinkörnigen, vermutlichen Serie 1 Gabbros, finden sich in einer Matrix aus variabel texturiertem meist

deutlich gröberkörnigen Serie 2 Gabbonorit (Abb.4.19.). Dieser markante, sehr heterogene

Horizont wurde bisher nicht in der Literatur beschrieben und passt in seiner Ausbildung nicht in eine typische ophiolithische Pseudostratigrafie, wie für den Trinity beschrieben (Boudier et al., 1989; Cannat and Lecuyer, 1991; Le Sueur et al., 1984; Lindsley-Griffin, 1994; Lindsley-Griffin et al., 2006; Metcalf et al., 2000; Nicolas, 1989; Quick, 1981a/b).

Oberhalb des „Relikthorizonts“ liegt der Gipfelbereich des China Mountain durch dessen Westflanke eine NW-streichende Störung zieht, die im Nordwesten den Kontakt zwischen dem Neoproterozoikum und dem Mantelperidotit markiert. Diese Störung wird von Lindsley-Griffin (1991) als „China Mountain Shear Zone“ (CMSZ) bezeichnet. Der Gipfelbereich selbst wird, vermutlich aufgrund der nahen Störung, aus Dezimeter bis Meter großen stark zerscherten und alterierten Blöcken von Mantelperidotit sowie Pyroxenit aufgebaut, die innerhalb einer bruchhaft deformierten Matrix aus Serie 2 Gabbronorit liegen. Späte Gänge von Dolerit und Plagiogranit durchschlagen diese sehr heterogene Gesteinsassoziation.

Aufgeschlossene Kontakte zum umliegenden Mantelperidotit finden sich nur am südlichsten Rücken. Die Kontakte im Westen und Osten des Körpers sind weitgehend



Abb. 8.19. Tabularer Kontaktbereich zwischen Mantelperidotit und Serie 2 Gabbronorit; Aufschluss TR_28.

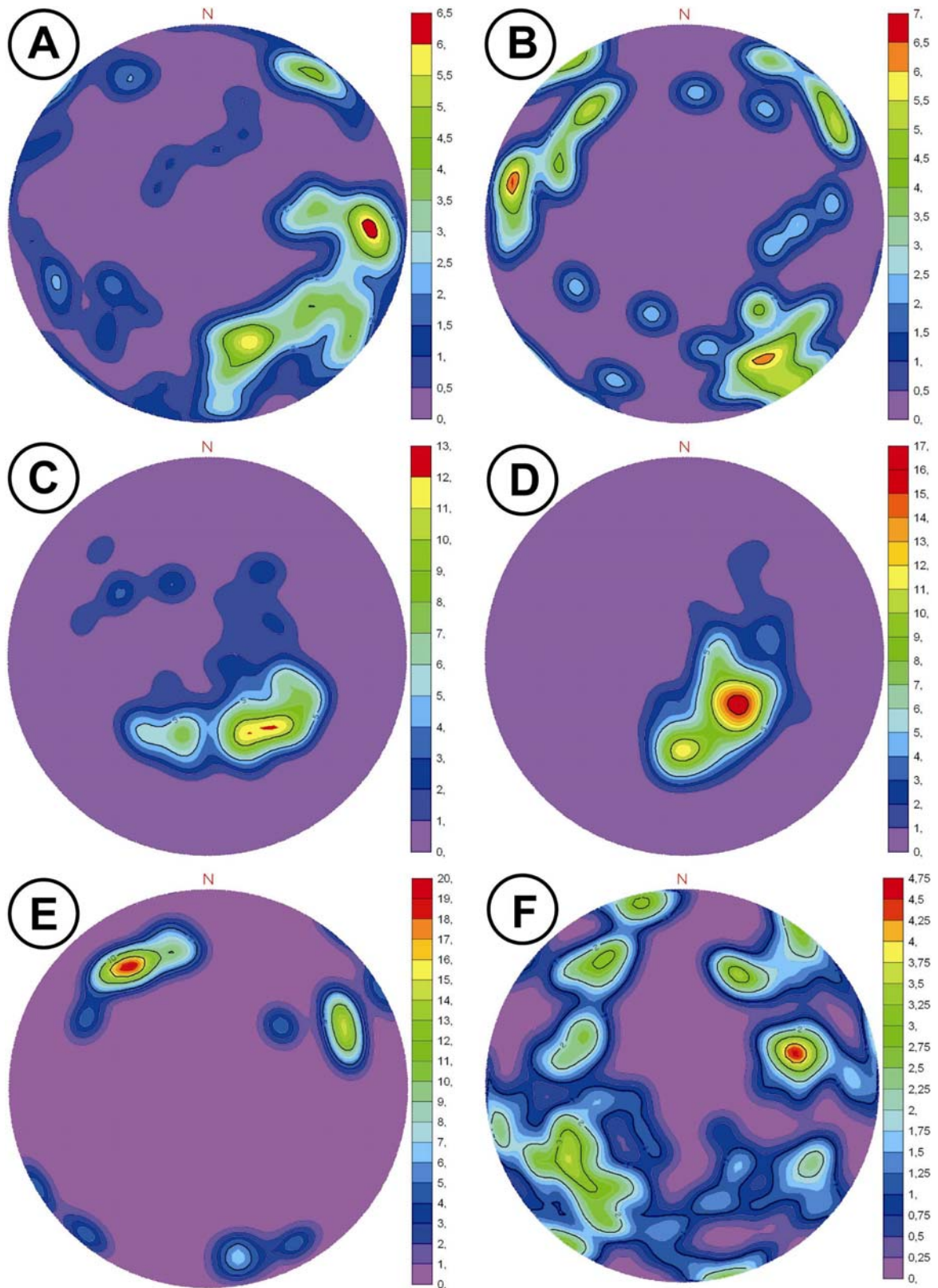


Abb. 8.20. Konturdiagramm der Polpunkte von A) Doleritgänge, n=100; B) Orientierung der Plagiogranite, n=41; C) Foliation im Serie 3 Gabbronorit, n=61; D) Lagenbau im Serie 3 Gabbronorit, n=81; E) Lineation im Serie 3 Gabbronorit, n=21; F) Orientierung der Störungsflächen, n=105; Projektion: Schmidtsches Netz, untere Halbkugel.

überschottet und markieren nur durch Lesesteine und einer deutlichen topografischen Depression den Kontaktbereich. Der südliche Kontaktbereich wird von Dezimeter bis Meter mächtigen eckigen und eingeregelt Peridotitblöcken aufgebaut, die in einem orientierten Serie 2 Gabbronorit Gangnetzwerk liegen (Abb.8.19.). Weiter in Richtung Peridotit finden sich steile symmetrische Serpentinnetzwerke (vgl. Abb.8.15.). Angerundete Zentimeter große Xenolithpflaster, wie sie im Bear Creek die Kontakte zwischen den mafischen Serien und dem Peridotit flankieren, sind im China Mountain nicht aufgeschlossen (Abb.4.6.).

Die südwestliche Verlängerung des Hauptkörpers (South China Mountain) ist durch eine NW-streichende Störung vom Hauptkörper getrennt. Sein Gipfelbereich wird von Serie 2 Amphibolgabbro aufgebaut, mit lokal bis zu 70 Vol. % an Doleritgängen. Diese Dolerite und die isolierten Doleritgänge, die sich überall im Pluton einschließlich dem Mantelperidotit finden lassen, zeigen ein mittelsteil bis steiles Einfallen mit einem NE-SW Streichmaxima (Abb.8.20.). Ein Submaxima bildet die Richtung NW-SE bei gleichzeitig etwas flacherem Einfallen aus (Abb.8.20.). Ab einer Höhe von etwa 50 bis 150 Meter unterhalb des Gipfelniveaus wird der

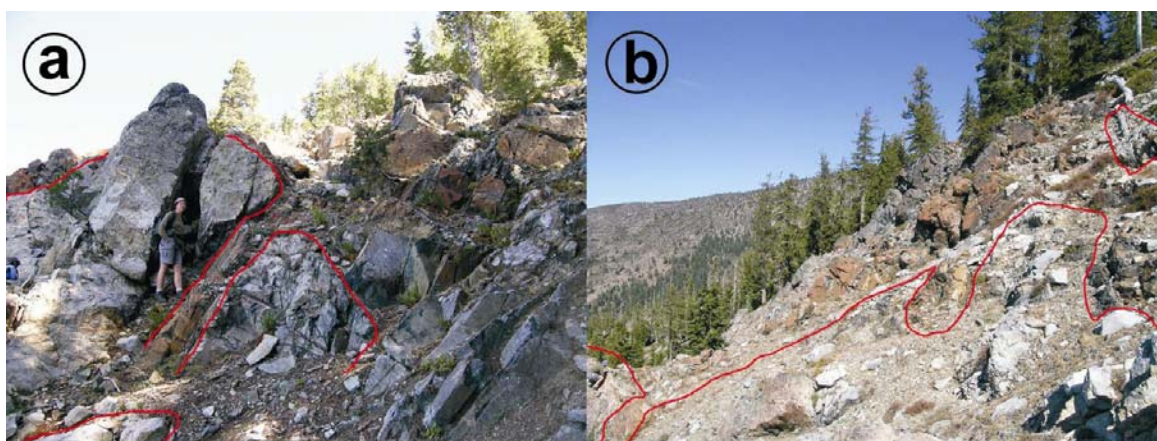


Abb. 8.21. Steiler Kontaktbereich zwischen Mantelperidotit und Serie 2 Gabbronorit; Kontakte rot umrahmt; a) Aufschluss CM_100, b) Aufschluss CM_103.

restliche Körper von variabel texturiertem Gabbronorit der Serie 2 aufgebaut. An seiner Nord- und Nordwestflanke besitzt der Körper die am besten aufgeschlossenen und am weitesten aushaltenden Kontakte zum umgebenden Mantelperidotit. Diese Kontakte zum Peridotit sind beispielhaft für den Hauptkörper, wie auch für die Kontakte der isolierten Einzelkörper. Der Kontaktbereich besteht aus einem Gerüst aus steilen Serie 2 Gabbronoritkörpern in dem ebenfalls steil stehende Meter bis Dekameter große Mantelperidotit-Screens liegen (Abb.8.21.; 8.22.). Der Großteil der Peridotit-Screens besitzt eine mit dem umgebenen Peridotit konsistente Foliation, die auf eine Verwurzelung der Screens im Mantel hindeutet. Diese Screens finden sich

besonders häufig entlang der Nordwestflanke, aber auch im angrenzenden Mantelperidotit bildet die Serie 2 mit kleinen nur wenige Dekametern großen Körpern Miniplutone aus.

Der initiale Plutonaufbau scheint aus einem mit Serie 2 Gabbronorit infiltriertem Gerüst aus Peridotit-Screens zu bestehen (Vergleiche die Abbildungen 8.21.-22. mit 8.15. und 8.19.). Die Vorgabe oder Struktur des Gerüsts kann durch ein vergleichbar mit der Abbildung 8.15. ausgebildetes Serpentinnetzwerk sein in dieses der Serie 2 Gabbronorit eindrang. Ein solches Modell einer Gabbroplatznahme wird durch den Bereich südöstlich des High Camp Pass bestätigt, wo ein möglicher „Protogabbrokörper“ aufgeschlossen ist. Dieser wird durch Zentimeter bis Dezimeter mächtige Gänge von Serie 2 Gabbronorit und pegmatitischem Gabbronorit aufgebaut, die ein mit der Abbildung 8.21. und 8.22. vergleichbares Netzwerk im Mantelperidotit ausbilden (Abb.8.23.).

Am nordwestlichen Rand des South China liegt ein kleiner Reliktkörper des neoproterozoischen Metagabbros in dem sich viele kleine Intrusivkörper aus Serie 2 Gabbronorit befinden. Der Metagabbro besitzt eine deutliche Gefügeregelung mit einem generellen NE-SW Streichen in seiner tektonischen Foliation (Abb.8.15.D).

Der topografisch tief liegende Südostbereich des Hauptkörpers wird durch eine markante, kompakte Intrusion von gebändertem Serie 3 Gabbronorit mit flach einfallenden Strukturen ausgebildet. Der

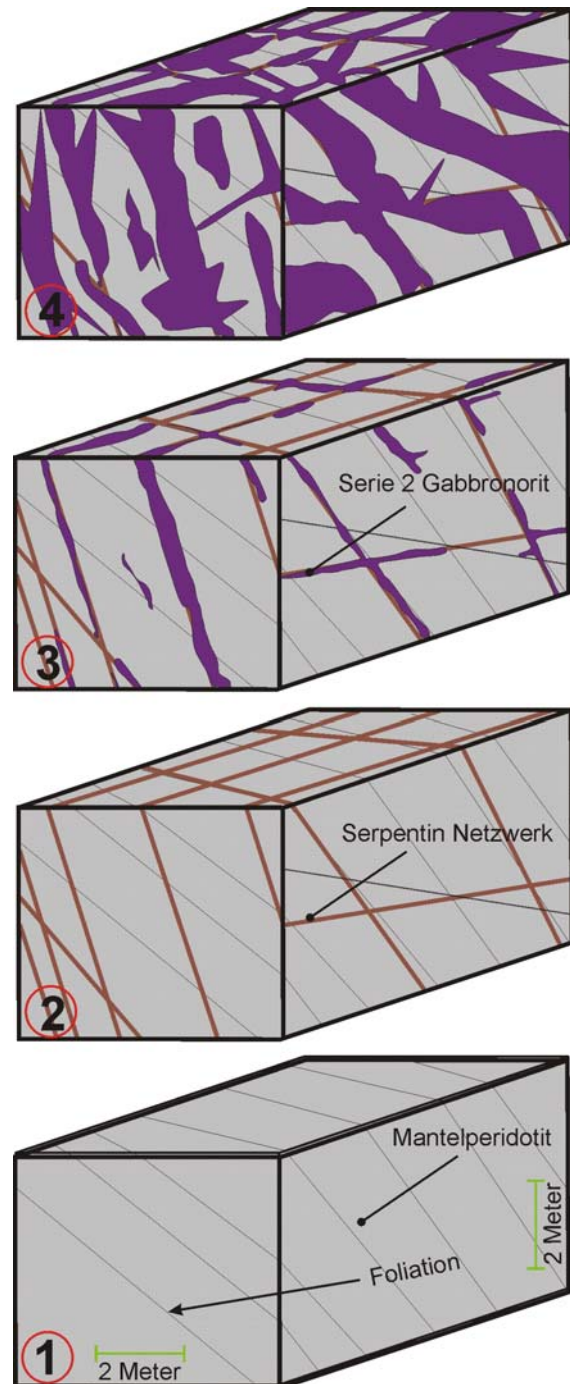


Abb. 8.22. Schematisierte Platznahme (3-4) des Serie 2 Gabbronorit entlang eines sich vor seiner Platznahme gebildeten Serpentinnetzwerkes (1-2). Nicht Maßstäblich.

ausgeprägte Lagenbau (Abb.4.27.-29.) der Serie 3 zeigt eine flache Lagerung (15° – 35°), bei einem NE-SW Streichen (Abb.8.20.D). Bei der flach bis mittelsteil (20° – 40°) einfallenden magmatischen Foliation überwiegt gleichfalls das NE-SW Streichen bei einem Submaxima in Richtung NW-SE (Abb.8.20.C) und subhorizontalen Minerallineationen (Abb.8.20.E).

Wie auch der Serie 3 Körper im Bear Creek Pluton (Kap.8.2) weist der hiesige Serie 3 Körper in seinem Zentrum, sowohl in der magmatischen Foliation wie auch in seinem Lagenbau,

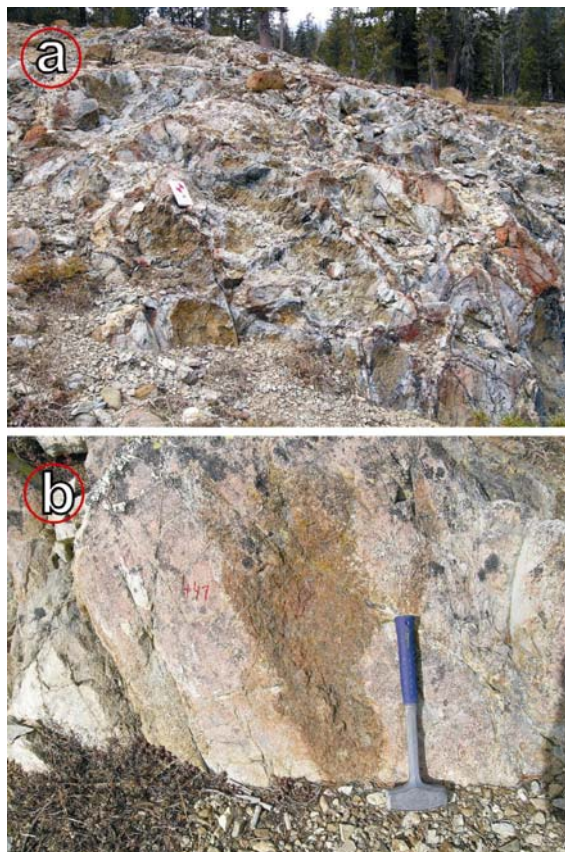


Abb. 8.23. a) „Protogabbrokörper“ im Südosten des South China Mountain; hier durchziehen zahlreiche steile Gabbronoritgänge den umgebenen Mantelperidotit; Aufschluss CM_6; b) Fragment von Serie 1 Pyroxenit innerhalb von gebändertem Serie 3 Gabbronorit; Aufschluss CM_441.

deutlich flachere Einfallswinkel als an seinen Randbereichen auf, insbesondere an seinem nord-nordwestlichen Kontaktbereich zum Serie 2 Gabbro und dem „Relikt~~horizont~~“. Dort liegt das Einfallen bei Werten zwischen 35 und 55 Grad. Innerhalb des Serie 3 Körpers liegen zahlreiche kleine ($1 \times 1 - 10 \times 10 \text{ m}$) und wenige große ($> 50 \times 50 \text{ m}$) umflossene Relikt~~körper~~ von Serie 2 Gabbronorit und Serie 1 Pyroxenit. Den nördlichen Kontaktbereich zur Serie 2 und dem „Relikt~~horizont~~“ markieren zahlreiche Zentimeter bis Dezimeter große Linsen von Serie 1 Pyroxenit und Serie 2 Gabbronorit in einer Matrix aus lagigem Serie 3 Gabbronorit (Abb.8.23.b). Ein direkter Übergang ist aufgrund einer Überschotterung nicht aufgeschlossen.

Kontakte zum Mantelperidotit sind generell schlecht aufgeschlossen. Im Aufschluss CM_444 (S-SW Plutonrand) bildet der Serie 3 Gabbronorit diskrete etwa 1 bis 6 Zentimeter mächtige Lagen in stark alteriertem Mantelperidotit (Harzburgit) aus (Abb.8.24.). Die Lagen sind aushaltend geradlinig mit einem schwachen Abschreckungsgefüge seitens der Gabbronorite. Der weitere Übergang in die anschließende lagige Gabbronorit Sequenz ist nicht weiter aufgeschlossen. Möglicherweise hat auch hier (CM_444), wie vergleichsweise die Serie 2

Intrusion nur in einem kleineren Maßstab, die Serie 3 im Peridotit Platz genommen, indem sie ein vorhandenes Serpentinnetzwerk im Zuge ihrer Platznahme infiltrierte.

Ebenfalls an seinem Südrand flankieren mehrere kleinere Linsen von relativ

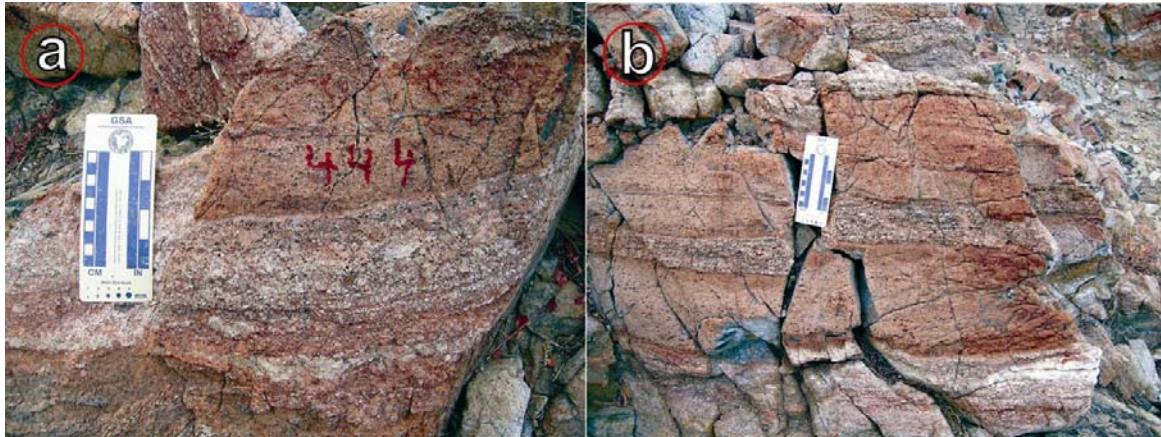


Abb. 8.24. Lagiger Kontakt zwischen Gabbronorit und Mantelperidotit. Der Gabbronorit zeigt nur ein schwaches Abschreckungsgefüge. Lagiger Aufbau und räumliche Nähe zur Serie 3 lassen für die mafischen Lagen eine Zuordnung zur Serie 3 erscheinen; a) und b) Aufschluss CM_444.

undefor miertem neoproterozoischem Metagabbro den Kontaktbereich zum Mantelperidotit. Die Serie 3 bildet zudem einen kleinen Flankenbereich des nördlich anschließenden Einzelkörpers aus (s. geol. Karte).

Die etwa 1 km² (aufgeschlossene Fläche) großen isoliert sitzenden Einzelkörper, die den Hauptkörper in seinem Nordwesten und Südwesten flankieren, werden von variabel texturiertem Gabbronorit der Serie 2 aufgebaut. Sie besitzen einen steilen lagigen Aufbau mit zahlreichen subparallelen Peridotit-Screens an ihren Rändern. Neben Fragmenten von Serie 1 Pyroxeniten finden sich zahlreiche Plagiogranit-, Dolerit- und Serie 2 Mikrogabbrogänge im variabel texturierten Gabbronorit. Der südwestliche Einzelkörper des Cabin Meadow Plutons wird detailliert im folgenden Kapitel erläutert.

Im Westen angrenzend an den Hauptkörper liegt der lithologisch leicht abgrenzbare NW-streichende neoproterozoische Metagabbro Komplex. Seine NW Richtung spiegelt sich auch in seinen strukturellen Daten wieder, so streicht seine tektonische Foliation NW-SE bei einem mittleren Einfallen von 56° mit mittelsteilen Streckungslinearen (Abb.8.14.D; 8.14.F). Das Submaxima der NE-SW Streichrichtung beruht auf Foliationswerten der isolierten Reliktörper, die möglicherweise durch Störungen aus ihren ursprünglichen Verbandsverhältnissen rotiert worden sind. Ein vereinzelt lokal ausgebildeter granulitischer Lagenbau (Abb.4.7.), weist eine

mittelsteile Lagerung auf mit einem NW-SE Streichmaxima und einem Submaxima in Richtung NE-SW (Abb.8.14.E). Die Foliationswerte sind auffällig konsistent mit der Orientierung der Hochtemperaturfoliation im umgebenen Mantelperidotit (vgl. Abb.8.14.A).

Im N-NW Teil des Metagabbro Komplexes sitzt intrusiv eine etwa 100 x 800 m große Gangschar aus 10 bis 60 cm mächtigen, aneinandergeschachtelten Doleritgängen (Abb.4.8.). Ihre steile NW-SE streichende Orientierung ist konsistent mit der Foliationen des Metagabbros und der des umgebenen Mantelperidotit (Abb.8.16.A). Die Gangschar wird aufgrund ihrer Verbandsverhältnisse (Kap.4.3) und ihres strukturellen Aufbaus der neoproterozoischen Serie zugerechnet.

Für die vielen isoliert im Metagabbro liegenden jüngeren intrusiven Wehrlit- und Serie 2 Gabbronoritkörper kann ein kogenetischer Ursprung mit dem Metagabbro ausgeschlossen werden. Diese bis zu mehreren hundert Metern großen Körper zeigen keinerlei Deformationsmerkmale wie der umgebene Metagabbro und besitzen bei einem isotropen Gefüge, mittel- bis grobkörnig ausgebildete Hauptmineralphasen. In den isolierten Wehrlitkörpern haben die bis zu 5 cm großen Klinopyroxene eine poikilitische Struktur ausgebildet. In der Umgebung der Wehrlite finden sich weder weitere Körper von Serie 1 Pyroxenit noch sind direkte Kontakte zum Serie 2 Gabbronorit vorhanden.

Im Westen schließt sich die auflagernde Melange des *Gregg Ranch Complexes* (GRC) an (Kap.5.2). Der Metagabbro Komplex wird in seinem Nordost und Südwest Teil von Mantelperidotit durch eine NW-streichende Störung getrennt. Besonders nahe der Störungszonen zeigt der Metagabbro ein mylonitisches Gefüge (parallel zur Störungsrichtung), das sich auch jenseits der Störung lokal in einigen Mantelperidotit Aufschlüssen beobachten lässt. Im angrenzenden Serie 2 Gabbronorit finden sich nur vereinzelt Spuren einer bruchhaften Deformation, vermutlich späteren Ursprungs. Aufgrund der fehlenden Deformation und der störungsüberschreitenden Platznahme der Serie 2 kann auf ein, zur Zeit der Platznahme, schon bereits inaktives Störungssystem geschlossen werden.

Für Lindsley-Griffin (1991; 1994); Lindsley-Griffin et al. (2006); Lindsley-Griffin and Lindsley-Griffin (2008) und Wallin et al. (1995) repräsentiert der neoproterozoische Gabbro zusammen mit seinem nicht näher klassifizierten zugehörigen Mantelperidotit den eigentlichen Trinity Ophiolith. Der jüngere Trinity Komplex wird von den silurischen und devonischen

Intrusiva (hier als Serie 1 bis 3 Gesteine bezeichnet) aufgebaut, stellt aber laut Lindsley-Griffin (1991; 1994) keinen Ophiolith dar. Die plastische Deformation der Metagabbros repräsentiert laut Lindsley-Griffin (1991; 1994), Lindsley-Griffin et al. (2006), Lindsley-Griffin and Lindsley-Griffin (2008), basierend auf Cotkin (1992), die nebeneinander Stellung des neoproterozoischen Trinity Ophiolithes (Metagabbro plus Mantelperidotit) mit dem ordovizischen Mantelperidotit des späteren Trinity Komplexes vor etwa 470 bis 440 Ma. entlang der sogenannten „China Mountain Shear Zone“. Im weiteren Verlauf wurde diese bereits schon inaktive Schwächezone (siehe oben) durch die Platznahme der mafischen Serien 1 bis 3 ausgenutzt. Dies zeigt sich im Aufschluss CM_307, wo variabel texturierter Gabbronorit der Serie 2 (undeformiert) die hier im Mantelperidotit (mylonitisches Gefüge) liegende Scherzone intrudiert.

Neben Serie 2 Mikrogabbro, der oft kleinräumig den Plutonrand flankiert, sind weitere intrusive Phasen im China Mountain aufgeschlossen, die aber volumetrisch keine Rolle spielen. Markant bilden die vergrüneten Pillowbasalte der vermutlichen Copley Suite (Kap.4.10) einen kleinen Höhenrücken oberhalb des Cabin Meadows Tales im Mantelperidotit aus. Weiterhin flankieren NE-streichende saure Intrusiva („Porphyrite“ Kap.4.9) den Hauptkörper. Sie liegen als meist wenige Meter breite Gänge sowohl im Peridotit wie auch im Serie 2 Gabbro und in dem neoproterozoischen Metagabbro.

Bei den zahlreichen Störungen dominiert die NW-SE Streichrichtung mit steilen (50° – 80°) Einfallswinkeln (Abb.8.20.F). Die späte NE-SW Richtung bildet auch bei den Störungen ein Submaxima aus (Abb.8.20.F). Viele der aushaltenden NW-SE streichenden Störungs- (Scher-) Zonen werden im Nordwesten, etwa 2 km außerhalb des Kartenrandes, von der späten NE-SW streichenden Hauptstörung (Verlauf etwa Gazelle-Callahan) terminiert,



Abb. 8.25. Listrische Abschiebung im gebänderten Serie 3 Gabbronorit; Aufschluss CM_439.

die den Störungskontakt zwischen dem Trinity und dem nordwestlich anschließendem Yreka Terrane markiert (Cotkin, 1992; Lindsley-Griffin, 1991; 1994).

In den Gabbros der Serien 2 und 3 finden sich nur Hinweise auf bruchhafte Deformationen anhand von Harnischen und Störungsbrekzien (Kataklasite). Plastische Deformationsmuster finden sich nur lokal mit einer kleinräumigen Ausbildung. Die Abbildung 8.25. zeigt eine typische lokale, kleinräumige Störung, hier eine listrische Abschiebung innerhalb der Serie 3. An den Störungen ist ein Großteil der Vererzungen gebunden (Kap.4.11).

Die Abbildung 8.26. zeigt einen vereinfachten, schematischen NW-SE - W-E Profilschnitt durch den China Mountain Pluton, basierend auf der Kartierung und zusätzlichen

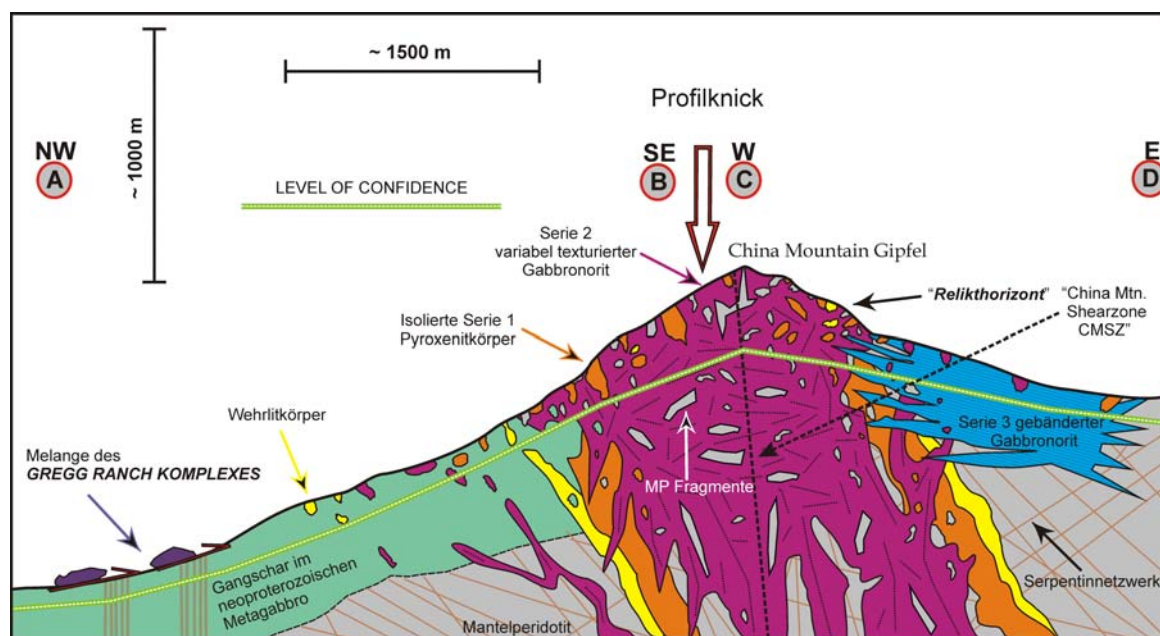


Abb. 8.26. Schematischer Schnitt (NW-SE – W-E) durch Plutonaufbau des China Mountain Körpers, nicht maßstäblich. Lage des Profils A-B-C-D siehe Karte. Der Bereich unterhalb des „LEVEL OF CONFIDENCE“ ist interpoliert und somit sind die gezeigten Strukturen als spekulativ anzusehen.

strukturellen Daten. Das neue Modell mit den intrusiven Serien offenbart einen gänzlich anderen Plutonaufbau als den von Boudier et al. (1989), Nicolas (1989) und Le Sueur et al. (1984) beschriebenen. So ergeben die strukturellen Daten in Kombination mit der Geländeaufnahme ein deutlich anderes Bild für den China Mountain Pluton. So zeigt sich der Pluton in der Abbildung 8.26. als langgestreckter relativ flacher Körper (Pfannkuchen = Lagergangform), mit steilen internen Strukturen am Randbereich und flachem heterogenen in seinem Zentrum. Mit seinem „Sill-“ artigen Aufbau und dem „Relikthorizont“ in seinem strukturellen Dachbereich, stellt auch

der China Mountain Körper keine klassische Magmenkammer, respektive ophiolithische Pseudostratigrafie dar.

8.4 *Cabin Meadows Pluton*

Der im Südwesten des China Mountain liegende Einzelkörper des Cabin Meadows Plutons wurde kleinräumig auskartiert, besonders hinsichtlich der Kontakte zwischen den mafischen Gesteinen der Serie 1 und 2 mit dem umrahmenden Peridotit. In der Abbildung 8.27. sind die aufgeschlossenen Proportionen der auskartierten Einheiten ersichtlich.

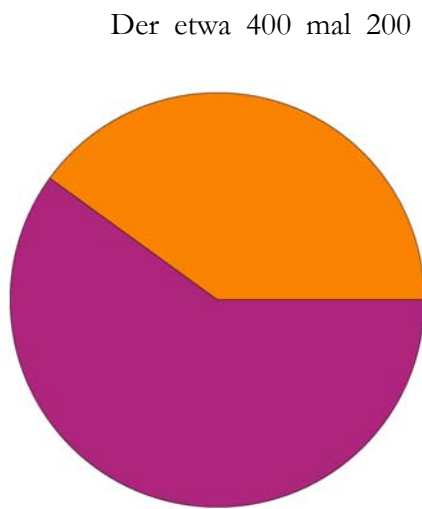


Abb. 8.27. Aufgeschlossene Proportionen (Vol. %) der Serien im Cabin Meadows Pluton. Tortendiagramm auf Basis der Tabelle A1.1 im Anhang A1. Legende wie in Abb. 8.2.

Der etwa 400 mal 200 Meter durchmessende Cabin Meadows Pluton sitzt in einer Umgebung aus Mantelperidotit und bildet einen kleinen topografischen Höhenrücken im Westen oberhalb des Cabin Meadows Tales. Das NW-SE streichende Tal stellt eine erodierte und überschotterte Störungs- (Scher) Zone im Peridotit dar, die wie viele der größeren NW-SE streichenden Störungen im angrenzenden China Mountain Pluton von der weiter im Nordwesten liegenden NE-SW streichende Hauptstörung begrenzt werden. Aufgebaut wird der Körper von mittel- bis grobkörnigen Serie 1 Pyroxeniten die den Nord- und Westrand des Körpers bilden und von variabel texturiertem Serie 2 Gabbronorit, oft auch in pegmatitischer Ausbildung, der den Zentralbereich aufbaut.

Umgebung aus Mantelperidotit und bildet einen kleinen topografischen Höhenrücken im Westen oberhalb des Cabin Meadows Tales. Das NW-SE streichende Tal stellt eine erodierte und überschotterte Störungs- (Scher) Zone im Peridotit dar, die wie viele der größeren NW-SE streichenden Störungen im angrenzenden China Mountain Pluton von der weiter im Nordwesten liegenden NE-SW streichende Hauptstörung begrenzt werden. Aufgebaut wird der Körper von mittel- bis grobkörnigen Serie 1 Pyroxeniten die den Nord- und Westrand des Körpers bilden und von variabel texturiertem Serie 2 Gabbronorit, oft auch in

Die Hochtemperaturfoliation im umgebenden Mantelperidotit streicht vorherrschend NW-SE, mit steilen Einfallswinkeln (Abb.8.28.A). Eine Ausnahme davon bildet jedoch der mylonitische Peridotit im östlichen Bereich des Körpers nahe dem Cabin Meadows Störungstales. Er hat eine NE-SW orientierte Foliation bei etwas flacheren Einfallswerten ausgebildet (Abb.8.28.A). Hinweise auf eine erlangte hochgradige Scherdeformation im Peridotit geben ausgelängte Pyroxene (Ortho- sowie Klinopyroxen) und Spinelle. Diese Deformationsmerkmale könnte der Peridotit unter lithosphärischen Bedingungen in einem Temperaturbereich von etwa 900 bis 1000° Celsius erlangt haben (Passchier and Trouw, 2005; Mercier and Nicolas, 1975). Die

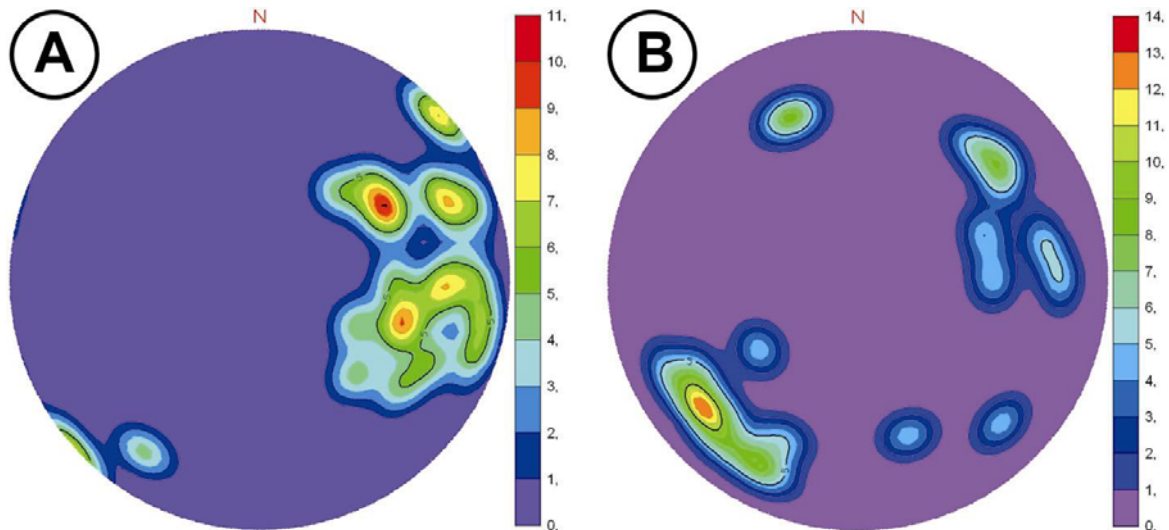


Abb. 8.28. Konturdiagramm der Polpunkte von A) Foliation im Mantelperidotit, n=22; B) Foliation im Serie 2 Gabbro norit, n=22; Projektion: Schmidtsches Netz, untere Halbkugel.

mögliche Ursache der Deformation kann in der angrenzenden Störung gesehen werden, oder in einem angrenzenden Zweig dieser Störung.

Bei den Serie 1 Pyroxeniten (vornehmlich Websterite oft auch olivinführend) dominiert in der Foliation die NW-SE Richtung bei steilen Einfallswinkeln (8 Datensätze: 203/88; 210/80; 270/40; 265/50; 270/80; 266/68; 250/65; 025/75). Diese Daten sind konsistent mit den Werten der Serie 1 Pyroxenite des angrenzenden China Mountain Plutons (vgl. Abb.8.16.B). Strukturell überwiegt in den Serie 2 Gabbro noriten sowohl in der Foliation als auch im lokal ausgebildeten Lagenbau die NW-SE Richtung, bei meist steilen Einfallswinkeln (Abb.8.28.B). Nur in wenigen Aufschlüssen wurde eine NE-SW Foliation gemessen. Der Lagenbau (5 Datensätze: 185/35; 183/30; 190/25; 200/45; 180/35) zeigt im Vergleich zur Foliation deutlich flachere Einfallswinkel.

Im Norden und Westen des Körpers ist ein scharfer und steiler, oft auch geradliniger Kontakt zwischen dem Serie 1 Pyroxenit und dem umgebenden Mantelperidotit entwickelt (Abb.8.29.). In Richtung Süden (Zentralbereich) auf den Gabbrokörper zu, zeigt der Pyroxenit neben einer deutlichen Abnahme in seinem modalen



Abb. 8.29. Steiler tabularer Kontakt (Stift) zwischen Mantelperidotit und Serie 1 Pyroxenit; Aufschluss CM_452.

Olivinegehalt auch vielfach eine starke lokale Imprägnation mit Plagioklas. Die Größe der imprägnierten Bereiche variiert zwischen 0,1 x 0,1 und 1 x 1 Meter. Innerhalb des Pyroxenitkörpers und besonders an seinem äußeren Kontakt zum Peridotit, finden sich vielfach Fragmente von Mantelperidotit mit Größen im Dezimeter und Meter Bereich.

Der weitere Übergang vom Pyroxenit in den Gabbronorit erfolgt scharf und intrusiv seitens der Gabbronorite. Viele Fragmente von Pyroxenit unterschiedlichster Größe (cm bis m-



Abb. 8.30. Mantelperidotit- und Pyroxenit-Fragmente (rot umrahmt) in Serie 2 Gabbronorit; Aufschluss CM_451.

Bereich) innerhalb einer Matrix aus Serie 2 Gabbronorit markieren, ähnlich dem „Relikthorizont“ im angrenzenden China Mountain Pluton, den Kontaktbereich über eine Breite von mehr als 50 m. Der Gabbronorit selbst kann als typischer variabel texturierter Serie 2 Gabbronorit angesprochen werden, wie er sich in vergleichbarer Ausbildung in allen untersuchten Plutonen finden lässt. Auffällig ist hier seine vielfach pegmatitisch ausgebildete Korngröße,

insbesondere an der östlichen Plutonflanke um die Screens des gescherten Mantelperidotites herum. Seine Kontakte zum Mantelperidotit im Osten und Süden sind typisch steil und tabular in



Abb. 8.31. Screens von Mantelperidotit im Serie 2 Gabbronorit, die Foliation in den Peridotiten ist Manteltypisch; a) Aufschluss CM_450, b) Aufschluss CM_81.

ihrem Aufbau (Abb.8.31). Dieser Aufbau deutet auch hier die mögliche initiale Platznahme des

Gabbrokörpers als plutonischer Gangschwarm an. Viele der Peridotit-Screens im Serie 2 Gabbronorit (Abb.8.31.) scheinen wegen ihrer konsistenten Strukturen mit dem umgebendem Mantelperidotit noch verwurzelt zu sein.

Der südliche Übergangsbereich in den Mantelperidotit wird von Gabbronorit und pegmatitischen Gabbronorit Gangnetzwerken (vergleichbar dem Bereich südlich des High Camp

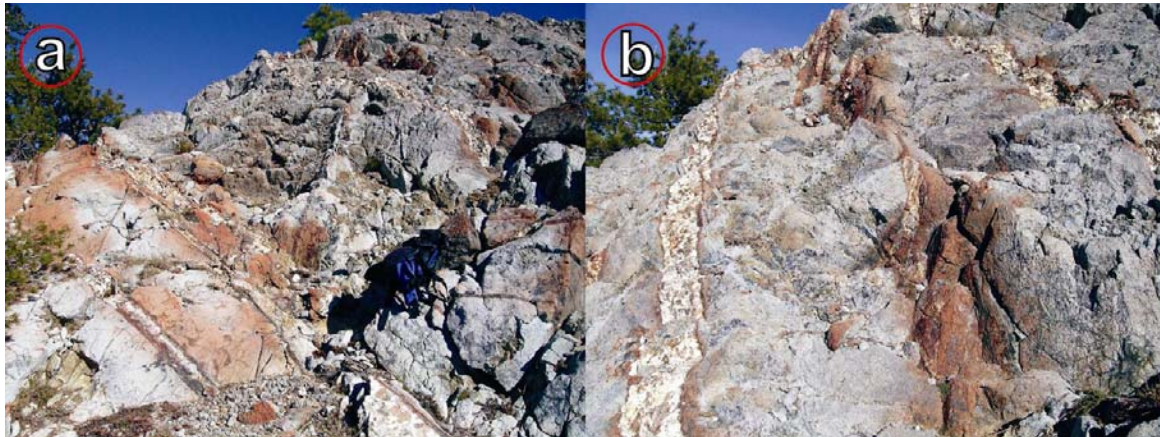


Abb. 8.32. Netzwerk von pegmatitischen Gabbronoritgängen im Mantelperidotit am Südrand des Cabin Meadows Plutons; a) und b) Aufschluss CM_84.

Pass) aufgebaut (Abb.8.32.; 8.33.). Innerhalb des Gabbro- und Pyroxenitkörpers, wie auch im angrenzenden nördlichen Peridotitrücken, finden sich zahlreiche 0,1 bis 1 m mächtige Gabbronoritgänge mit einer dominanten NE-SW Streichrichtung. Serie 1 Pyroxenite bilden 0,5 bis 3 m mächtige Gänge im nördlich und westlich angrenzenden Mantelperidotit aus. Auch Plagiogranit-, Dolerit- und Mikrogabbrogänge finden sich im Nebengestein, bei allen dominiert eine nordöstliche Streichrichtung.

Zusammenfassend zeigt der Cabin Meadows Körper einen sehr steilen gangartigen Aufbau, der zu etwa 80 Vol. % aus Gabbro (~ 60 % der mafischen Anteile) und Pyroxenit (~ 40 % der mafischen Anteile) und zu etwa 20 Vol. % aus Fragmenten und Screens von Mantelperidotit besteht (8.33.). Besonders klar dokumentiert er die Intrusionsreihenfolge von Serie 1 Pyroxenit in Peridotit und nachfolgend Serie 2 Gabbronorit in Peridotit und in Serie 1 Pyroxenit. Die Nähe zu einer der größeren aushaltenden Störungen (Cabin Meadows Tal) wird vermutlich einen Einfluss auf die Platznahme des Körpers gehabt haben: Der gescherte Mantelperidotit zeigt eindeutig, dass die NW-SE streichende Störung älter ist als der Gabbropluton selbst. Möglicherweise nutzte der Cabin Meadows Pluton diese Schwächezone bei seiner Platznahme, was sich durch seinen steilen Aufbau ausdrückt.

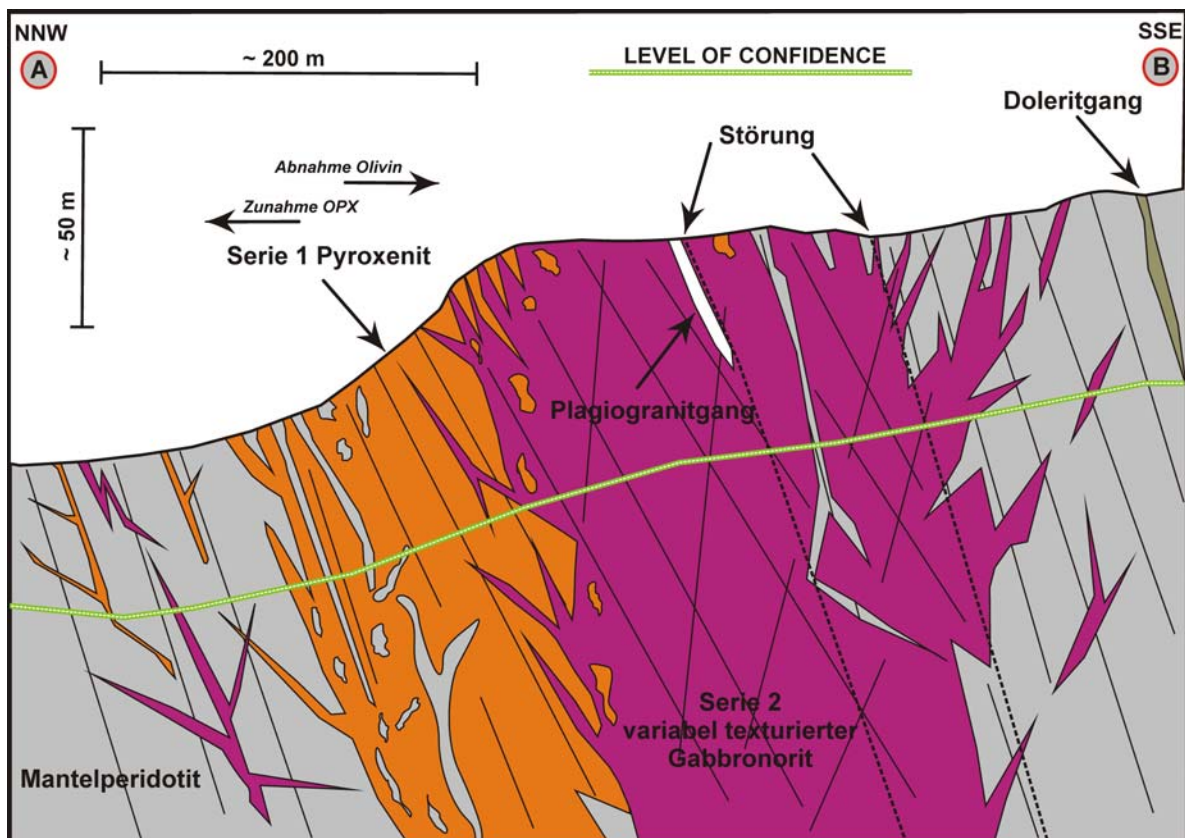


Abb. 8.33. Schematischer Schnitt (NNW-SSE) durch den Plutonaufbau des Cabin Meadows Körpers, nicht maßstäblich. Lage des Profilschnittes siehe Karte. Der Bereich unterhalb des „LEVEL OF CONFIDENCE“ ist interpoliert und somit sind die gezeigten Strukturen als spekulativ anzusehen.

8.5 Bonanza King Pluton

Der Bonanza King Pluton liegt im Süden des Trinity Komplexes nahe dem Kontakt zum südlich und östlich angrenzenden Redding Terrane (Abb.8.1.). Er stellt mit einer Fläche von mehr als 70 km² den größten zusammenhängenden mafischen Körper im gesamten Trinity Komplex dar. Der auskartierte Teil des Körpers streicht NW-SE und liegt wie die übrigen Plutone in einer Umgebung aus Mantelperidotit. Er weist einen strukturell steilen aber lithologisch flachen internen Aufbau auf, der randlich von Serie 1 Pyroxenit und Serie 2 Gabbonorit und im Zentralbereich von Serie 2 Amphibolgabbro, Dolerit und Plagiogranit aufgebaut wird. Die Abbildung 8.34. zeigt die (abgeschätzten) Proportionen der aufgeschlossenen Lithologien. Neben dem wenige Kilometer westlich gelegenen Billy's Peak, ist der Bonanza King der einzige Pluton im gesamten Trinity Komplex mit einem ausgebildeten mehrere hundert

Meter mächtigen „*sheeted dike complex*“ (Boudier et al., 1989; Cannat and Lecuyer, 1991; Le Sueur et al., 1984; Nicolas, 1989; Peterson et al., 1991).

In der Literatur wird der Aufbau des Bonanza King nur etwas ausführlicher von Boudier et al. (1989) und Willse (1999) beschrieben. Pyroxenit Vorkommen werden zwar auch bei Boudier et al. (1989) erwähnt, aber der mafische Körper wird nicht weiter als in Gabbro und in die „*sheeted dikes*“ differenziert. Willse (1999) unterscheidet in seiner Plutonbeschreibung neben Pyroxeniten, mafischen und felsischen Gängen auch zwischen unterschiedlichen Hornblendegabbros, wie beispielsweise klinopyroxenführenden Hornblendegabbros. In der Karte jedoch werden die Gabbros zusammengefasst und somit nicht weiter differenziert. Auch bei Metcalf et al. (2000) werden die Gabbros zusammengefasst, er unterscheidet jedoch eine frühe von einer späten Pyroxenitphase, jedoch fehlt dazu jegliche Erklärung im Text, sowie ein Kartenbild.

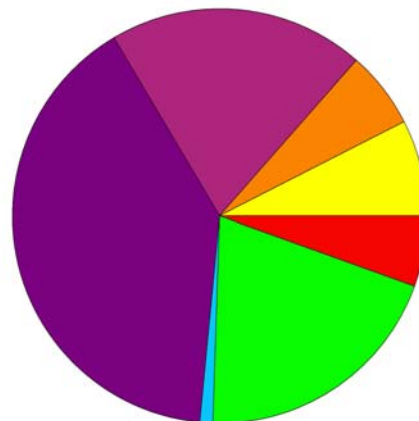


Abb. 8.34. Aufgeschlossene Proportionen (Vol. %) der Serien im Bonanza King. Tortendiagramm auf Basis der Tabelle A1.1 im Anhang A1. Legende wie in Abb. 8.2.

Die Hochtemperaturfoliation im Mantelperidotit steht steil und streicht NW-SE (Abb.8.35.A.). An der Ostflanke des Körpers finden sich lokal plagioklasführende harzburgitische und lherzolithische Lithologien. Dunite finden sich hier weniger, aber vielfach nahe dem Fire Lookout im Süden des Körpers. Generell ist der Peridotit im Umfeld des Bonanza King deutlich stärker alteriert als in den anderen Plutonen. Die Ursache hierfür liegt möglicherweise in der Vielzahl an Doleritgängen, die den Peridotit z.T. lokal auch als Gangschwärme durchschlagen (z.B. besonders an seiner Nord- und Westflanke). Auch im Umfeld der Flüsse (Trinity River, Trinity East Fork, Ramshorn Creek) die den Störungszonen folgen ist der Peridotit oft geschert, bzw. in Serpentin umgewandelt.

Wehrlitische (MTZ) Körper wurden an der Ostflanke des Körpers zwischen Gabbroonorit und Mantelperidotit und am Südrand im Bereich des Fire Lookout auskartiert. Der Körper im Osten weist über große Bereiche einen isotropen Aufbau von grobkörnigen poikilitischen Wehrliten auf (Kap.4.4.3.3). Nur in seinem Norden zeigen mehrere Lokationen eine steile NNW-SSE streichende magmatische Foliation. In dem Körper finden sich späte

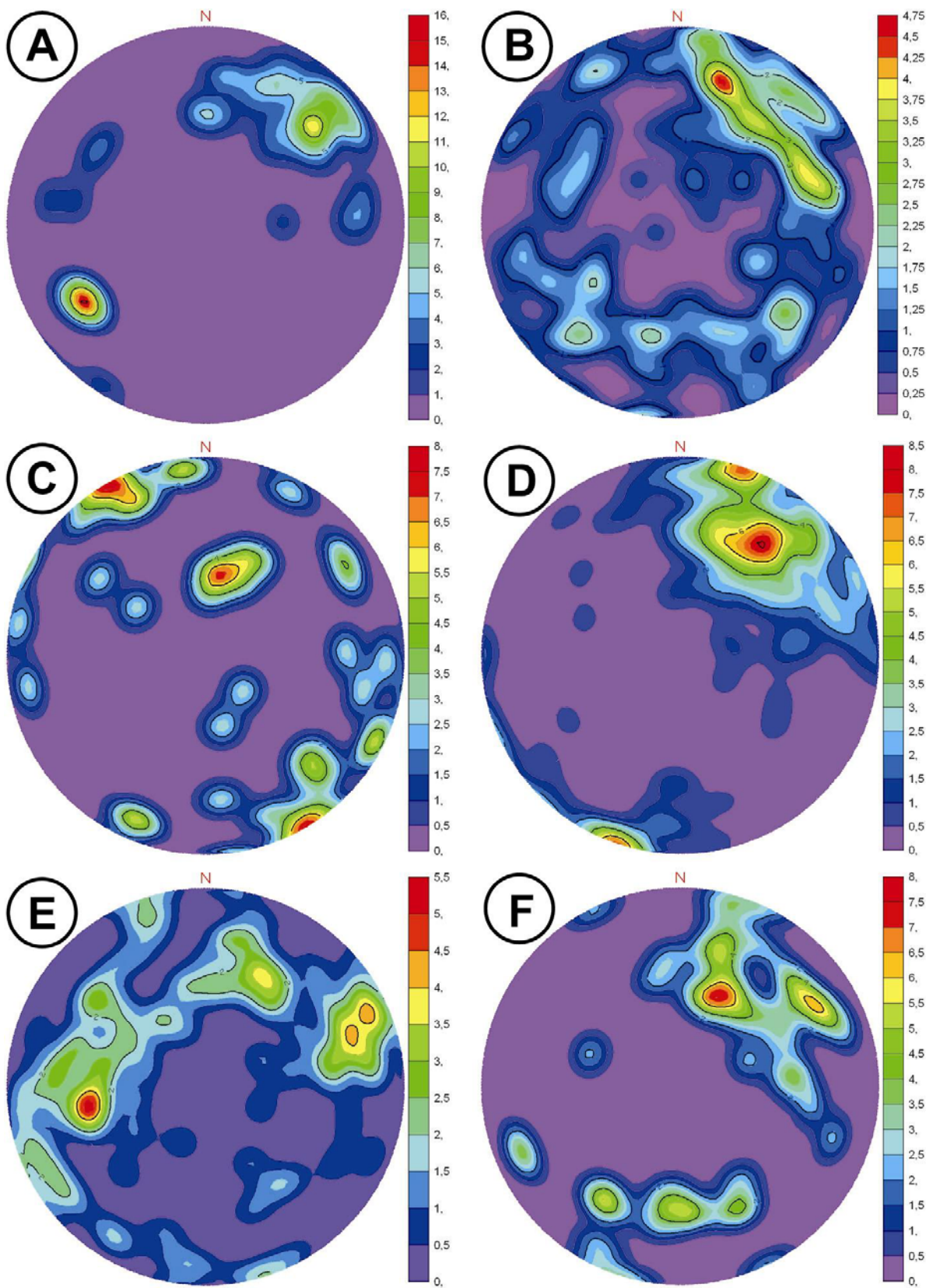


Abb. 8.35. Konturdiagramm der Polpunkte von A) Foliation im Mantelperidotit, n=43; B) Foliation im Serie 2 Gabbonorit, n=158; C) Lagenbau im Serie 2 Gabbonorit, n=38; D) Orientierung der Doleritgänge, n=133; E) Orientierung der weißen Adern, n=103; F) Orientierung der Plagiogranite, n=46; Projektion: Schmidtsches Netz, untere Halbkugel.

intrusive Körper von Serie 1 Pyroxenit und Serie 2 Gabbronorit, sowie vereinzelte NW-SE streichende Doleritgänge.

Der südliche MTZ-Körper am Fire Lookout ist ein NW-SE streichendes, komplexes gangartiges Gebilde von Wehrliten, Duniten, Pyroxeniten und pegmatitischen Gabbronoritgängen in einer Umgebung aus Harzburgit (Abb.8.36). Die Wehrlite bilden dort mehrere steilstehende (040/75), wenige Meter breite Gangkörper. Alle Kontakte zu den anderen aufgeschlossenen Phasen scheinen intrusiv, am besten lässt sich der südliche Körper zusammenfassend als plutonischer Gangschwarm in einer Umgebung aus Mantelperidotit beschreiben.



Abb. 8.36. Wehrlitischer Gangkörper am Fire Lookout; Aufschluss BK_110.

Auch die Serie 1 Pyroxenite bilden mit Ausnahme eines größeren Körpers im Norden und wenigen isolierten Einzelkörpern im Mantelperidotit im Westen keine aushaltende Einheit wie im Bear Creek oder im Tamarack Lake Pluton. Vielmehr zeigen sie eine gewisse Analogie zu den Serie 1 Pyroxeniten im „Relikt~~horizont~~“ vom China Mountain Pluton: Neben isolierten kleinen



Abb. 8.37. a) Scharfer Kontakt zwischen Serie 1 Pyroxenit und Serie 2 Gabbronorit; b) scharfer lobater Kontakt zwischen Gabbronorit und Peridotit; a) Aufschluss BK_120, B) Aufschluss BK_112.

Einzelkörpern und bis zu 1 Meter mächtigen Gängen im Mantelperidotit und in den Wehrliten, finden sich vielfach Meter bis mehrere zehner Meter mächtige Fragmente, Blöcke und Screens

der Serie 1 innerhalb von Serie 2 Gabbronorit, Amphibolgabbro und zwischen den doleritischen Gangschwärmen (Abb.8.37.a). Besonders markant ist ihr Auftreten zusammen mit Fragmenten aus Mantelperidotit innerhalb von Serie 2 Gesteinen entlang des etwa 2 km langen NE-SW verlaufenden Höhenrückens des zentralen Bonanza King Körpers. Der Pyroxenit zeigt hier eine meist mittel- bis grobkörnige Korngröße zusammen mit einer isotropen Textur. Die randlichen zumeist isotropen Pyroxenitkörper im Norden und Osten, zeigen steile scharfe und intrusive Kontakte zum Peridotit, vergleichbar mit denen z.B. im Cabin Meadows (Abb.8.37.b). Sie werden ebenfalls von Doleriten mit verschiedenen Gangmächtigkeiten durchschlagen.

Der Serie 1 Pyroxenit wird von spätem variabel texturiertem Serie 2 Gabbronorit infiltriert und entlang des NE-SW streichenden Rückens ähnlich dem „Relikthorizont“ im China

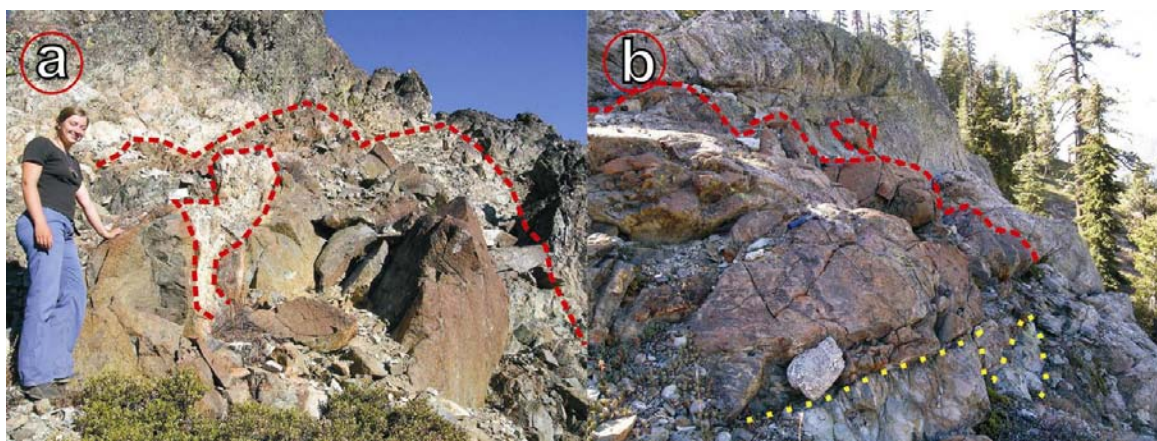


Abb. 8.38. a) Screens von Mantelperidotit im Serie 2 Gabbronorit; b) Peridotit-Screen zwischen Gabbronorit (oben) und Dolerit (gelb umrahmt, unten), die Foliation ist Manteltypisch; a) Aufschluss BK_56, b) Aufschluss BK_152.

Mountain zerlegt (Abb.8.38). Variabel texturierter Gabbronorit der Serie 2 baut den Pluton vornehmlich an seiner Nord- und Ostflanke, wie auch vereinzelt im Süden auf. Im Norden und Osten beschränkt sich sein Vorkommen bis auf eine Höhe von etwa 1600 bis 1700 müNN (5250-5580 ft.). Im Hangenden geht er konkordant (flacher Kontakt) durch zurücktreten von Orthopyroxen sowie Klinopyroxen und Zunahme von schwarzem Amphibol in den ebenfalls variabel texturierten Amphibolgabbro über (Kap.4.6.3.3; 6.6.4).

Innerhalb der nördlichen und östlichen Gabbronorit Aufschlüsse finden sich bis zu 60 Vol. % an Doleritgängen mit abgeschreckten Kontakten („*chilled margins*“) seitens der Gänge (Abb.4.26.). Auch in dem von Serie 2 Amphibolgabbros aufgebauten Zentralkörper finden sich in nahezu jedem Aufschluss Gänge von Dolerit, lokal mit einem Volumenanteil von bis zu 100 Prozent seitens der Gänge.

Die nur sehr lokal aufgeschlossene magmatische Foliation in den Gabbronoriten und Amphibolgabbros streicht bei einem mittel- bis steilem Einfallen in Richtung NNW-SSE bis NW-SE und zeigt ein schwaches Submaxima in NE-SW Richtung (Abb.8.35.B). Ebenfalls nur lokal ausgebildet findet sich ein vorwiegend korngrößengestützter Lagenbau vor allem in den Gabbronoriten. Er besitzt generell ein sehr steiles Einfallen bei einem NE-SW gerichteten Streichen und einem Submaxima in Richtung E-W (Abb.8.35.C).

In nahezu jeder strukturellen Position, besonders entlang des zentralen Rückens, finden sich im Gabbronorit und Amphibolgabbro Nebengesteinsfragmente von Serie 1 Pyroxenit und Mantelperidotit (Abb.8.38.a+b). Die Größe der teils eckigen, teils abgerundeten Fragmente variiert zwischen wenigen Dezimetern bis hin zu Blöcken mit Dimensionen von etwa 50 x 100



Abb. 8.39. Mantelperidotit-Xenolithe (eckig) in einer Matrix aus Serie 2 Amphibolgabbro (Stift); Aufschluss BK_119.

Metern. Xenolithe und Screens von Nebengestein markieren auch die Kontaktbereiche zum Mantelperidotit und zum Serie 1 Pyroxenit, besonders im Süden des Körpers (Abb.8.39). Die xenolithischen Kontakte sind vergleichbar mit denen des Bear Creek oder des Tamarack Lake Plutons. Scharfe lobate Kontakte zwischen Mantelperidotit und den Serie 2 Gabbros mit Abschreckungsgefügen seitens der Gabbros sind ebenso im Südteil des Körpers entwickelt (Abb.8.37.a). Wie im China Mountain finden sich auch hier nahe der Kontakte zwischen Peridotit und Gabbro große Screens aus Peridotit, die von Serie 2 Gabbro umflossen werden und vermutlich noch im Mantel verwurzelt sind (Abb.8.38.b).

Pegmatitische Gabbronoritgänge durchziehen im Bonanza King den Mantelperidotit und die Pyroxenite nahe ihrer Kontakte zum Gabbronorit mit einer NE-SW Streichrichtung.

Weiterhin finden sich im Serie 2 Gabbronorit der Ostflanke an 3 Lokationen (BK_31, BK_33 und BK_38, i.d. geol. Karte markiert) wenige Meter große Olivin-Gabbronorit-Screens

(Kap.5.4; 7.3). Kontakte zwischen dem Olivinabbronorit und dem umgebenen Gabbronorit sind scharf und geradlinig ausgebildet, da die Screens als flach liegende „Tafeln“ innerhalb der Gabbronoritmatrix liegen (Abb.5.5.; 8.40.). Die lokale magmatische Foliation in den Gabbronoriten umfließt die Körper von Olivinabbronorit.

Gänge von Dolerit finden sich nicht nur in allen aufgeschlossenen Lithologien des Körpers sondern auch innerhalb all seiner strukturellen und topografischen Niveaus. Im Westen,

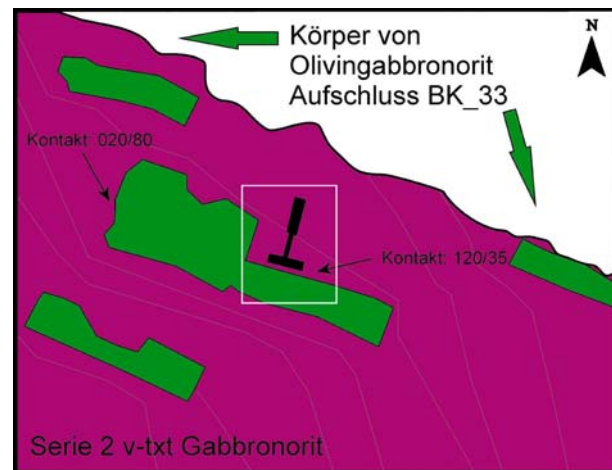


Abb. 8.40. Aufschlusssskizze des Typaufschlusses BK_31. Lage der Abbildung 5.5. ist das weiß umrahmte Rechteck. Kontaktaten zum Serie 2 Gabbronorit sind eingetragen. Nicht maßstäblich

Norden und Osten des Plutons bilden die Dolerite lokale Gangschwärme mit bis zu 100 Volumenprozent in den mafischen und ultramafischen Lithologien aus. Diese Gangschwärme besitzen eine „dike on dike“ Geometrie. Diese lokalen Bereiche an konzentrierten Doleritgängen werden von Boudier et al. (1989), Le Sueur et al. (1984), Nicolas (1989), Metcalf et al. (2000) und Willse (1999) als „sheeted dike complex“ beschrieben. Zu den bekannten klassischen „sheeted dike“ Komplexen wie im Oman (Nicolas, 1989; Nicolas et al., 1993; Pallister and Hopson, 1981; Juteau and Maury, 1999; Moores, 1982; Robinson et al., 2008) oder in anderen Ophiolithen, zeigt der hiesige Komplex aber deutliche Unterschiede, so dass der Beschreibung als Gangschar oder als Gangschwärme hier der Vorzug gegeben wird. Ein Hauptunterschied zu den klassischen „sheeted dike“ Komplexen ist das häufige Vorkommen von dm bis mehrere Meter großen Gabbro-, Pyroxenit- und Mantelperidotitfragmenten zwischen den Gängen bzw. Gangpartien. Solche Fragmente der frühen Phasen finden sich beispielsweise, überall und in jeglicher Größe, in der großen Gangschar die sich vom Tal des Trinity Rivers (800 müNN, 2600 ft.) aus in südöstlicher Richtung zum Gipfel des Bonanza King (2100 müNN, 6900 ft.) erstreckt. Solche Fragmente, vor allem in ihrer Vielzahl, sind von den klassischen Lokationen unbekannt, eher finden sich vergleichbar aufgebaute Plutone und Gangschwärme in Ophiolithen des „Sierran Type“ (Beccaluva et al., 2004), die aus kollisionalen Umgebungen stammen, den sogenannten „Supra Subduction Zone“ (SSZ) Ophiolithen (Pearce, 2003; Robinson et al., 2008).

Weiterhin liegen die ophiolithischen „sheeted dike“ Komplexe typischerweise in sehr hohen strukturellen Bereichen, meist oberhalb der axialen Magmakammer (Boudier et al., 1996;

Nicolas, 1989; Nicolas et al., 1993; Pallister and Hopson, 1981; Juteau and Maury, 1999; Sinton and Detrick, 1992). Im Bonanza King Pluton hingegen finden sich die Gangschwärme sowohl in strukturell hohen Positionen, wie zum Beispiel innerhalb des Amphibolgabbros, als auch gleichzeitig in tiefen Positionen im Mantelperidotit, etwa 1000 Meter unterhalb der Gabbros sitzend. Neben Gangschwärmen finden sich auch Einzelgänge unterschiedlichster Mächtigkeit (cm – m) von Dolerit im umrahmendem Peridotit. Die Dolerite im Bonanza King Pluton besitzen ein mittelsteiles bis steiles Einfallen bei einer stabilen NW-SE Streichrichtung und einem deutlichen Submaxima in Richtung E-W (Abb.8.35.D). Die E-W Richtung dominiert vor allem im West- und Südteil des Körpers (Willse, 1999). Nahezu in jedem Gang finden sich Netzwerke von etwa 1 bis 2 mm mächtigen weißen Adern die den Gang in alle Richtungen durchziehen (Abb.8.35.E). Sie können als Geländemarker für den Temperaturbereich der erlangten Alteration dienen. Die weißen Adern („Veins“), vornehmlich aus Phrenit und Zeolithen aufgebaut, sind typische Anzeiger für hydrothermale Alterationsprozesse im Temperaturbereich unterhalb von 410 Grad Celsius (s. Kap.6.11; Nehlig and Juteau, 1988). Nur vereinzelt zeigen sich grüne Adern aus Epidot-Chlorit-Amphibol, die eine etwas höhergradige Alteration anzeigen (s. Kap.6.11; Bach et al. 2001; Nehlig and Juteau, 1988).

An der Ostflanke des Plutons liegt in einer topografisch und strukturell tiefen Position, ähnlich wie im China Mountain, ein kleiner Körper (~200 x 250 m) von gebänderten Serie 3 Gabbronorit zwischen Mantelperidotit, Wehrlit und Serie 2 Gabbronorit. Der Körper zeigt einen sehr steilen, korngrößengestützten magmatischen Lagenbau mit einem NW-SE gerichteten Streichen (215/75; 199/65; 211/88) und einer mittelsteilen Minerallineation (38/265). Seine Kontakte zum den umgebenen Lithologien sind zumeist überschottet, nur Teile des nördlichen Kontaktes zum Serie 2 Gabbronorit sind aufgeschlossen. Dieser zeigt einen scharfen, geradlinigen Kontaktverlauf, mit einem schwachen aber aushaltendem Abschreckungsgefüge seitens des Serie 3 Gabbronorite (Kontaktflächen: 050/85; 086/80). Fragmente von Serie 2 oder von anderen Lithologien wurden in diesem Körper ebenso wenig beobachtet wie Doleritgänge.

Plagiogranitische Gänge bilden mit den Dioriten (Kap.5.6) die jüngste aufgeschlossene magmatische Phase im Bonanza King Pluton. Sie finden sich intrusiv in allen früheren Lithologien und in allen strukturellen Bereichen, vor allem aber konzentriert in strukturell und topografisch hohen Niveaus, wie dem NE-SW verlaufenden Rücken. Die Gänge streichen NW-SE mit einem deutlichen Submaxima in Richtung NE-SW bei mittelsteil bis steilen Einfallen (Abb.8.35.F).

Den Bonanza King Pluton durchziehen eine Vielzahl an Störungen, vor allem entlang des zentralen Hauptrückens (Abb.8.41.a). Viele dieser Störungen stellen bruchhafte



Abb. 8.41. Störungen im Bonanza King Pluton, a) Bruchhaft und Vererzt, b) Plastisch; a) Aufschluss BK_23, b) Aufschluss BK_110.

Abschiebungen dar, die eine schwache Vererzung ausgebildet haben (Kap.4.11). Die Versatzbeträge lassen sich nicht ermitteln, da zumeist ein variabel texturierter Gabbro gegen einen anderen ebenfalls variabel texturierten Gabbro versetzt wird. Aber auch duktile Scherzonen zerlegen den Körper. Sie finden sich besonders im Südteil, in den dortigen Gabbronoriten und Amphibolgabbros (Abb.8.41.b). Die Störungen streichen NW-SE mit einem Submaxima in Richtung NE-SW bei mittel bis steilem Einfallen (Abb.8.42.). Generell zeigen die mafischen Aufschlüsse, insbesondere im Serie 2 Gabbronorit und Amphibolgabbro, mehr Deformationsmerkmale als in den anderen auskartierten plutonischen Körpern.

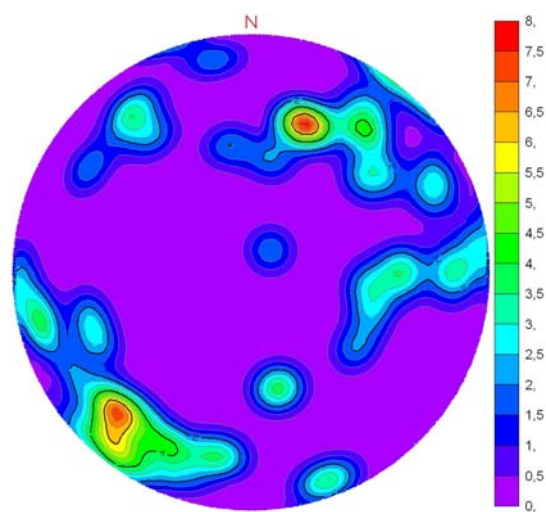


Abb. 8.42. Konturdiagramm der Polpunkte der Störungsflächen, n=51; Schmidtsches Netz, untere Halbkugel.

In der Abbildung 8.43. findet sich das aus den Ergebnissen der Geländebefunde einschließlich der strukturellen Daten abgeleitete Profil durch den Pluton. Neben einer ebenfalls langgestreckten, eher flachen elliptischen Plutonform (bei ca. 1000 m maximal aufgeschlossener Mächtigkeit besitzt der Pluton eine auskartierte Fläche von ca. 28 km²) zeigt sich mit dem Auftreten von Pyroxenit und Peridotit („Reliktborizont“) in strukturell hohen Positionen eine deutliche Analogie mit dem China Mountain Körper. Auch das Vorkommen der Wehrlite und Pyroxenite zeigt sich analog. Unverstanden jedoch bleibt im Bonanza King ein gewisser Widerspruch zwischen den steilen Strukturen (Foliation, Lagenbau) in

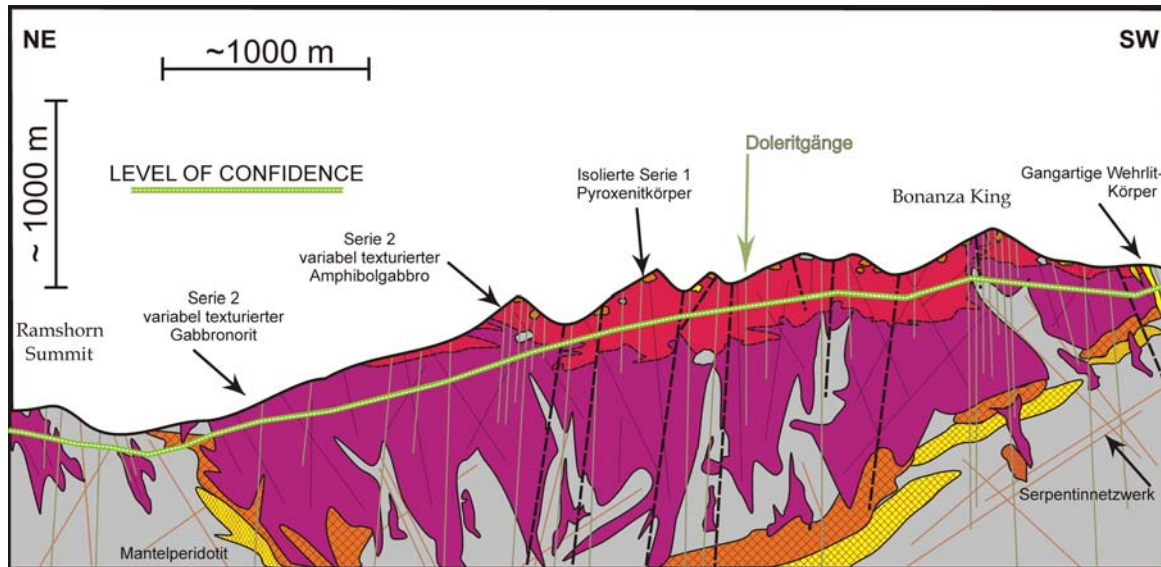


Abb. 8.43. Schematisches NE-SW Profil durch den Bonanza King Körper. Nicht maßstäblich. Der Bereich unterhalb des „LEVEL OF CONFIDENCE“ ist interpoliert und somit sind die gezeigten Strukturen als spekulativ anzusehen.

der Serie 2, aber dem vergleichsweise relativ flach ausgebildeten Übergang vom Gabbronorit in den Amphibolgabbro.

8.6 Tamarack Lake Pluton

Der Gabbrokörper des Tamarack Lake liegt im Südosten des Trinity Komplexes etwa 10 km nordöstlich des Bonanza King Massivs und etwa 25 km südlich des Bear Creek Plutons

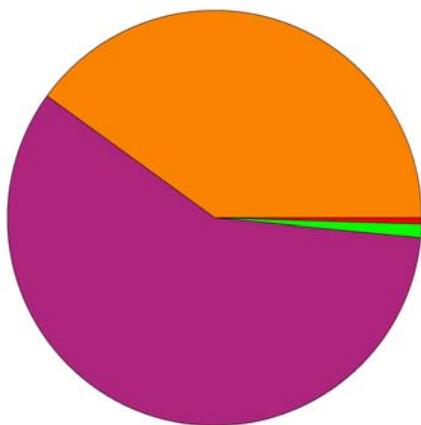


Abb. 8.44. Aufgeschlossene Proportionen (Vol. %) der Serien im Tamarack Lake Pluton. Tortendiagramm auf Basis der Tabelle A1.1 im Anhang A1. Legende wie in Abb. 8.2.

(Abb.8.1.). Er streicht ENE-WSW, bei einer Ausdehnung von etwa 1500 m in Längsrichtung und einer Breite von etwa 1000 m. Im Norden wird der Pluton von quartären Ablagerungen (Moränen) und den zwei westlichen Twin Lakes und dem östlichen Tamarack Lake begrenzt. Die Seen stellen alle Endmoränenseen eines großen Moränenzuges dar, der sich von den Seen aus in nordwestlicher Richtung in das Tal zur Trinity East Fork zieht. Aufgebaut wird der Tamarack Lake Körper von Serie 1 Pyroxenit und variabel texturiertem Serie 2 Gabbronorit. Die Proportionen der zwei Serien zueinander sind

vergleichbar mit denen im Bear Creek Körper (~50-60 % Gabbro und 40-50 % Pyroxenit; vgl. Abb.8.2. mit 8.44.). Aus dem variabel texturierten Serie 2 Gabbronorit wurde hier eine

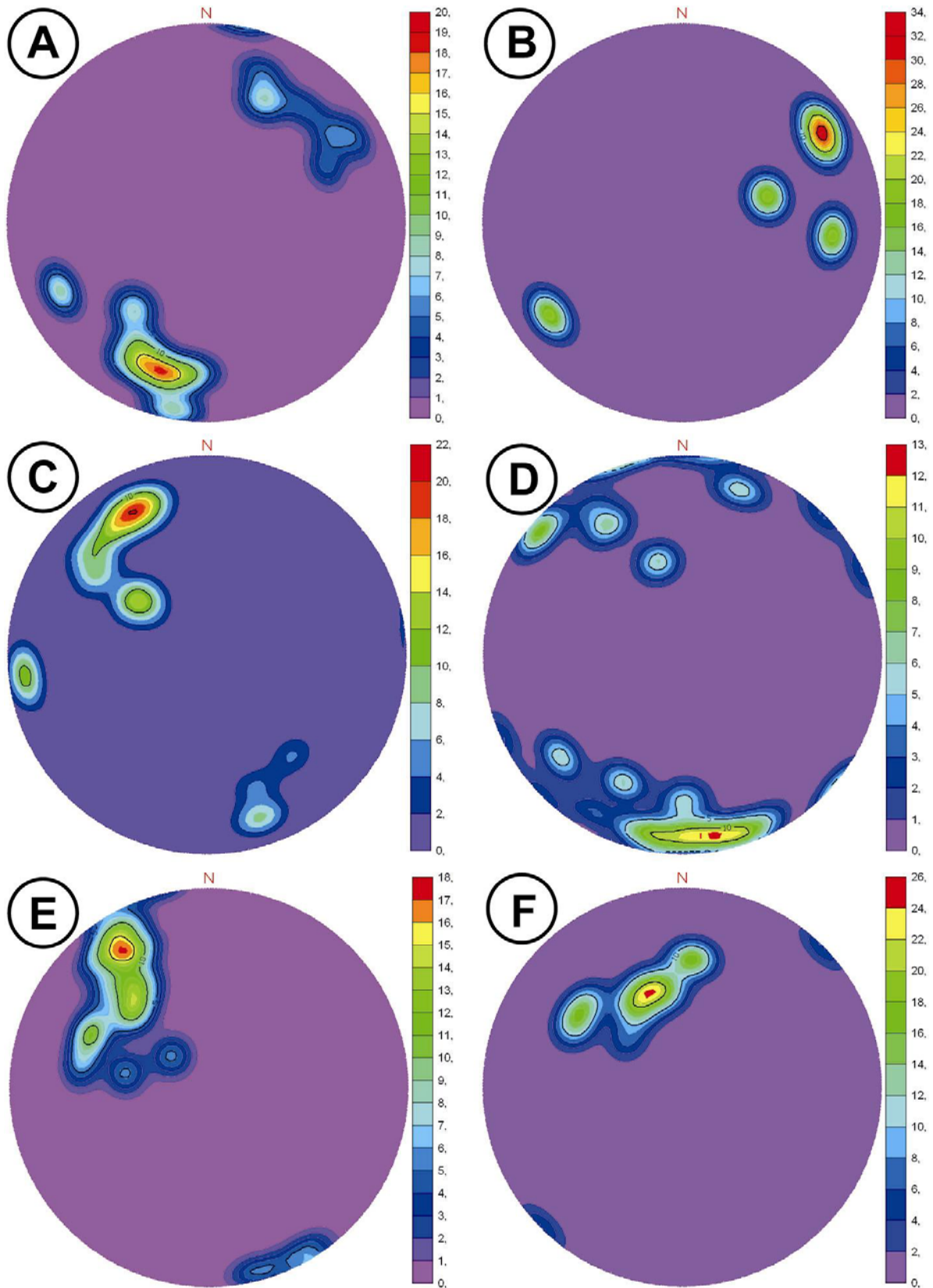


Abb. 8.45. Konturdiagramm der Polpunkte von A) Foliation im Mantelperidotit, $n=23$; B) Lineationen im Mantelperidotit, $n=5$; C) Foliation im Serie 2 Gabbro norit, $n=23$; D) Lagenbau im Serie 2 Gabbro norit, $n=32$; E) Orientierung der Doleritgänge, $n=16$; F) Kontakte der Phasen untereinander, $n=18$; Projektion: Schmidtsches Netz, untere Halbkugel.

Untereinheit unterschieden, die sich aus bis zu 40 Vol. % an Nebengesteinsfragmenten (Peridotit, Pyroxenit) zusammensetzt und vor allem im Randbereich der Einheit auftritt.

Für Cannat and Lecuyer (1991) stellt der Tamarack Lake Pluton den aufgeschlossenen Dachbereich eines typischen Trinitykörpers dar. Aufgebaut wird er von einem heterogenen, isotropen Gabbro im Zentralbereich und einem Gabbro mit Mantelperidotit und Pyroxenit-Xenolithen („*magmatic breccia*“) sowie Gesteinen der MTZ an seinem E- und W-Rand (Cannat and Lecuyer, 1991).

Die Hochtemperaturfoliation des umgebenen Mantelperidotit (Harzburgit, Lherzolith, Dunit) steht steil und streicht E-W bis NW-SE (Abb.8.45.A) mit horizontalen Streckungslinearen (Abb.8.45.B). An seinen Kontakten zu den mafischen Phasen weist der Peridotit eine starke Alteration in Serpentin und Talk auf. Vermehrt durchziehen bis zu etwa 5 mm mächtige Magnetitadern (Kompassstest) als Netzwerke den Serpentin.

Hinsichtlich der Kontakte zwischen den mafischen Phasen (Pyroxenit, Gabbro) und dem umgebenen Mantelperidotit, sowie zwischen den mafischen Phasen untereinander, stellt der Tamarack Lake Pluton eine Besonderheit dar. Alle Kontakte die meist gut aufgeschlossen und sich über eine längere Distanz verfolgen lassen, sind generell Fragmenthaft ausgebildet mit unzähligen Fragmenten/Xenolithen der älteren Phase in der jüngeren Phase, vergleichbar mit den Kontakten am Bear Creek. Die Kontaktbereiche weisen allerdings im Vergleich zum Bear Creek einen deutlich mächtigeren Ausbiss, mit bis zu mehreren hundert Metern, auf und kennzeichnen hier generell alle intrusiven Kontakte (Abb.8.48.). So ist der Kontakt zwischen dem Serie 1 Pyroxenit und dem Peridotit durch eine etwa 100 bis 200 m breite mit Peridotit-Xenolithen durchsetzte mittel- bis grobkörnige Pyroxenitmatrix gekennzeichnet (Abb.8.46.; 8.47.). Die Größe der Fragmente variiert zwischen Dezimetern bis hin zu Garagengröße (~2 x 6 m). Viele der eckigen teils auch gerundeten



Abb. 8.46. Mantelperidotit-Xenolithe (angerundet) innerhalb von Serie 1 Pyroxenit; Aufschluss TL_3.

Xenolithe zeigen einen 1 bis 3 cm breiten Alterationssaum aus Tremolit – Aktinolith ähnlich wie im Bear Creek, aber hier auch zusätzlich aus Talk.

Der Pyroxenit hat in seinem Zentrum eine steile magmatische Foliation mit einem NW-SE Streichen (4 Datensätze: 240/75; 235/70; 225/68; 220/65) entwickelt. Serie 1 Pyroxenite bilden zudem auch isolierte Dezimeter mächtige steile Gänge im Mantelperidotit aus. Vier Gänge wurden im Peridotit liegend eingemessen, alle haben eine „*comb structure*“ entwickelt und eine NE-SW gerichtete Streichrichtung (137/70; 150/50; 330/85; 310/75).

Der ENE-WSW verlaufende Zentralbereich des Körpers wird von variabel texturiertem Gabbronorit der Serie 2 aufgebaut. Seine lokal ausgebildete magmatische Foliation (vornehmlich an Kontakten sichtbar) besitzt ein steiles NE-SW Streichen (Abb.8.45.C). Vielfach zeigt der Gabbronorit einen lokalen, schlierig entwickelten, sehr steilen korngroßengestützten Lagenbau. Bei der steilen Lagerung dominiert ein E-W gerichtetes Streichen bei einem Submaxima in Richtung NW-SE (Abb.8.45.D).

Umrahmt wird der zentrale Gabbrokörper von einem xenolithführenden gabbroiden Kontaktbereich mit lokal mehreren hundert Metern an Ausbiss. Aufgrund seiner hohen Anteile



Abb. 8.47. a) Mantelperidotit-Xenolithe in einer Matrix aus Serie 2 Gabbronorit; b) Peridotit- und Pyroxenit-Xenolithe in einer Matrix aus Serie 2 Gabbronorit; a) Aufschluss TL_14, b) Aufschluss TL_15.

an Nebengesteinsfragmenten (lokal > 40 Vol. %) in einer Matrix aus variabel texturierten Serie 2 Gabbronorit wurde er als eine Extraeinheit in der Karte untergliedert (s. geol. Karte). In Richtung der älteren Serien nehmen die Nebengesteinsfragmente in der Einheit zu. Der Kontaktbereich zum Serie 1 Pyroxenit ist vornehmlich durch Zentimeter bis Meter große rundliche teils auch eckige Pyroxenitfragmente innerhalb einer Matrix aus Gabbronorit gekennzeichnet (Abb.8.47).

Die Mächtigkeit dieser Einheit ist im Vergleich zu den anderen xenolithisch ausgebildeten Plutonen, z.B. dem Bear Creek, deutlich mächtiger und aushaltender ausgebildet. Vereinzelt finden sich neben pyroxenitischen Fragmenten auch solche aus Peridotit. Letztere lassen sich leicht von den Pyroxeniten anhand ihres mächtigen Alterationssaumes unterscheiden.

Den Kontakt zum umgebenen Mantelperidotit markieren ebenfalls zahlreiche eckige, teils angerundete Peridotitfragmente, vergleichbar mit den Kontakten am Bear Creek Pluton (Abb.8.47.). Einige dieser Xenolithe besitzen einen Alterationsrand und Überzug aus Talk und Pyrit.

Späte intrusive Gänge von Plagiogranit sowie Dolerit und Mikrogabbro durchziehen die Pyroxenite und Gabbronorite. Die Gänge zeigen mit Ausnahme der Plagiogranite ein flaches Einfallen, bei einem Streichmaxima in Richtung NE-SW und einem Submaxima in Richtung E-W (Abb.8.45.E).

Bei den Störungen dominiert die frühe NW-SE bzw. NNW-SSE Richtung. Im Osten des Körpers ziehen ausgehend vom Mantelperidotit zwei vererzte Störungen in den Tamarack Lake hinein. Weiter im Westen finden sich drei weitere Störungsbahnen, die vom Gabbronorit

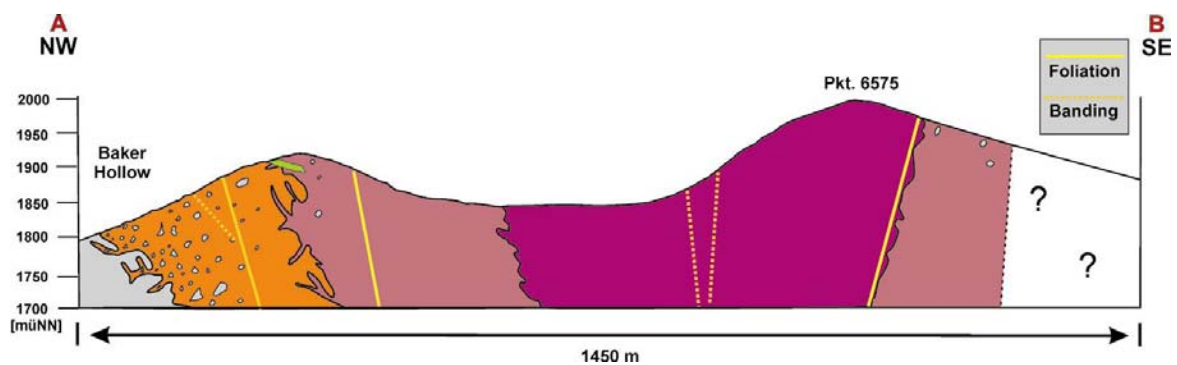


Abb. 8.48. NW-SE Profil (maßstäblich) durch Tamarack Lake Körper. Lage des Profils siehe Karte.

aus in nordwestliche Richtung in die Twin Lakes ziehen. Alle diese Störungen laufen vermutlich weiter das NW-streichende Tal entlang, bis sie von der NE-SW verlaufenden Störung im Tal der Trinity East Fork abgeschnitten werden. Am südlichen Kontaktbereich der Gabbronorite zum Peridotit hat diese eine alte sinistrale Scherzone im Mantelperidotit intrudiert. Der Serpentinmylonit besitzt hier eine aufgeschlossene Mächtigkeit von 1 bis 2 Metern und wird von darunter- und darüber liegenden undeformierten Serie 2 Gabbronoriten begrenzt. Nur wenige Meter weiter südlich liegt der Kontakt zum Mantelperidotit. Die tektonische Foliation verläuft

flach- bis mittelsteil bei einem NE-SW Streichen (125/40; 130/35) und einer horizontalen Streckungslination (15/205; 25/215; 15/180). Dass die Lage der Scherzone durch Platznahme der Serie 2 aus ihren Verbandsverhältnissen herausrotiert wurde, kann nicht ganz ausgeschlossen werden.

Der steile Südostrand des Plutons, an dem der Gabbronorit seinen geringmächtigsten xenolithischen Randbereich zum Mantelperidotit zeigt, stellt für Cannat and Lecuyer (1991) aufgrund seiner Steilheit und den Xenolithen die Dachregion des plutonischen Körpers dar. Ob es sich hier wirklich um eine aufgeschlossene Dachregion handelt, oder nur um einen weiteren steilen Kontakt (Abb.8.45.F) zum Nebengestein, wie er im Westen und Nordosten aufgeschlossen ist, lässt sich anhand der gewonnenen Daten nicht klären. Obwohl direkte Hinweise nicht aufgeschlossen sind, ist es anhand der räumlichen Anordnung der Aufschlüsse jedoch denkbar, dass der Mantelperidotit hier die Dachregion des Körpers bildet.

Gesteine einer Mantel-Krusten Übergangszone, wie von Cannat and Lecuyer (1991) beschrieben, konnten durch diese Kartierung nicht bestätigt werden. Weitere Unterschiede zur Arbeit von Cannat and Lecuyer (1991) ergaben sich auch bezüglich der Plutonform, die eine steile ENE-WSW gerichtete Plutonform mit einer weiteren Erstreckung des Körpers in westliche Richtung ergab, sowie eine zusätzliche markante Pyroxeniteinheit im Westen des Plutons.

8.7 Zusammenfassung und Diskussion

Allen Plutonen gemeinsam ist ihr Aufbau aus den Gesteinen der Serie 1 bis 3, jedoch enthält jeder Pluton unterschiedliche Anteile der intrusiven Serien. Lediglich in den kleineren Plutonen Cabin Meadows und Tamarack Lake ist weder eine MTZ noch die Serie 3 aufgeschlossen. Anhand der aufgeschlossenen Proportionen lassen sich bei den Plutonen grob zwei Typen unterscheiden. Relativ „primitive“ Plutone mit einem vergleichsweise hohen Anteil an ultramafischen Lithologien (Wehrlite und Pyroxenite) wie der Bear Creek und Tamarack Lake (von > 30 Vol. %) und „reifere“ Plutone, wo gabbroische Lithologien einschließlich der Vulkanite und Plagiogranite dominieren (s. Tab.A1.1). Zum Letzteren Typ zählt der Bonanza King und der China Mountain Pluton.

Von allen bearbeiteten Körpern weist nur der Bonanza King Pluton mit seiner Abfolge aus variabel texturiertem Gabbronorit - Amphibolgabbro – Dolerit, die tendenziell übereinander liegen, eine gewisse Ähnlichkeit mit einer ophiolithischen Pseudostratigrafie auf. Aber sowohl in

seinen magmatischen Kontakten, wie auch im Auftreten und in der Ausbildung der Dolerite, die keinen typischen „*sheeted dike complex*“ bilden, unterscheidet er sich klar von einer solchen ophiolithischen Pseudostratigrafie (Abb.8.43).

Nahezu alle kartierten Kontakte zwischen Mantelperidotit und Pluton sind ausschließlich bruchhaft bzw. fragmentarisch ausgebildet und ohne Konkordanz zwischen den Mantelgefügen und Plutonlithologien.

Der kompakte Tamarack Lake Körper kann bezüglich seiner Kontakte zum Nebengestein wie auch hinsichtlich seiner internen Kontakte als Referenz gelten. So sind seine sehr mächtigen xenolithführenden internen wie auch externen Kontaktbereiche beispielhaft für eine bruchhafte Platznahme der mafischen Phasen in einer relativ kalten, lithosphärischen Umgebung (Abb.8.46.-48.). Der Pluton zeigt besonders Eindrucksvoll (wie Bear Creek und China Mountain) anhand der Serie 1 Pyroxenitfragmente in der Serie 2 Gabbronorit Kontakteinheit, dass eine gewisse Zeitspanne zwischen den zwei Phasen liegt und ein normaler Plutonaufbau mit den Pyroxeniten an seiner Basis und den sich daraus entwickelnden und aufliegenden Gabbroabfolgen hier nicht entwickelt ist (vgl. z.B. mit Boudier et al., 1989; Cannat and Lecuyer, 1991; Ceuleneer and Le Sueur, 2008; Le Sueur et al., 1984; Pallister and Hopson, 1981).

Ein konkordanter Übergang zwischen Mantelperidotit und einer lagigen ultramafischen Einheit („MTZ“) wurde nur an einer einzigen Lokation gefunden, im Nordwesten des Bear Creek Pluton. Das sonst nur sehr kleinräumige, teils fragmentarische Auftreten von Wehrliten im Bonanza King und China Mountain Pluton ist vermutlich ebenfalls als Hinweis zu werten, dass ein ehemals lateral aushaltender Wehrlitkörper, respektive eine Mantel-Krusten Übergangszone, magmatisch zerlegt wurde, ähnlich der Deutung von Cannat and Lecuyer (1991). Somit lassen sich in den kartierten Plutonen drei intrusive (Kumulat-) Serien aushalten, die zeitverzögert nacheinander Platz genommen haben und die jeweils ältere Serie bzw. Serien, lokal aus ihren Verbandsverhältnissen gelöst haben.

Das Vorkommen von Mantelperidotit im Hangenden der Plutone, wie z.B. im Topbereich des Bonanza King, Cabin Meadows und China Mountain Plutons (s. geol. Karten), zeigt sich nicht konsistent mit einem klassischen Ophiolithaufbau. Somit sprechen die Vorkommen von Mantelperidotit im Hangenden klar gegen einen erfolgreichen Riftingprozess, wie er für ein Spreizungszentrum charakteristisch sein sollte. Zudem weist die Mantelfoliation

Bereiche auf, in denen sie senkrecht auf der postulierten Spreizungsebene steht. Gleiches gilt für die Dolerite, auch hier zeigt sich keine übergeordnete Richtung (= Spreizungssystem), vielmehr existieren vier unterschiedliche Richtungen (s. Stereoplots). Auch die Plutonform weist keinerlei Ausrichtung zu einem übergeordneten Dehnungsvektor auf, der die Spreizungsrichtung abbildet. Vielmehr liegen sie in einem flachem Milieu und besitzen eine Lakkolithform. Dies erschwert es bzw. macht es fast unmöglich die Geometrie eines Spreizungszentrums für den Trinity zu rekonstruieren.

So kann neben der ophiolithischen Pseudostratigrafie auch der kogenetische Ursprung, sowie ein regulärer Kontakt zwischen dem Mantelperidotit und den Kumulaten wie bei Boudier et al. (1989), Le Sueur et al. (1984) und Nicolas (1989) beschrieben, nicht bestätigt werden. Auch hinsichtlich ihres Aufbaus, sowie den strukturellen Kontakten weichen die Trinity Plutone sowohl von dem einer klassischen Magmenkammer, wie auch von einem klassischen Ophiolithaufbau ab (Ceuleneer and Le Sueur, 2008; Pallister and Hopson, 1981; Nicolas, 1989).

8.8 *Modell zur Bildung der Xenolithe*

In den mafischen Phasen (Serie 1-3) lassen sich keine Deformationsstrukturen finden (s. Kap.6). Dies kann als deutlicher Hinweis auf die Platznahme der Gabbros in ein weiches, eher inkompetentes Nebengestein angesehen werden, wie z.B. in einen teilweise (lokal) serpentinierten Peridotit, da schon 10-15 % Serpentinanteil im Peridotit seine Festigkeit auf die Werte von reinem Serpentin erniedrigt (Escartin et al., 2001). Neben der fehlenden Deformation sprechen auch die Reaktionsränder (Tremolit-Aktinolith) an den xenolithisch ausgebildeten Kontakten zwischen Mantelperidotit und den mafischen Lithologien für die Platznahme in ein inkompetentes, eher „nasses“ Milieu (s. Kap.6.2.7). Für Schwindinger and Anderson (1987) sind die Reaktionsränder im Castle Lake Pluton das Hauptargument für eine abgeschlossene Serpentinisierung des Peridotit, bevor der Gabbro Platz nahm. Die eigenen Geländebefunde mit dem Auffinden von solchen Reaktionsränder an den xenolithisch ausgebildeten Kontakten des Bear Creek, Bonanza King und Tamarack Lake, bestätigen dies auch für weitere Körper.

So lassen sich auch die xenolithischen Kontakte möglicherweise auf im Mantelperidotit befindliche Serpentinnetzwerke zurückzuführen. Die Abbildung 8.49. zeigt stark schematisiert ein Modell für die Bildung (a-d) eines xenolithischen Kontaktes durch Platznahme einer mafischen Serie (hier skizziert für die Platznahme des Serie 2 Gabbronorit) entlang eines vorhandenen

Serpentinnetzwerkes im Peridotit: (a) Serpentinnetzwerk im Peridotit mit weniger alterierten

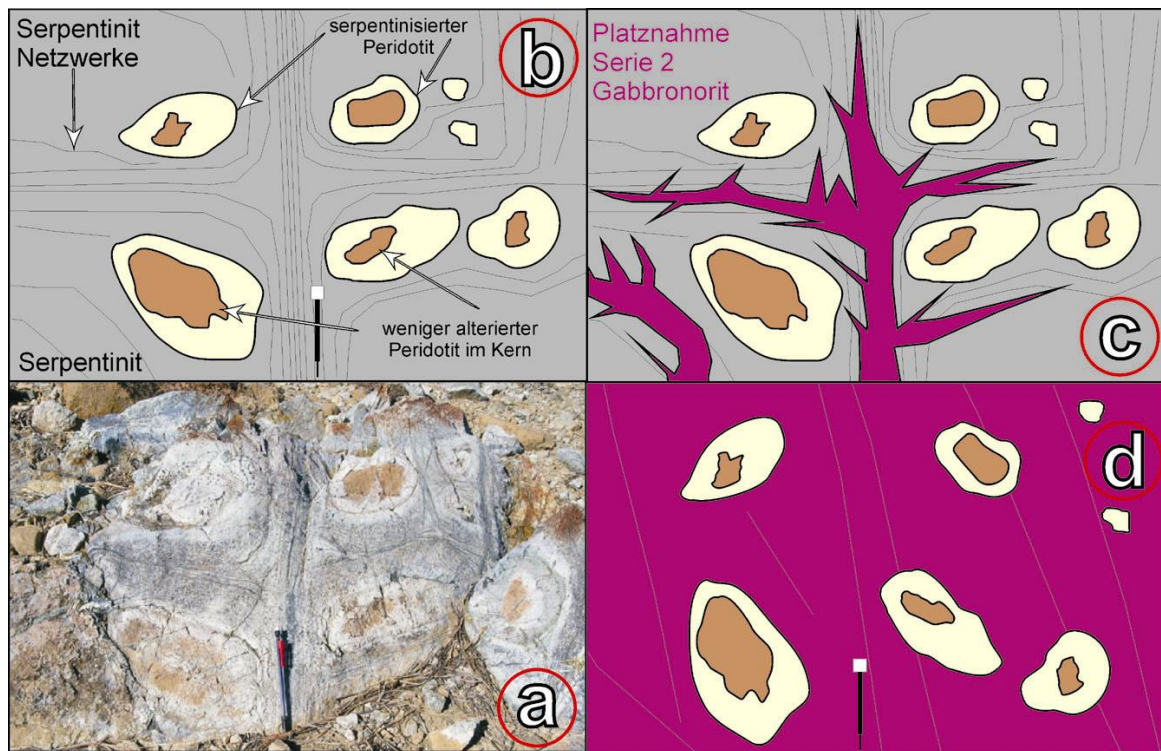


Abb. 8.49. Schematisches Modell zur Bildung (a-d) eines xenolithischen Kontaktes zwischen Gabbro und Mantelperidotit. Bild in a) entspricht der Abbildung 4.5. Nicht maßstäblich. Diskussion im Text.

„Peridotit-Ellipsen“, Aufschluss CM_25; (b) Schemazeichnung mit Details aus (a); (c) Platznahme eines ersten Serie 2 Schmelzschubes entlang den in (b) herausgestellten Serpentinnetzwerken und (d) Situation (Interpretativ) nach Platznahme des Schmelzschubes in (c) die „Peridotit-Ellipsen“ liegen nun als Xenolithe in einer Matrix aus Serie 2 Gabbronorit. Vergleiche (d) mit den Abbildungen 4.6.; 8.6.; 8.30. und 8.47.

8.9 Ein Modell zur Platznahme der Plutone

Ein schematisches und stark vereinfachtes Modell zur Platznahme der mafischen Serien wurde für den China Mountain Pluton entworfen (Abb.8.50.1-6). Vier intrusive Phasen können nach Bildung des Mantelperidotit für den Körper nachvollzogen werden. Im Verlauf des Neoproterozoikums nimmt der (Meta-) Gabbro (1) als Teil einer neugebildeten ozeanischen Lithosphäre im Mantelperidotit Platz. Im Zuge dessen bildet sich ein Netzwerk von Serpentin im Peridotit aus (braune Linien). Im Paläozoikum intrudieren Wehrlite und Pyroxenite (Serie 1) in den Mantelperidotit und den neoproterozoischen Gabbro (2). Die nachfolgende Platznahme des Serie 2 Gabbronorit, möglicherweise im initialen Stadium (3) als plutonischer Gangschwarm entlang der Serpentinnetzwerke und entlang vorhandener Störungsmuster, zerlegt die bisherigen

Verbandsverhältnisse und so finden sich in der Matrix aus Gabbronorit Fragmente von Wehrlit,

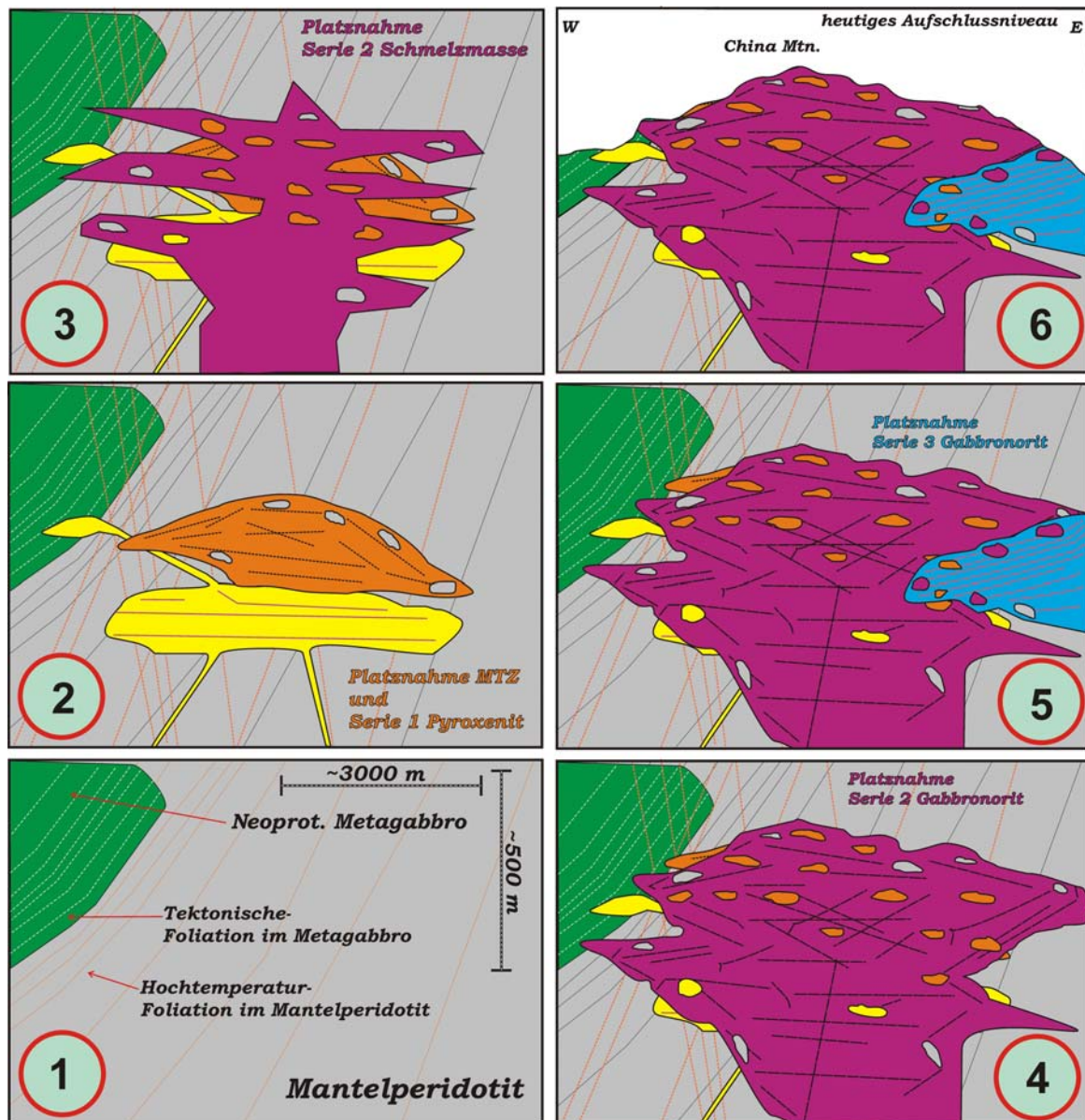


Abb. 8.50. Schematisches Modell zur Platznahme der mafischen Serien im China Mountain Pluton. Erläuterungen im Text. Nicht maßstäblich.

Pyroxenit und Peridotit (4). Die Platznahme erfolgte vermutlich durch viele kleinere Schmelzschübe, ausgehend von einem in der Tiefe liegendem Schmelzreservoir (nicht aufgeschlossen und in der Abbildung 8.50. nicht angedeutet). Die Volumina dieser einzelnen Schmelzschübe entsprechen möglicherweise in etwa der Größe der nördlichen Einzelkörper (~1000 x 1000 m aufgeschlossene Fläche) als Maxima, oder der Größe des Cabin Meadows Plutons als Minima (~200 x 100 m aufgeschlossene Fläche). Fragmente von Pyroxenit und Mantelperidotit im Gabbronorit zusammen mit steilen magmatischen Foliationen im ansonsten isotropen bzw. variabel texturierten Gabbronorit, können so als interne Kontaktmarker der

einzelnen Schübe genutzt werden. Letzte (aufgeschlossene) Intrusion ist die Platznahme der gebänderten Serie 3 Gabbonorite unterhalb der Serie 2 Gabbonorite (5). Im letzten Sketch (6) ist die heutige Aufschlussituation angedeutet.

9 Mineralgeochemie

9.1 Einleitung

Im folgenden Kapitel werden die Ergebnisse der Hauptelement-Mineralgeochemie erläutert und diskutiert. Neben einer geochemischen Charakterisierung der auskartierten Serien zueinander ist ein weiterer Aspekt der Hauptelement-Mineralgeochemie, die Entwicklung innerhalb der Serien nachzuvollziehen. Weiterhin sollen die Ergebnisse dazu dienen, die Seriengliederung auf Basis der Geländearbeiten und der Petrografie weiter zu bestätigen, sowie die Trinity Plutone hinsichtlich ihrer Magmenzusammensetzung geochemisch zu verifizieren.

Wichtigste Mineralphase in den Gesteinen sind die Klinopyroxene, da sie neben der am häufigsten anzutreffenden Mineralphase auch die alterationsresistenteste Phase darstellen (s. Kap.6). Daher sollten sich die Klinopyroxene von allen Phasen am Besten eignen, um die Serien geochemisch zu charakterisieren.

9.2 Methodik

Von den Proben wurden polierte Dünnschliffe angefertigt und diese anschließend mit Kohlenstoff bedampft. Die bedampften Dünnschliffe wurden in Köln an der „Jeol 8900 Superprobe“ Elektronenstrahl Mikrosonde mittels „Wellenlängen Dispersiver Messmethode“ (WDS) analysiert. Für olivinfreie Gesteine wurde eine Beschleunigungsspannung von 15 kV und ein Probenstrom von 20 nA gewählt, für Olivine wurde die Beschleunigungsspannung auf 20 kV und der Probenstrom auf 50 nA erhöht. Die Messzeiten für Peak/Background (in Sekunden = sek.) für olivinfreie Gesteine betragen 20/10 sek. für Silizium, 10/5 sek. für Natrium, 20/10 sek. für Aluminium, 15/7 sek. für Magnesium, 30/15 sek. für Kalzium, 40/20 sek. für Nickel, 20/10 sek. für Chrom, 20/10 sek. für Eisen, 40/20 sek. für Titan, 10/5 sek. für Kalium und ebenfalls 10/5 sek. für Mangan. Für Olivine wurden folgende Messzeiten gewählt: 25/12 sek. für Magnesium, 40/20 sek. für Eisen, 30/15 sek. für Kalzium, 70/35 sek. für Nickel, 70/35 sek. für Titan, 25/12 sek. für Silizium, 20/10 sek. für Mangan und 30/15 sek. für Chrom.

Die folgenden natürlichen und synthetischen Standards wurden gewählt: Albit (Natrium, Aluminium), Diopsid (Silizium, Magnesium und Kalzium), Nickeloxid (Nickel), Eskolait (Chrom), Hämatit (Eisen), Rutil (Titan), Orthoklas (Kalium) und Rhodonit (Mangan). Die Daten wurden durch das ZAF Verfahren korrigiert.

Weitere natürliche Standards wurden zu Beginn jeder Messphase respektive vor und nach jedem Halter und Probenwechsel gemessen. Die gemittelten Analysen und ihre 1 σ Abweichungen finden sich in der Tabelle A3.2-8 im Anhang A3.

Alle Probenpunkte in den kommenden Diagrammen stellen Mittelwerte von Messungen mehrerer Mineralkörner einer Phase innerhalb des beprobten Dünnschliffes dar. Die Symbolform repräsentiert den jeweiligen Pluton aus dem die Probe stammt. Kreise kennzeichnen Proben aus dem China Mountain und Cabin Meadows Pluton, ein Dreieck steht für die Proben aus dem Bear Creek Pluton und ein Quadrat zeigt den Ursprung der Probe im Bonanza King Massiv. Ihre Symbolfarbe entspricht der Farbcodierung aus der geologischen Karte. Grau steht für die Mantelperidotite (Lherzolithe, Harzburgite und Dunite zusammengefasst), Minzgrün für Metagabbro, Gelb für Gesteine der MTZ, Orange für Serie 1 Pyroxenite, dunkelblau für Gabbros der Serie 1, Violett für die Serie 2 Gabbronorite, Schwarz für pegmatitische Gabbronorite der Serie 2, Cyan für Serie 3 Gabbronorite, Rot für Serie 4 Gabbronorite, Weinrot für Olivin-Gabbronorite und hellgrün für Copley Basalte. Zusatzsymbole wie Kreuze im Probensymbol symbolisieren, dass die Probe Olivin führt. Die gesamten Analyseergebnisse (jede gemittelte Messung) finden sich als Tabellen A3.2-1 bis A3.2-7, nach Mineralen geordnet im Anhang A3.

9.3 Ergebnisse und Diskussion der geochemischen Mineralanalysen

9.3.1 Olivin (Ol)

Olivine wurden in peridotitischen Lithologien (Lherzolith, Harzburgit, Dunit), in Gesteinen der MTZ und in allen olivinführenden Pyroxenite der Serie 1 analysiert. In Serie 1, 2, 3 und 4 Gabbronoriten wurden keine Spuren von Olivinen gefunden. Eine Ausnahme hiervon bildet die separate Gruppe der Olivin-Gabbronorite (s. Kap.5.4; 7.3) wo Olivine in drei Proben (BK_31, BK_38 und CM_312) analysiert wurden. Die Abbildung 9.1. zeigt den Zusammenhang zwischen der Magnesiumzahl (Mg#) der Olivine ($Mg\# = 100Mg/[Mg+Fe^{tot}]$ wobei Fe^{tot} das Gesamteisen als Fe^{2+} bezeichnet) und ihren Gehalt an kompatiblen NiO Olivin (in Gewichtsprozent abgekürzt als wt% bezeichnet).

Der Forsteritgehalt (Fo bzw. die Mg# in der Abb.9.1.) in den Harzburgiten und Lherzolithen variiert zwischen $Fo_{88,4}$ in einem residualem Harzburgit aus der MTZ (TR_17.2), bis $Fo_{91,8}$ in einem Harzburgit (TR_48.1). Plagioklasführende Peridotite weisen Fo-Gehalte zwischen $Fo_{90,3}$ und $Fo_{90,8}$ auf. Dunite zeigen mit $Fo_{91,3}$ bis $Fo_{91,7}$ vergleichbare Gehalte wie die Harzburgite. Ein solches Überlappen in der Mg# wird generell für Dunite beschrieben, die sich durch eine

7.2). Ihre Olivine (orangene Kreise mit innenliegendem Kreuz) zeigen mit einer Ausnahme

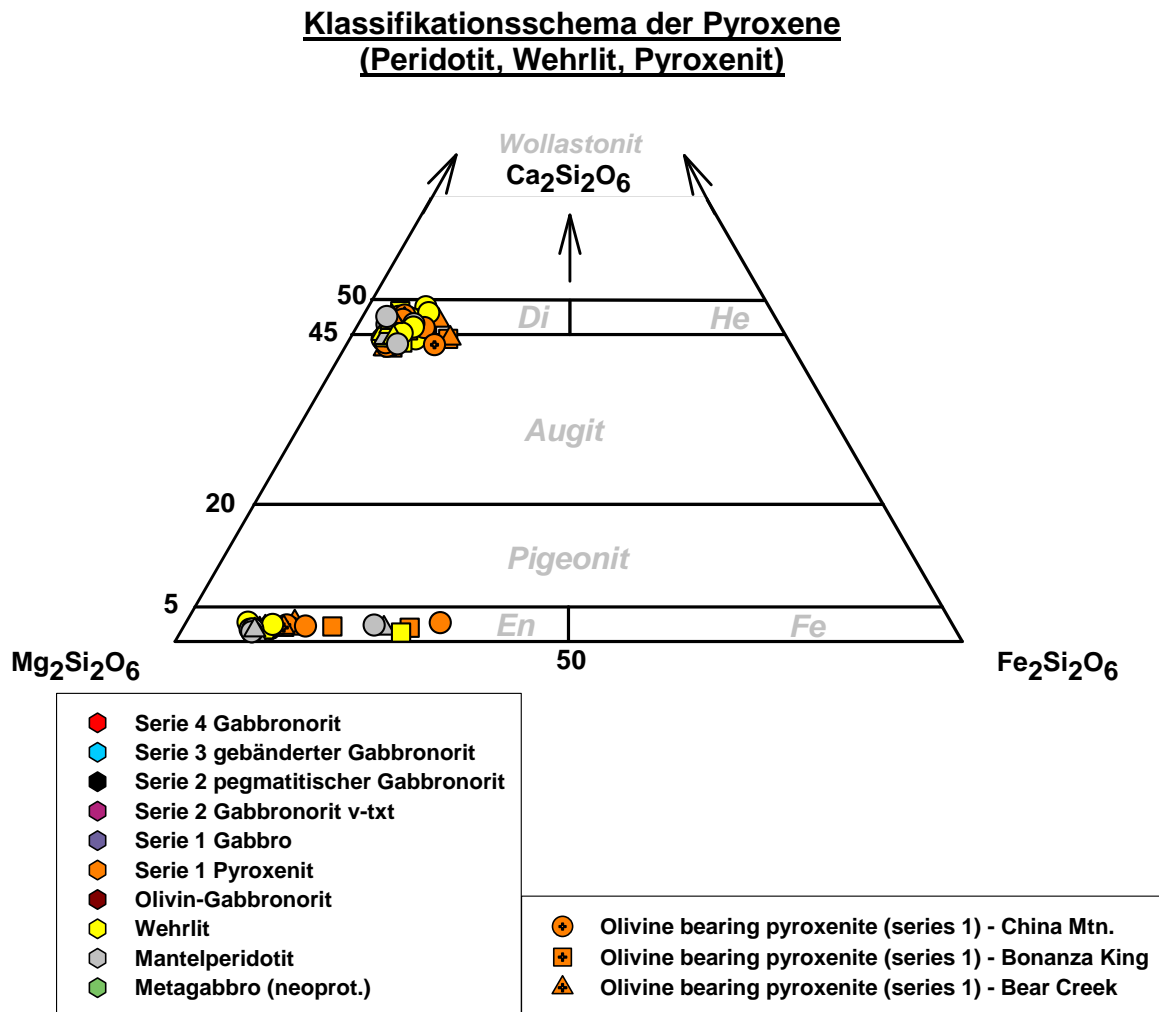


Abb. 9.2. Klassifikationsschema für Ortho- und Klinopyroxene der Mantelperidotite, Wehrlite und Serie 1 Pyroxenite (nach Morimoto, 1988). Die Legende gilt für alle nachfolgenden Abbildungen.

(CM_10B) manteltypische Fo-Gehalte von Fo_{90} – $\text{Fo}_{90,4}$. In ihrem NiO Gehalt weisen alle drei Proben mit Gehalten von 0,33 bis 0,36 wt% ebenfalls manteltypische Werte auf. Diese manteltypischen Gehalte legen den Schluss nahe das es sich bei den analysierten Olivinen in den Gängen möglicherweise um Mantelxenokristen handelt, was auch die beobachtete hochtemperierte Deformation erklärt (s. Kap.7.2.2). Alternativ können sie als sehr primitive Kumulatolivine aus der Reaktion einer syntektonisch perkolierenden Schmelze interpretiert werden.

Die nächste Gruppe in der Abbildung 9.1. bilden die Wehrlite der Mantel-Krusten Übergangszone (gelbe Symbole). Sie zeigen allerdings eine große Lücke zu den Peridotiten und Pyroxenitgängen auf, mit einer Differenz von etwa 0,07 wt% im NiO Gehalt. Ihr Fo-Gehalt ist

abgesehen von zwei Ausnahmen (CM_248B und CM_299) konstant und liegt zwischen Fo_{88} und $Fo_{90,5}$. NiO Gehalte variieren deutlich stärker mit Gehalten zwischen 0,26 und 0,16 wt%. Die beiden Ausreißer sind Wehrlite, die innerhalb des Metagabbro-Komplexes isolierte Einzelkörper bilden und aufgrund ihrer Lage (durch Reaktionen mit dem Nebengestein und anschließenden tiefgreifenden Alterationsprozessen) einen modifizierten Mineralbestand aufweisen (s. Kap.6.4; 8.3). Weiter dem Differenzierungstrend folgend schließen sich übergangslos die olivinführenden Pyroxenite der Serie 1 an (orangene Symbole). Ihr Gehalt an NiO liegt konstant zwischen 0,14 und 0,18 wt%, ihr Fo-Gehalt streut deutlich breiter und nimmt von Fo_{89} auf etwa $Fo_{83,5}$ ab, wobei zum Teil die Proben mit den niedrigeren Fo-Gehalten vergleichsweise hohe NiO Gehalte besitzen (Abb.9.1.). Den Trend weiter vervollständigen die zwei modifizierten Wehrlite.

Als Ausreißer können die Olivin-Gabbronorite, insbesondere die Proben aus dem Bonanza King gesehen werden (weinrote Symbole). Sie zeigen, dem Trend nicht folgend, deutlich erhöhte NiO Gehalte von 0,19 ($\pm 0,017$) wt% in der Probe CM_312 und 0,24 ($\pm 0,017$) wt% in den Proben BK_31 und _38 bei vergleichsweise niedrigen Mg# von 82,2 respektive 81,4 ($\pm 0,4$).

9.3.2 Klinopyroxen (Cpx)

Die Klinopyroxene stellen als die „Leitmineralphase“ die wichtigste analysierte Mineralphase in den Proben dar. Mit etwa 200 beprobten Klinopyroxenen (mit jeweils 2 bis 8 gemessenen Einzelkörnern pro Probe) bildet sie zugleich die Phase mit dem größten Datensatz. Die Abbildungen 9.2. und 9.3. geben einen Überblick über die Zusammensetzung und Nomenklatur der gemessenen Pyroxene (Klino- und Orthopyroxen der Mantelperidotite, der Wehrlite und der Serie 1 Pyroxenite in 9.2. und in der Abbildung 9.3. für Cpx und Opx im Metagabbro und in den Gabbronoriten der Serien 1 bis 4).

Die Klinopyroxene aller Serien besitzen ein Spektrum in ihrer Mg# von 94 bis 72 bei niedrigen TiO_2 und Cr_2O_3 Gehalten in den gabbroischen Kumulaten. Die Abbildung 9.4. zeigt die Entwicklung der Magnesiumzahl (Mg#) im Klinopyroxen in Abhängigkeit des Cr_2O_3 Gehaltes im Kernbereich der Klinopyroxene. Alle Klinopyroxene zeigen in dieser Abbildung einen einheitlichen Trend. Hinsichtlich ihrer Mg# variieren die Peridotite zwischen 94 und 91, in ihren Gehalt an Cr_2O_3 streuen sie allerdings mit Gehalten von 1,3 bis 0,7 wt% deutlich breiter. In der Mg# überlappen die Wehrlite die Peridotite, sie haben allerdings bei etwas niedrigeren Mg# von 93 bis 90 deutlich geringere Gehalte an Cr_2O_3 von 0,8 bis 0,4 wt%, wie auch eine etwas geringere Varianzbreite als die Peridotite. Ausreißer mit Mg# um 86 und Cr_2O_3 Gehalten von

0,27 wt% bilden wiederum die modifizierten Wehrlite (Abb.9.4., vgl. mit Abb.9.1.). Die

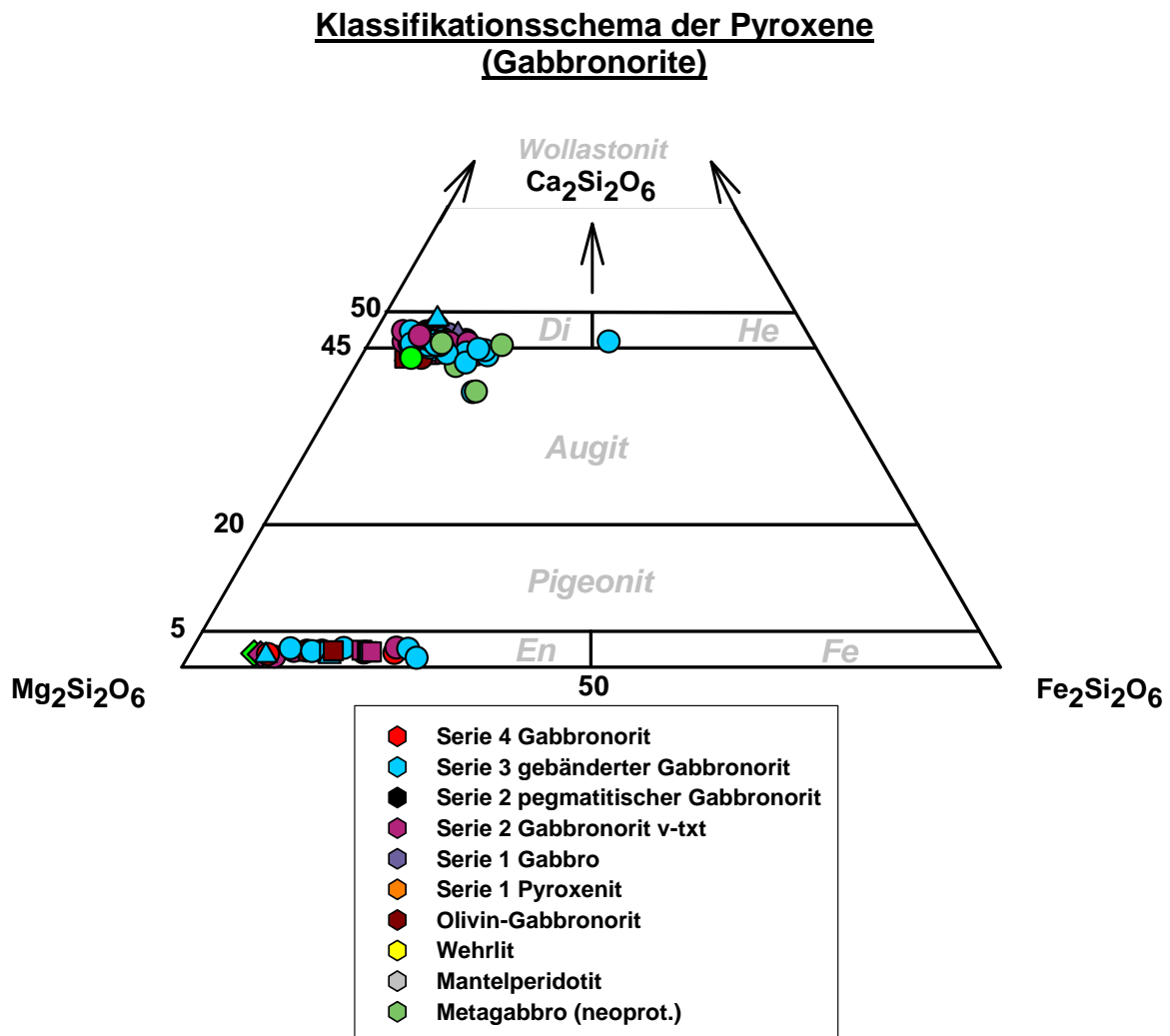


Abb. 9.3. Klassifikationsschema für Ortho- und Klinopyroxene des Metagabbros und den gabbroischen Gesteinen der Serien 1 bis 4 (nach Morimoto, 1988).

Pyroxenite der Serie 1 folgen dem Trend der Abnahme im Gehalt von Cr_2O_3 bei gleichzeitiger Abnahme der Mg#. Sie überlappen den Bereich der Wehrlite mit Mg# von 93 zeigen aber eine sehr große Spannbreite in der Entwicklung ihrer Mg# bis 84 respektive 77,5 eines modifizierten Pyroxenites. Auch bei dem Gehalt an Cr_2O_3 besitzen sie von allen Serien die größte Spannbreite von 0,8 bis etwa 0,15 wt%. Eine Ausnahme bilden die Pyroxenitgänge im Mantelperidotit. Sie besitzen auch bei den Klinopyroxenen manteltypische Werte und zeigen keinerlei Korrelationen mit den normalen Serie 1 Pyroxeniten. Bei den Serie 1 Gabbros konnte aufgrund von extrem starker Alteration nur in 3 Proben vom Bear Creek und in 2 Proben aus dem China Mountain ein magmatischer Klinopyroxen angemessen werden (dunkelblaue Dreiecke und Kreise). Mit Mg# zwischen 84 und 80 und Gehalten an Cr_2O_3 von 0,3 bis 0,02 wt% setzen sie den Trend der Pyroxenite zu einer mehr evolvierten Suite fort.

Serie 2 Gabbronorite reichen bis in den mineralchemisch primitiven Bereich mit einer Mg# von 91,3 und Cr₂O₃ Gehalten von 0,6 wt%. Sie überlappen in ihrem primitiven Bereich mit

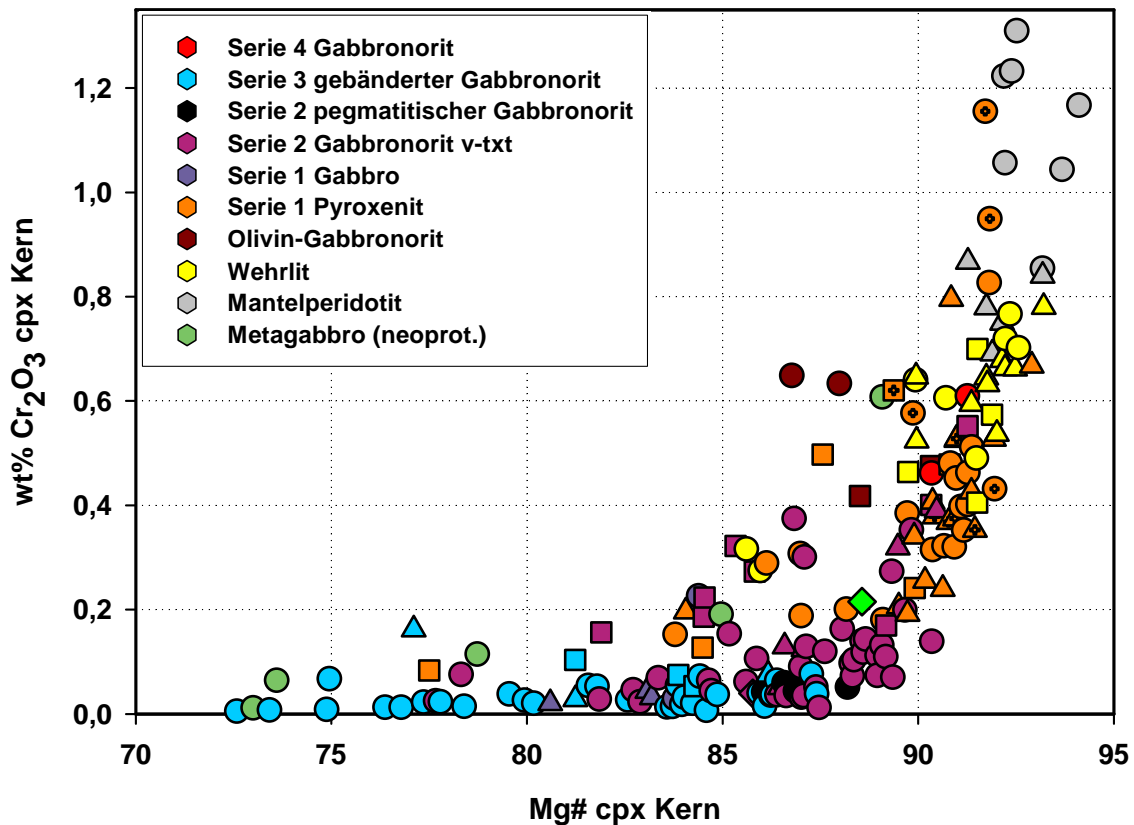


Abb. 9.4. Mineralchemische Entwicklung der Klinopyroxene aller Serien. Mg# der Klinopyroxenkerne gegen den Gehalt an Cr₂O₃ (wt%) der Klinopyroxenkerne aufgetragen.

großen Teilen der Serie 1 Pyroxenite. Sie zeigen wie die Serie 1 Pyroxenite eine weitständige und vergleichbare Entwicklung in ihrer Mg# bis auf 77 runter (ein Ausreißer CM_344 mit 70). Ihre Gehalte an Cr₂O₃ nehmen vor allem in den pegmatitischen Gabbronoriten (schwarze Farbe) auf bis zu 0,02 wt% ab. Aufgrund der weiten Überschneidung der Serie 2 Gabbronorite mit den Serie 1 Pyroxeniten, vor allem im primitiven Bereich, erscheint eine Trennung der beiden Serien voneinander sinnvoll, denn aufgrund der Überlappung lässt sich die Serie 2 nur schwer aus der Serie 1 ableiten.

Serie 3 Gabbronorite zeigen aufgrund ihrer sehr niederen Gehalte von 0,1 bis 0,01 wt% Cr₂O₃ in der Abbildung 9.4. nur einen sehr schwachen Trend. Deutlicher lässt sich ein Trend in der Abb.A3.1-7 im Anhang A3 erkennen, wo der Gehalt an Cr₂O₃ logarithmisch aufgetragen ist. Weiterhin überschneiden sie sich durch ihre große Spannweite ihrer Mg# von 87,5 bis 72,5 mit

Teilen der evolvierteren Serie 2 Gabbronorite. Grundsätzlich könnte sich die Serie 3 mit ihren sehr niederen Cr_2O_3 Gehalten chemisch von der Serie 2 ableiten, da aber die Serie 3 im Liegenden der Serie 2 auftritt, ist eine chronologische Abtrennung von der Serie 2 zweckmäßig (s. Kap.4+8). Die zwei Proben der Serie 4 Gabbronorite (CM_435 und _438) besitzen hohe Cr_2O_3 Gehalten von etwa 0,6 wt% bei hohen Mg# zwischen 91 und 90. Sie ähneln den primitivsten Serie 2 Gabbronoriten und den Serie 1 Pyroxeniten. Die Olivin-Gabbronorite bestätigen auch hier mit hohen Cr_2O_3 Gehalten von 0,65 bis 0,4 wt% bei vergleichsweise niederen Mg# von 90 bis 86 wieder ihre Sonderstellung (vgl. Abb.9.1.).

In der Abbildung A3-2 im Anhang ist der Gehalt an kompatiblen Cr_2O_3 gegen den Gehalt an inkompatiblen TiO_2 in den Klinopyroxenkernen aufgetragen. Wie zu erwarten zeigt sich eine negative Korrelation wie in Abbildung 9.4.

Trägt man die Mg# gegen den Gehalt eines inkompatiblen Elementes wie TiO_2 auf, so zeigt sich eine gute Korrelation zwischen abnehmender Mg# und gleichzeitiger Zunahme im

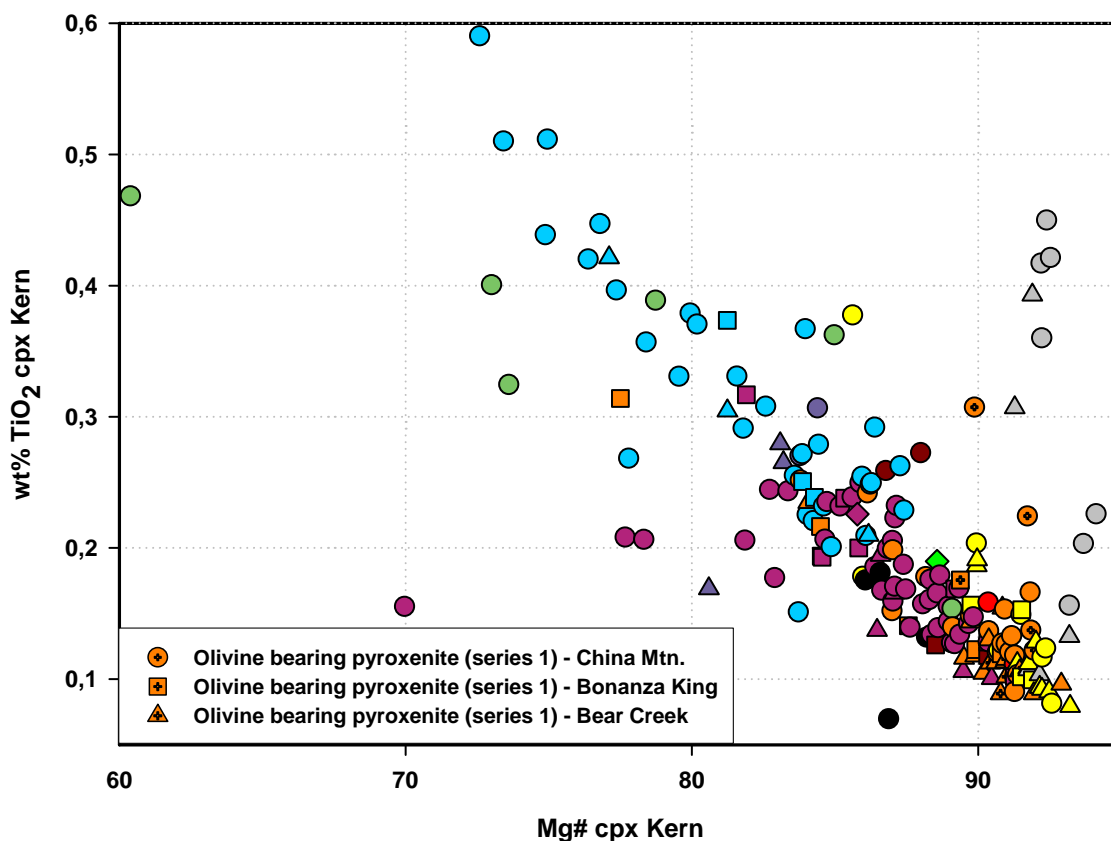


Abb. 9.5. Entwicklung der Mg# der Klinopyroxene in Abhängigkeit ihres Gehaltes an TiO_2 (in wt%).

Gehalt von TiO_2 in den Kernen der Klinopyroxene, ein Trend der scheinbar an die Lithologie gekoppelt ist (Abb.9.5.)

Die Mantelperidotite besitzen in ihren Klinopyroxenen eine starke Varianz an TiO_2 mit Gehalten zwischen 0,45 und 0,1 wt% und fallen anders als bei der Abbildung 9.4. deutlich aus dem Trend der Kumulate heraus. Ihre Spannbreite im TiO_2 Gehalt lässt sich auf das Vorhandensein von Plagioklas in der jeweiligen Probe zurückführen, da die plagioklasführenden Peridotite generell TiO_2 Gehalte von über 0,3 wt% in ihren Klinopyroxenen aufweisen. Die Wehrlite überlappen in ihrem primitiven Bereich die Peridotite bei niederen TiO_2 Gehalten von 0,08 wt%, die auf 0,2 wt% ansteigen. Ein Ausreißer mit einem Gehalt von 0,37 wt% ist wiederum einer der modifizierten Wehrlite. Serie 1 Pyroxenite flankieren den Wehrlit-Trend bei einer etwas niederen Mg# und einer etwas größeren Spannbreite in ihren TiO_2 Gehalten von 0,3 bis 0,09 wt%. Ihr Mittel liegt bei etwa 0,13 wt% TiO_2 . Die Serie 1 Gabbros setzen mit Gehalten von 0,31 bis 0,17 wt% den Trend der Pyroxenite weiter fort. Serie 2 Gabbronorite überlappen mit ihrem primitiven Bereich wiederum große Teil der Pyroxenite und setzen durch höhere Gehalte in ihren evolvierteren Partien den eigenen Trend weiter fort. Ihre Spannbreite liegt zwischen 0,1 und 0,31 wt% TiO_2 , ihr Mittel liegt mit 0,14 - 0,15 wt% nur geringfügig höher als bei den Serie 1 Pyroxeniten. Gabbronorite der Serie 3 zeigen von allen Lithologien die größte Entwicklung mit TiO_2 Gehalten von 0,6 bis 0,1 wt% bei einem hohen Mittel von 0,3 wt%. Sie überlappen die evolvierten Partien der Serie 2 und setzen den Trend zu höheren TiO_2 Gehalten kontinuierlich fort. Gegenüber den frühen Kumulaten zeigen die Serie 3 Gabbronorite eine Anreicherung von TiO_2 um den Faktor 4. Einen deutlich flacheren Trend bilden die wenigen Proben des Metagabbros. Sie zeigen von allen Serien die größte Varianz in der Mg# von 87 bis 60, allerdings bei nahezu gleichbleibend hohen Gehalten an TiO_2 von 0,15 bis 0,5 wt% mit einem Mittel von 0,38 wt%.

Die Abbildung 9.6. zeigt die Entwicklung im Al_2O_3 Gehalt in den Kernen von Klinopyroxenen gegen ihre Mg#. Hier streuen die Serien deutlich und es lassen sich vier Trends voneinander abgrenzen (s. farbige Pfeile der jeweiligen Serie entsprechend). Wehrlite (gelb) und Serie 1 Pyroxenite (orange) zeigen einen steilen aufwärtigen (positiven) Trend, bei Abnahme ihrer Mg# von 93 auf 90 steigt ihr Gehalt von Al_2O_3 von etwa 1 wt% auf 2,5 wt% an. Die Peridotite besitzen eine breite Varianz in ihrem Gehalt von Al_2O_3 von 1,5 bis 4 wt% bei konstanter Mg#. Hier ist der Gehalt an Al_2O_3 im Klinopyroxen an das Vorhandensein von Plagioklas in den Gesteinen gekoppelt. So zeigen die plagioklasführenden Peridotite die deutlich höchsten Gehalte

an Al_2O_3 von > 3 wt%. Serie 2 Gabbronorite bilden zusammen mit den Serie 1 Gabbros einen abfallenden (negativen) Trend ausgehend von Al_2O_3 Gehalten um 2 wt% bei hohen Mg# um 90,

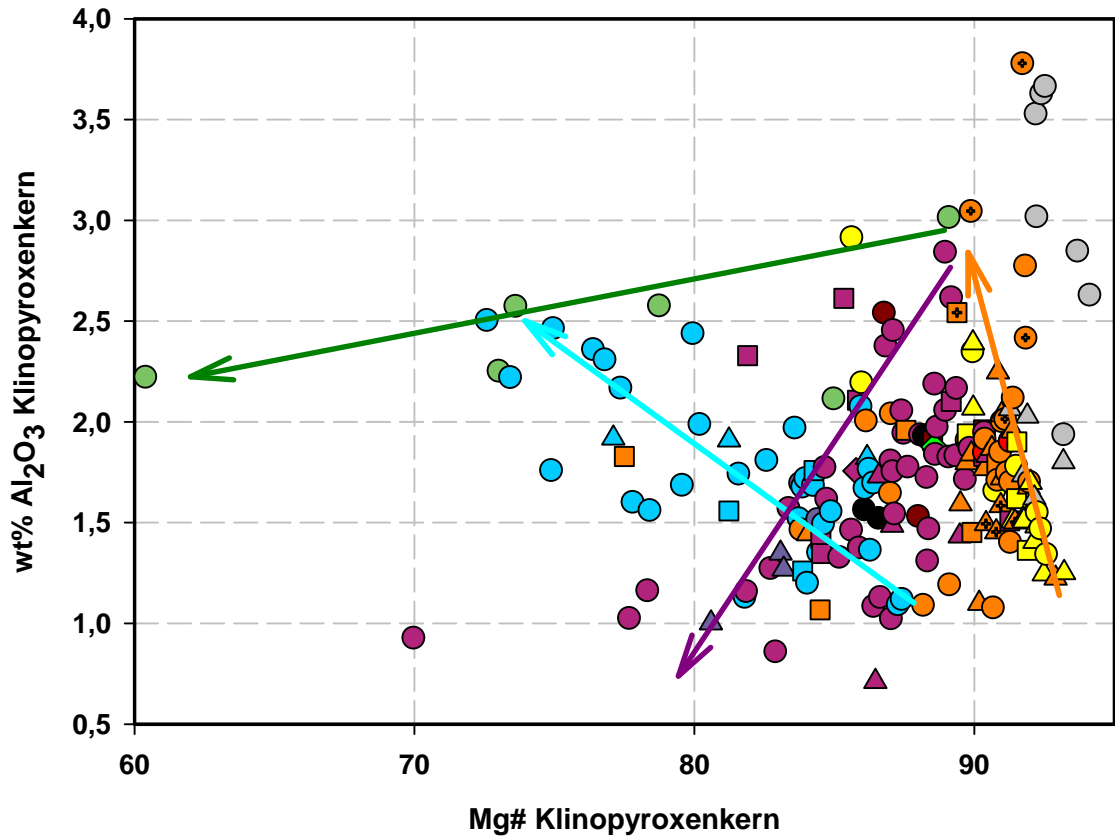


Abb. 9.6. Entwicklung des Al_2O_3 Gehaltes (in wt%) in den Klinopyroxenen aller Serien in Abhängigkeit ihrer Mg#. Alle Gehalte beziehen sich auf die Klinopyroxenkern. Die farbigen Pfeile entsprechen Trends (s. Text) und ihre Farbe entspricht der jeweiligen Serie.

die auf 1 wt% bei niederen Mg# von 82 abnehmen. Die Serie 3 zeigt einen mit den Pyroxeniten vergleichbaren positiven Trend mit steigenden Gehalt von Al_2O_3 bei Abnahme in der Mg#. Ihre Gehalte von Al_2O_3 entwickeln sich von etwa 1 wt% auf etwa 2,5 wt% bei Mg# unter 75. Einen Zusammenhang zwischen Al_2O_3 mit den modalen Plagioklasgehalt lässt sich in der Abbildung A3.1-8 im Anhang nur schwer klassifizieren. Die Metagabbros setzen sich auch hier von den anderen Lithologien ab. Sie zeigen einen flach abfallenden (negativen) Trend, bei generell hohen Gehalten von Al_2O_3 zwischen 2 und 3 wt%. Mit Ausnahme der Serie 3 zeigen so alle Serien/Lithologien in der Abbildung 9.6. einen magmatischen Trend. So steigt der Gehalt an Al_2O_3 im Klinopyroxen bei Abnahme in der Mg# bis Plagioklas in den Gesteinen auftritt, danach nehmen sowohl die Mg#, wie auch der Gehalt an Al_2O_3 ab (die Entwicklung zeigt sich gut ausgehend von den Wehrliten/Pyroxeniten bis zu den Serie 2 Gabbronoriten).

Aufgrund der Mineralchemie der Klinopyroxene lassen sich die Serien nicht klar voneinander abtrennen. Abgesehen von dem eigenständigen Trend der Serie 3 im Gehalt an Al_2O_3 geben die anderen Diagramme, besonders die der Mg# gegen Cr_2O_3 sowie gegen den Gehalt an TiO_2 , Hinweise auf eine Entwicklung der Serien 1 bis 4 einschließlich der Wehrlite, aus einem gemeinsamen Stammagma. So erscheinen auch alle der Oxid-Variationsdiagramme für die Klinopyroxene (Abb.9.4. bis 9.6.) tendenziell mit einer fraktionierten Kristallisation kompatibel.

Der an die Lithologie gekoppelte Trend in der Abbildung 9.5. (Mg# vs. TiO_2) spiegelt nicht unbedingt einen kalk-alkalinen Trend wieder, der aufgrund des Einbaus von Ti^{2+} in primären Magnetit den Trend abflachen lassen würde. Hier bestätigt die Mineralchemie die Ergebnisse der Petrografie (s. Kap.6 und 7) die aufzeigt, dass in den Proben der Serien 2 und 3 sich nur geringe Modalgehalte (meist unter 0,5 Vol. %) von primären Magnetit entwickelt sind. Ebenfalls sind die Gehalte an TiO_2 in den Klinopyroxenen deutlich niedriger als in typischen N-MORB Klinopyroxenen mit durchschnittlichen Werten von 0,1 bis 0,3 wt% (N-MORB > 0,4 wt%, z.B. Cannat et al., 1997; Dick et al., 2000).

Der gegenläufige Trend der Serie 3 in der Abbildung 9.6. lässt sich nur durch eine relative Anreicherung der Schmelze an Al_2O_3 im Laufe der Differentiation (für die Serie 3) erklären, wie z.B. durch eine Änderung der modalen Proportionen zugunsten von Orthopyroxen, auf Kosten von Plagioklas und Klinopyroxen. Dies würde zu einer relativen Anreicherung an Al_2O_3 in der Schmelze und somit in den Klinopyroxen führen. Für eine solche Entwicklung finden sich aber auf den ersten Blick keine Hinweise (s. Kap.6). Trägt man allerdings den Gehalt an Al_2O_3 im Klinopyroxen gegen die modalen Proportionen (in Vol. %, aus Tab.A2.3) an Orthopyroxen in der Probe auf, so zeigt die Abbildung 9.7. eine Zunahme im Al_2O_3 Gehalt bei

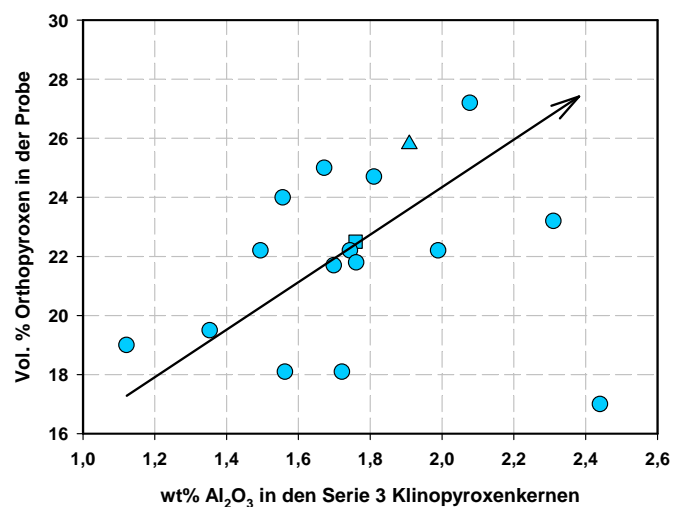


Abb. 9.7. Entwicklung des Al_2O_3 Gehaltes (in wt%) in den Klinopyroxenen der Serie 3 in Abhängigkeit vom Gehalt (Vol. %) an Orthopyroxen in der Probe. Vol. % für Opx aus der Tabelle A2.3 entnommen.

steigendem Modalgehalt an Orthopyroxen. Mit der Zunahme an Orthopyroxen ist in den Gesteinen eine Abnahme im Klinopyroxen und/oder Plagioklasgehalt verbunden.

Die hohen Gehalte an Cr_2O_3 in den Klinopyroxenen der Olivin-Gabbroen, wie auch ihre hohen NiO Gehalte im Olivin (vgl. Abb.9.1.) können möglicherweise auf eine xenokristische Komponente zurückgeführt werden. Der potentiell zugefügte (xenokristische) Mantelolivin hätte bezüglich der Gesamtkonzentrationen an NiO und Cr_2O_3 in den Phasen allerdings nur einen „verdünnten“ Einfluss, was sich in der Einstufung der Olivin-Gabbroen zwischen Wehrliten und Peridotiten in den Diagrammen widerspiegelt.

Die neoproterozoischen Metagabbros lassen sich deutlich von den späteren Serien abgrenzen. Sie besitzen die niedrigsten Mg# bei gleichzeitig durchgehend hohen Gehalten an TiO_2 und Al_2O_3 . Zusammen mit ihrer Ausscheidungsreihenfolge von Plagioklas vor Pyroxen (Kap.6.3), ihren hohen Gehalt an Oxiden (Kap.6.3) entsprechen sie eher einem tholeiitischen Trend und lassen vermuten, dass es sich bei dieser Gruppe um metamorph (obere Grünschiefer- bis untere Amphibolitfazies) überprägte Ferro-gabbros handeln könnte.

9.3.2.1 Kern-Rand Messungen

Bei den Messungen wurde für jedes Korn sowohl mehrere Analysen im Kern- wie auch im Randbereich durchgeführt. Die Abbildung 9.8. zeigt die Kern – Rand Variationen für die Gehalte an Cr_2O_3 und TiO_2 . Bis auf wenige Ausnahmen zeigen alle Körner unabhängig von ihrer

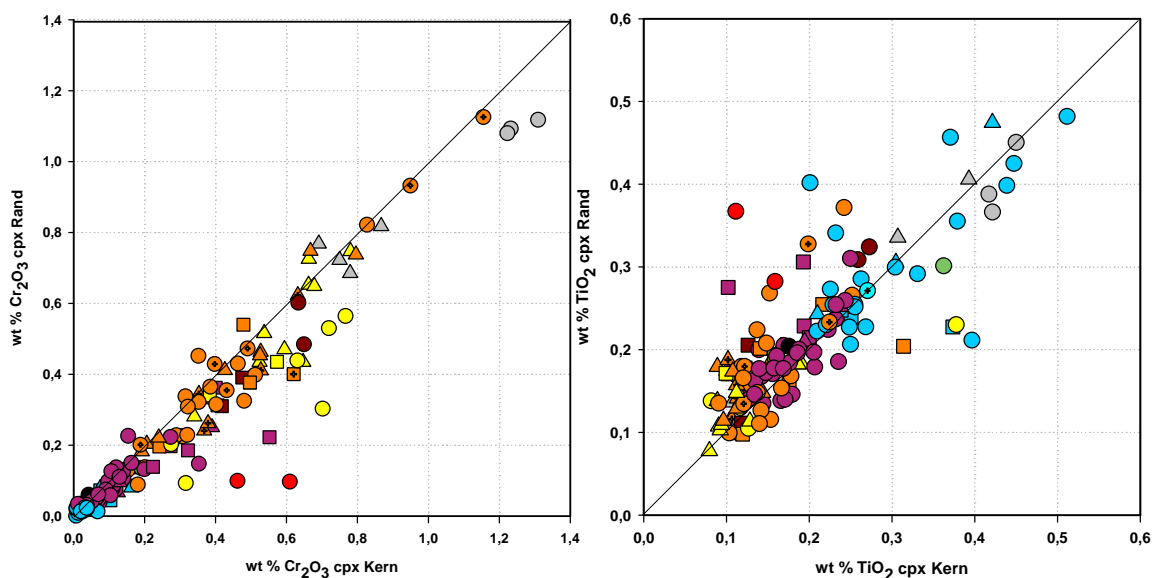


Abb. 9.8. Kern-Rand Variationen im Gehalt (in wt%) von Cr_2O_3 (links) und TiO_2 (rechts) in den Klinopyroxenen aller Lithologien.

Lithologie leicht höhere Gehalte an Cr_2O_3 im Kern als am Rand. Bei der Variation im TiO_2 Gehalt ist die Streuung zwischen den Proben schon deutlich größer, aber generell zeigt mehr als die Hälfte der Proben eine Anreicherung an TiO_2 in ihrem Rand. Die größten Faktoren zeigen die Gesteine der Serie 4 und die Olivin-Gabbronorite, mit Anreicherungen an TiO_2 um den Faktor 1,5 bis 3,5 in ihrem Randbereich.

Ebenfalls von der Lithologie unabhängig zeigen die Proben eine sehr breite Streuung im Gehalt von Al_2O_3 , zwischen einer Anreicherung im Kern und einer Verarmung im Kern (s. Abb.A3-3. im Anhang A3). Viele Klinopyroxene sind sekundär in einen kalziumreichen Amphibol (Aktinolith/Tremolit) umgewandelt, der oft strahlig, die sogenannten Nephritmassen ausbildet (s. Kap.6 und 9.3.6). In wenigen Proben (alle Serien) fanden sich anhedrale, zumeist gleichkörnige kleine (0,05-0,3 mm) Körner, die auf oftmals interstitiellen Positionen sitzend sich Mikroskopisch, abgesehen vom Fehlen der Entmischungslamellen, nicht von primären Diopsid unterscheiden lassen. Analysiert wiesen sie geringe Gehalten an TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 und FeO auf, sonst aber zeigten sie einen diopsidischen Charakter weshalb sie als metamorphe Klinopyroxene interpretiert wurden (s. Tab.A3.2-7).

9.3.3 Vergleich Trinity Klinopyroxene mit ODP/IODP Klinopyroxenen

Ein Vergleich mit den Trinity Klinopyroxenen und Klinopyroxenen aus Gabbros die im Zuge des ODP/IODP im Atlantik (langsam spreizendes System) genommen wurden, zeigen deutliche Unterschiede in der Mineralchemie zwischen den Trinity und den Gabbros (Lithologien: Gabbro, Olivinabbro, Gabbronorit, Olivin-Gabbronorit) aus dem Atlantik auf (Abb.9.9. und 9.10.). Zum Vergleich wurden Gabbros vom Site 920 (Cannat et al., 1997) und den Sites 921 und 923 (Ross and Elthon, 1997) aus dem MARK Gebiet gewählt, da dort der Aufbau der ozeanischen Kruste, bestehend aus diskontinuierlichen kleinen Gabbrokörper, die in einer Umgebung aus Mantelperidotit liegen (Cannat et al., 1997), dem Aufbau des Trinity Komplexes sehr ähneln. Weiterhin wurden Daten aus dem Hole U1309D (Suhr et al., 2008) ergänzend hinzu genommen, da neben dem Hole 735B (South West Indian Ridge, SWIR) das Hole U1309D mit mehr als 1400 m Kerngewinn eine der tiefsten Bohrungen in langsam spreizende Kruste, vorwiegend gabbroischer Zusammensetzung darstellt.

Vergleicht man die Entwicklung der Klinopyroxene in ihrer Mg# und ihrem Gehalt an Cr_2O_3 (Abb.9.9.), so zeigen die ozeanischen Gabbros zwar einen vergleichbaren Trend mit gleichzeitiger Abnahme im Gehalt an Cr_2O_3 und Mg#, aber ihr Trend ist gegenüber den

Trinityproben trotz höherer Gehalte an Cr_2O_3 in Richtung niedrigerer Mg# verschoben (um etwa 5 Mg#-Einheiten). Auch entwickeln sich die ozeanischen Gabbros hin zu viel niederen Mg# von

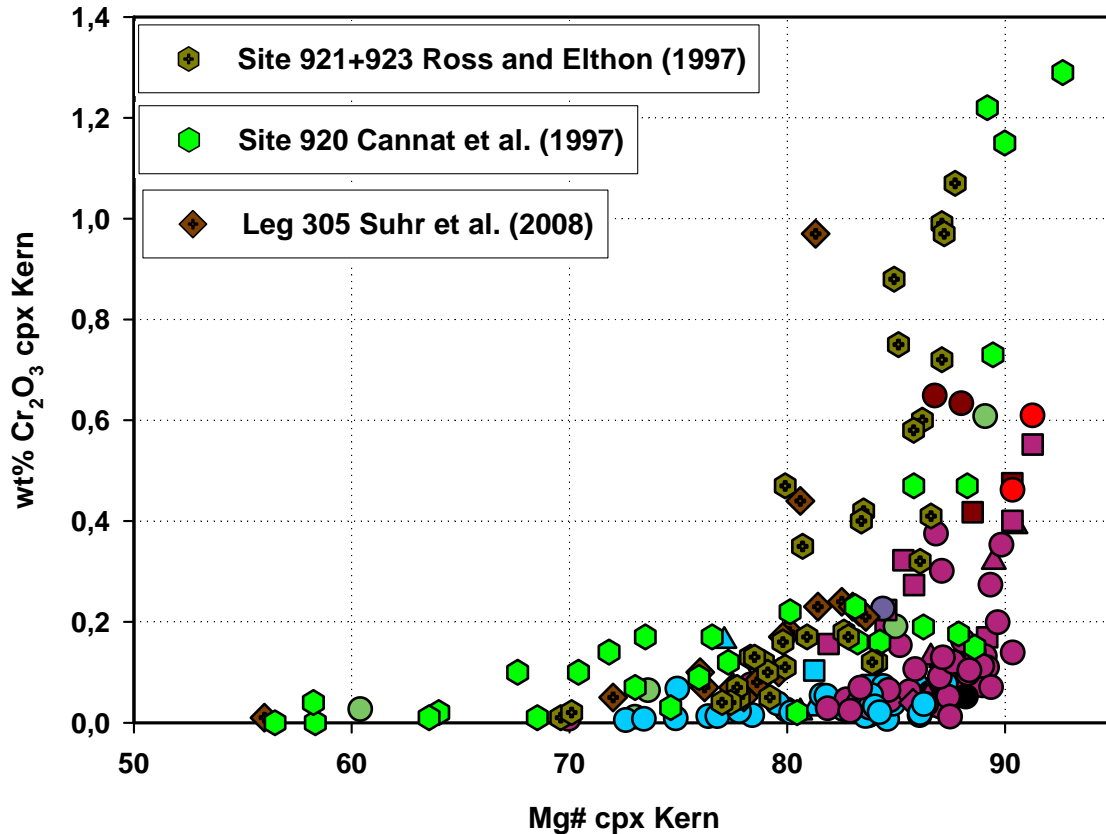


Abb. 9.9. Mineralchemische Entwicklung der Klinopyroxene in den Trinity Gabbros und ozeanischen Gabbros aus IODP/ODP Bohrungen. Die ozeanischen Gabbros zeigen einen Trend hin zu deutlich niederen Mg#. Diskussion s. Text.

55 als die Trinityproben, deren Entwicklung bei einer Mg# von etwa 72 stoppt (ausgenommen Metagabbro). Im Gehalt an TiO_2 (Abb.9.10.) zeigen die ozeanischen Gabbros deutlich höhere Konzentrationen von 0,33 bis mehr als 1,6 wt%. Im Vergleich dazu besitzen die Trinitygabbros deutlich niedrigere Gehalte an TiO_2 . So liegen die Serie 2 Gabbronorite bei etwa 0,15 bis maximal 0,2 wt%, nur die Serie 3 entwickelt sich bis zu knapp 0,6 wt% TiO_2 im Kern der Klinopyroxene.

Auch im Gehalt an Na_2O unterscheiden sich die Klinopyroxene. Die ozeanischen Proben zeigen durchgehend hohe Gehalte an Na_2O von 0,3 bis 0,4 wt% (Abb.9.10.) die sich kaum in Abhängigkeit von z.B. TiO_2 verändern. Bei den Trinityproben zeigt sich hingegen ein Trend zu höheren Gehalten (von 0,1 auf 0,2 wt%) bei gleichzeitiger Zunahme im Gehalt an TiO_2 . Allerdings liegen die Na_2O Gehalte in den Trinityproben mit Werten um 0,08 bis maximal 0,25 wt% deutlich niedriger als bei den ozeanischen Proben. Das wiederum deutet auf einen niederen

Na₂O Gehalt in der Schmelze und somit auf ein hohes Ca/Na Verhältnis hin, was ein Merkmal für Schmelzen aus verarmten Peridotiten darstellt (Lundstrom et al., 1998).

Im Gehalt an CaO unterscheiden sich die Trinity Klinopyroxene ebenfalls ausdrücklich von den ozeanischen Gabbros. Im Vergleich zu den ozeanischen Gabbros die CaO Gehalte zwischen 19 und 22 wt% (Durchschnitt etwa 21 wt%) in den Klinopyroxenen aufweisen, zeigen

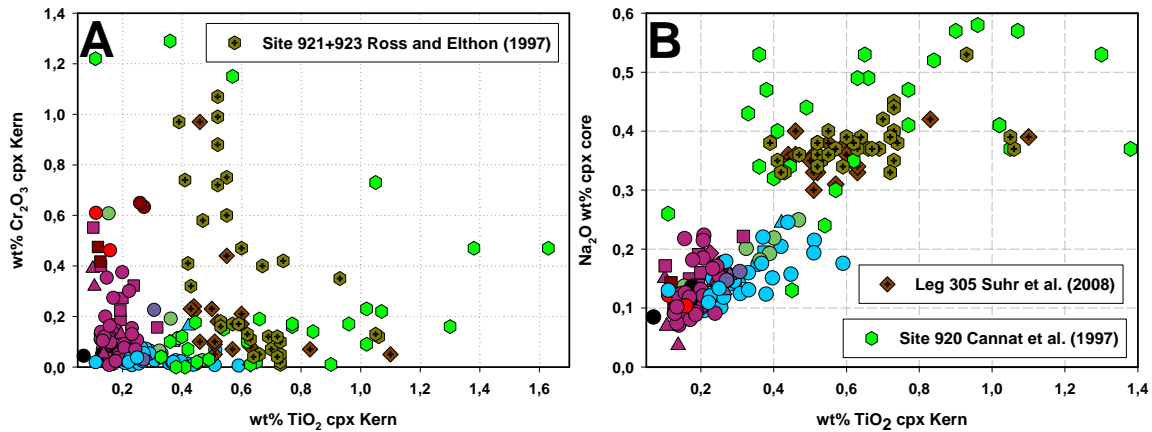


Abb. 9.10. Mineralchemische Entwicklung der Klinopyroxene in den Trinity Gabbros und ozeanischen Gabbros aus IODP/ODP Bohrungen. Linke Abb.: Plot Gehalt an TiO₂ gegen den Gehalt an Cr₂O₃ im Cpx – Rechte Abb.: Plot Gehalt TiO₂ gegen den Gehalt an Na₂O im Cpx. Diskussion siehe Text.

die Klinopyroxene aus dem Trinity Komplex viel höhere Gehalte von durchschnittlich 22,5 wt% (ges. Spannweite: 20,3 bis 25,2 wt% CaO in den Klinopyroxenkernen; s. Tab.A3.3-2 im Anhang A3) CaO.

Zusammenfassend zeigen die Trinityproben gegenüber den ozeanischen Gabbros niedrigere Na₂O, Cr₂O₃ und TiO₂ bei gleichzeitig konstant hohen CaO Gehalten und vergleichsweise hohen Mg# und grenzen sich klar von den MAR-Gabbros ab. Hohe CaO Gehalte bei gleichzeitig niederen Na₂O Gehalten in den Trinity Klinopyroxenen deuten auf ein initial hohes Ca/Na Verhältnis in der Schmelze hin. Der relative Reichtum an Ca kann auf das Aufschmelzen eines verarmten Mantelperidotites zurückgeführt werden, da verarmte Peridotite vergleichsweise kalziumreiche Klinopyroxene besitzen (Lundstrom et al., 1998).

9.3.4 Orthopyroxen (Opx)

Anmessbare Orthopyroxene finden sich vor allem in den Peridotiten, den Serie 1 Pyroxeniten und in den Serie 3 Gabbronoriten. In den Serie 2 Gesteinen sind die Orthopyroxene meist in ein sekundäres Mineralgemenge umgewandelt (s. Kap.6). Die Zusammensetzung der

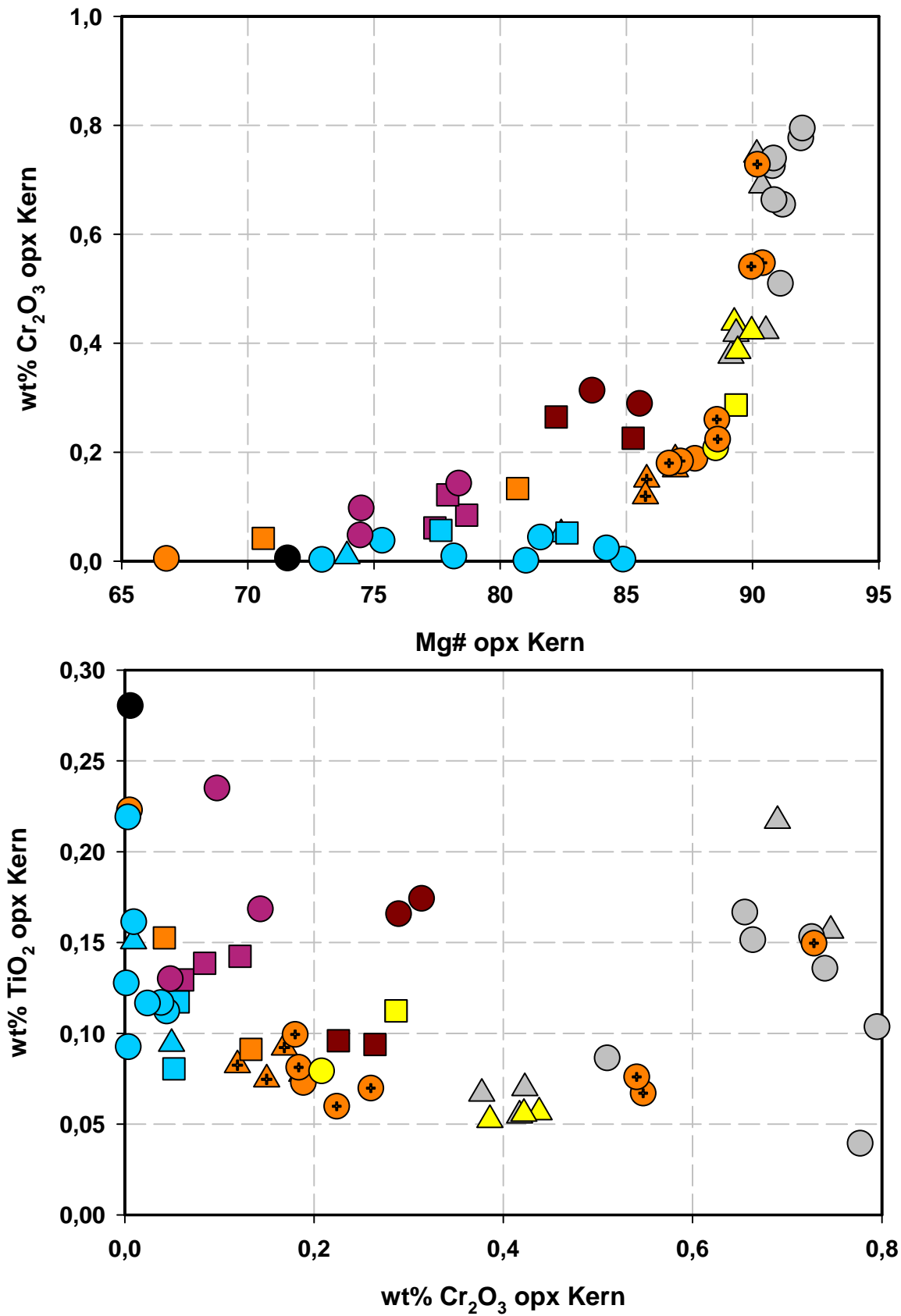


Abb. 9.11. Mineralchemische Entwicklung der Orthopyroxene aller Trinity Lithologien. Oberer Plot: Mg# vs. wt% Cr₂O₃ in den Opx Kernen – Unterer Plot: wt% Cr₂O₃ vs. wt% TiO₂ in den Opx Kernen. Diskussion siehe Text.

gemessenen Orthopyroxene zeigt die Abbildung 9.2. und 9.3., alle Proben liegen im Enstatitfeld. Die Abbildung 9.11. zeigt die Entwicklung der Mg# gegen den Gehalt an Cr_2O_3 in den Orthopyroxenen aller Serien. Der Trend ist konsistent mit dem der Klinopyroxene (Abb.9.4.). Auch hier vermitteln die Wehrlite zwischen dem Peridotiten und den Serie 1 Pyroxeniten. Die wenigen Serie 2 Proben liegen oberhalb der Serie 3 durch etwas höhere Gehalte an Cr_2O_3 . Serie 3 Gabbronorite bilden wie bei den Klinopyroxenen auch hier eine Lücke im Trend und zeigen aufgrund ihrer sehr niederen Cr_2O_3 Gehalte von unter 0,1 wt% nur eine Entwicklung in ihrer Mg# von 85 bis 73. Auch bei den Orthopyroxen stellen besonders die Olivin-Gabbronorite wieder die Ausreißer durch erhöhte Cr_2O_3 Gehalte bei vergleichsweise niedriger Mg# (vgl. Abb.9.4.). Die Pyroxenitgänge im Mantel zeigen auch in ihren Orthopyroxenen manteltypische Gehalte an Cr_2O_3 sowie in ihrer Mg# an und grenzen sich dadurch deutlich von den Pyroxeniten der Serie 1 ab.

Trägt man den Gehalt an kompatiblen Cr_2O_3 gegen den Gehalt an inkompatiblen TiO_2 in den Orthopyroxenkernen auf, so fallen die Mantelperidotite und die Pyroxenitgänge aufgrund einer sehr breiten Streuung in ihrem TiO_2 Gehalt von 0,05 bis 0,23 wt% aus dem Trend heraus. Die Wehrlite bilden zwei Gruppen, eine bei den Peridotiten mit niederen TiO_2 Gehalten, die andere liegt inmitten der Serie 1 Pyroxenite. Zwischen den beiden Gruppen befindet sich eine Lücke um den Bereich von etwa 0,4 bis 0,22 wt% Cr_2O_3 . Eine weitere Lücke im Trend trennt die Pyroxenite von den Serie 2 und 3 Gabbronoriten. Die Serie 3 Gesteine weisen wiederum die höchsten Gehalte an TiO_2 auf. Ausreißer stellen die zwei Olivin-Gabbronorite vom Bonanza King dar mit hohen TiO_2 und Cr_2O_3 Gehalten.

Vergleicht man die Orthopyroxene der Trinity Gabbros mit denen der MAR-Gabbros (Hole U1309D und Leg 920) so besitzen wiederum die MAR-Orthopyroxene deutlich höhere Gehalte an TiO_2 (0,2 bis 0,7 wt% TiO_2) bei gleichen Gehalten an Cr_2O_3 wie die Serien 2 und 3 (s. Abb.A3.3-5 im Anhang).

9.3.4.2 Kern-Rand Messungen

Wie bei den Klinopyroxenen wurde auch bei den Orthopyroxenen, wo es möglich war, mehrere Punkte im Kern sowie in seinem jeweiligen Randbereich gemessen. Die Verteilung von Cr_2O_3 zwischen dem Kern und dem Rand variiert in den meisten Proben zwischen einer geringfügigen Anreicherung im Kern oder einer schwachen Anreicherung im Randbereich (Abb.9.12.). Einige Mantelperidotit und zwei Olivin-Gabbronorite besitzen erniedrigte Cr_2O_3

Gehalte im Rand um einen Faktor von etwa 1,3 (Olivin-Gabbroonorite) und 1,6 (Peridotit). Bei der Verteilung an TiO_2 zwischen Kern und Rand zeigt sich wie erwartend ein entgegengesetzter

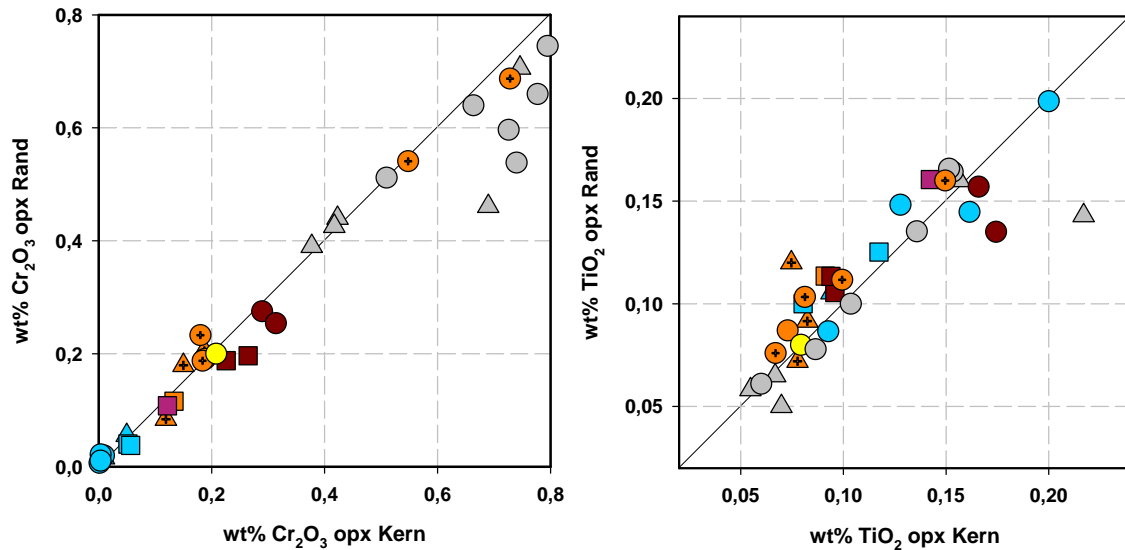


Abb. 9.12. Kern-Rand Variationen in den Orthopyroxenen aller Lithologien. Linke Abb.: Variationen im Gehalt an Cr_2O_3 – Rechte Abb.: Variationen im Gehalt an TiO_2 . Diskussion siehe Text.

Trend. Der Großteil der Proben zeigt eine schwache Anreicherung von TiO_2 in seinem Randbereich (Abb.9.12.). Nur wenige Peridotite sowie Serie 3 Gabbroonorite und die Olivin-Gabbroonorite aus dem China Mountain haben leicht höhere TiO_2 Gehalte in ihrem Kern. Im Gehalt an Al_2O_3 zeigt nur der Mantelperidotit eine leichte Anreicherung im Kernbereich seiner Orthopyroxene um einem Faktor von maximal 1,3 (s. Abb.A3.3-6 im Anhang).

9.3.5 Plagioklas (Plag)

Die Anorthitgehalte ($An = \text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$) in den Plagioklasen der Trinity-Kumulate sind allgemein extrem hoch mit Werten von zumeist $> An_{0,9}$ und korrelieren gut mit den Messungen anhand ihrer Auslöschungsschiefe (s. Kap.6 und 7 sowie Abb.9.13.). Ihre hohen Gehalte sind komplett entkoppelt von der Entwicklung der $Mg\#$ in den Klinopyroxenen (Abb.9.13.). Nur sehr wenige Serie 2 Amphibolgabbros zeigen eine Entwicklung zu niedrigeren An-Gehalten von $An_{0,8}$ bis $An_{0,4}$ bei einer allerdings sehr geringen Entwicklung in ihrer $Mg\#$. Auffallend sind die vergleichsweise niedrigeren Anorthitgehalte in den Plagioklasen der Mantelperidotite mit Anorthitgehalten zwischen $An_{0,8}$ und $An_{0,86}$, die deutlich unterhalb der An-Gehalte der Kumulate liegen. Quick (1981a) zeigt nahezu identische Anorthitgehalte in den plagioklasführenden Peridotiten sowie vergleichsweise höhere Werte in den Kumulaten. Werte unterhalb von $An_{0,25}$ in der Abbildung 9.13. können generell als grünschieferfaziell überprägte

Plagioklase (Albitisierung) in den Trinitygabbros interpretiert werden, wie sie u.a. typisch sind für

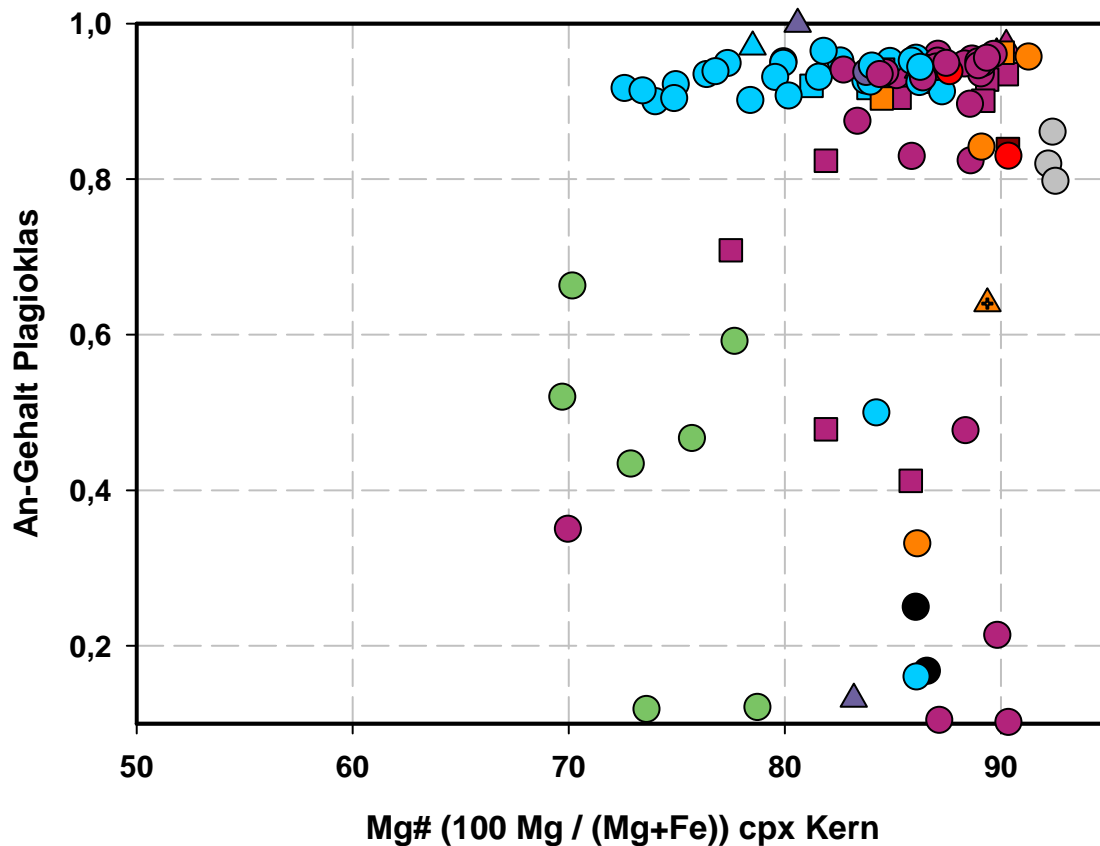


Abb. 9.13. Diskriminierungsdiagramm des Anorthitgehaltes in den Plagioklasen gegen die Mg# der koexistierenden Klinopyroxene aller Lithologien. Diskussion siehe Text.

die pegmatitischen Serie 2 Gabbronoritgänge (schwarze Symbole). Aufgrund von einer sehr heterogen verteilten Alteration in den Plagioklasen wurde nur bei wenigen Körnern der Rand separat gemessen. Diese Körner zeigten einen etwas niederen Anorthitgehalt in ihrem Randbereich, was einer schwachen Anreicherung des Randes an Na-Komponente entspricht (vgl. Abb.9.20.).

Plagiogranitische Gesteine besitzen in ihren Plagioklasen Anorthitgehalte zwischen $An_{0,45}$ und $An_{0,03}$, Einsprenglinge von Plagioklas in den Doleriten Werte zwischen $An_{0,8}$ bis $An_{0,1}$. Die Metagabbros weisen Anorthitgehalte zwischen $An_{0,7}$ und $An_{0,4}$ auf, sowie überprägte Plagioklase mit An-Gehalten von $< An_{0,1}$.

Vergleicht man die Trinitydaten mit den Gabbros vom MAR, so zeigen die MAR Gabbros deutlich eine an die Mg# ihrer Klinopyroxene gekoppelte Entwicklung in ihrem

Anorthitgehalt. Sie besitzen deutlich niedrigere An-Gehalte für eine bestimmte Mg# (Abb.9.14.) als die Trinity Gabbros. Sie folgen einem Trend (Trends in der Abb.9.13. nach Kvassnes et al., 2004) der zwischen den Schmelzen des MAR und des SWIR liegt (Abb.9.13.). Während die meisten Trinity Gabbros dem Trend wässriger Schmelzen einer verarmten Quelle folgen, zeigen die neoproterozoischen Metagabbros einen mit den MAR Daten vergleichbaren Trend, allerdings unter dem Vorbehalt einer metamorphen Überprägung seitens der Metagabbros. Dadurch grenzen sie sich klar von den späteren Trinity Kumulaten ab.

Solch konstant hohe Anorthitgehalte bei gegebener Mg# in den Kumulaten sind charakteristisch für wasserreiche Arc-Magmen (Beard, 1986), was von experimentellen Daten

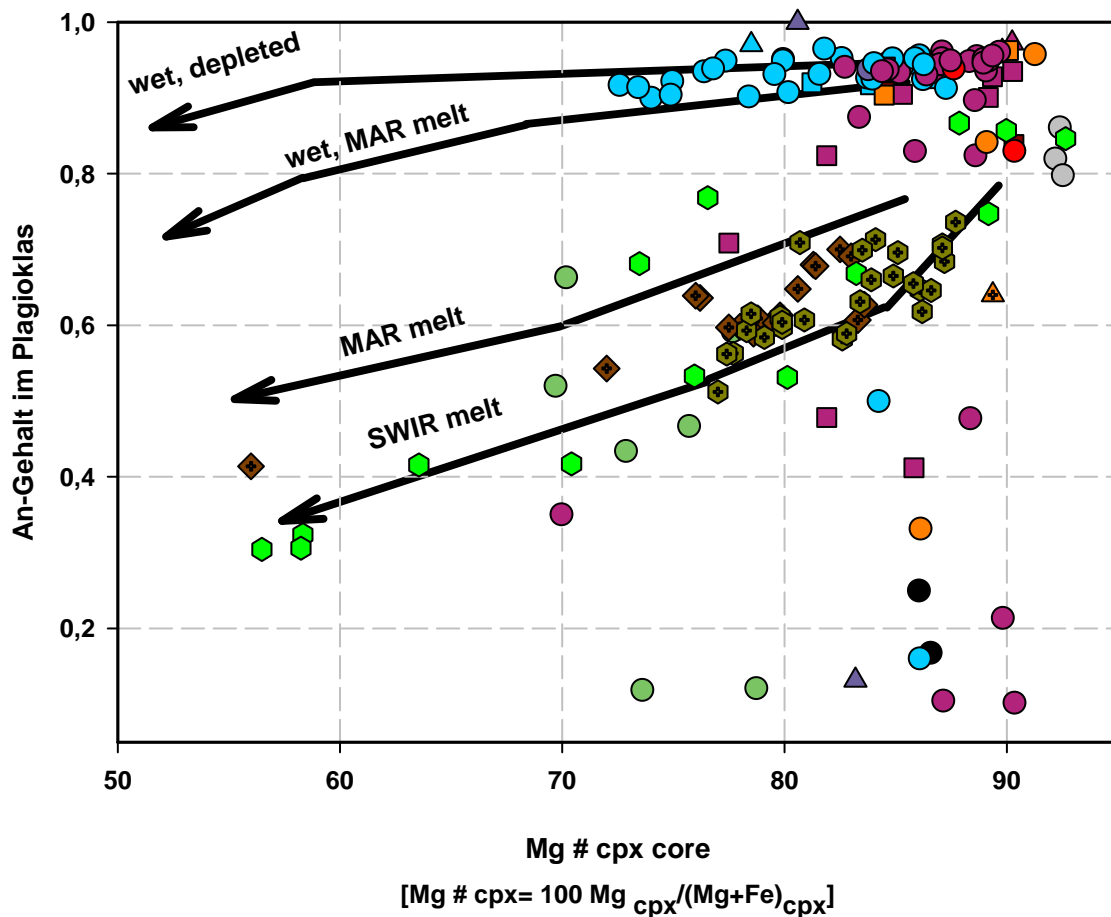


Abb. 9.14. Anorthitgehalt in den Plagioklasen gegen die Mg# in koexistierenden Klinopyroxenen der Trinity Gabbros und von ozeanischen Gabbros aus IODP/ODP Bohrungen aufgetragen. Die Pfeile stellen Fraktionierungstrends verschiedener Magmentypen dar (nach Kvassnes et al., 2004). Diskussion siehe Text. Legende für die ozeanischen Gabbros wie in der Abb. 9.9.

unterstützt wird (Berndt et al., 2005; Feig et al., 2006; Sisson and Grove, 1993a, 1993b). Neben dem Ca/Na Verhältnis in der Schmelze beeinflusst maßgeblich der Wassergehalt der Schmelze

den Ca-Gehalt und damit den Anorthitgehalt in den Plagioklasen, da ein steigender Wassergehalt bei konstantem Ca/Na Verhältnis den Einbau von Ca in Plagioklas zunehmend bevorzugt (zunehmender $K_{D,Ca-Na}$), auf Kosten von Na in der Schmelze (Berndt et al., 2005; Sisson and Grove, 1993a). Dieser Effekt wird durch positive Rückkoppelungen noch zusätzlich verstärkt. So nimmt mit steigendem Kristallisationsgrad (steigender Kristallanteil) in wasserhaltigen Schmelzsystemen der Wassergehalt in der Schmelze zu. Dieser Effekt kompensiert den Einfluss des abnehmenden Ca/Na Verhältnisses in der Schmelze was in trockenen Systemen zu einer starken Abnahme im Anorthitgehalt führt (Berndt et al., 2005).

Das Ca/Na der Schmelze wird vornehmlich von der Fertilität der Mantelquelle bestimmt (Pearce et al., 1995). Ein hohes Ca/Na Verhältnis ist ein Kennzeichen von Schmelzen, die aus einem verarmten Mantel stammen, da Natrium ein inkompatibleres Element als Kalzium darstellt, führen schon Verluste von kleinen Schmelzfraktionen aus dem Mantel zu einem hohen Ca/Na Verhältnis bei späteren Aufschmelzprozessen (Pearce et al., 1995). Grove and Kinzler (1993) führen die kalziumreichen Zusammensetzungen von Plagioklasen in primitiven Inselbogenlaven primär auf eine natriumarme Schmelze zurück, die einem verarmten Mantel entstammt. Da der Kalziumgehalt in den Klinopyroxenen (s. Kap.9.3.2) schon erste Hinweise auf eine mögliche verarmte Mantelquelle der Trinityschmelzen hinweist, scheint für die Trinity Schmelzen eine Kombination aus beiden Prozessen sehr wahrscheinlich.

9.3.6 Amphibol (Amph)

Bei den beprobten Amphibolen (Tab.A3.2-5 im Anhang A3) ist es generell schwer zwischen primären (magmatischen) und sekundären (metamorphen) Amphibolen zu differenzieren. Neben ihrer meist interstitiellen Position im Dünnschliff können primäre Amphibole von sekundären beispielweise nur mineralchemisch durch höhere Gehalte an Al_2O_3 von mehr als 5 wt% unterschieden werden (Leake, 1978). Vielfach zeigen aber auch, wie im Kap.6 und 7 beschrieben, für die primären Amphibole eine randlich und zum Teil auch eine ganzheitliche Überprägung durch einen späteren Amphibol. Diese Überprägung kann sowohl als spätmagmatische Phase oder als frühe sekundäre Überprägung interpretiert werden (s. Kap.6). Generell ist das Vorhandensein von magmatischem Amphibol ein deutlicher Hinweis auf ein SiO_2 und wasserreiches Magma, mit H_2O Gehalten zwischen 2 und 6 wt% und Drücken zwischen 0,5 und 3,5 kbar (Berndt et al., 2005; Gillis and Meyer, 2001; Sisson and Grove, 1993a).

Die deutliche Mehrzahl der Amphibole in den analysierten Proben (Abb.9.15.) kann als sekundär interpretiert werden und der Tremolit-Aktinolith Reihe, sowie den magnesiumreichen Hornblenden der kalziumreichen Amphibole zugeordnet werden (Tab.A3.2-5). Diese sekundären Amphibole können als typische Vertreter einer niedriggradigen Regionalmetamorphose (einschl.

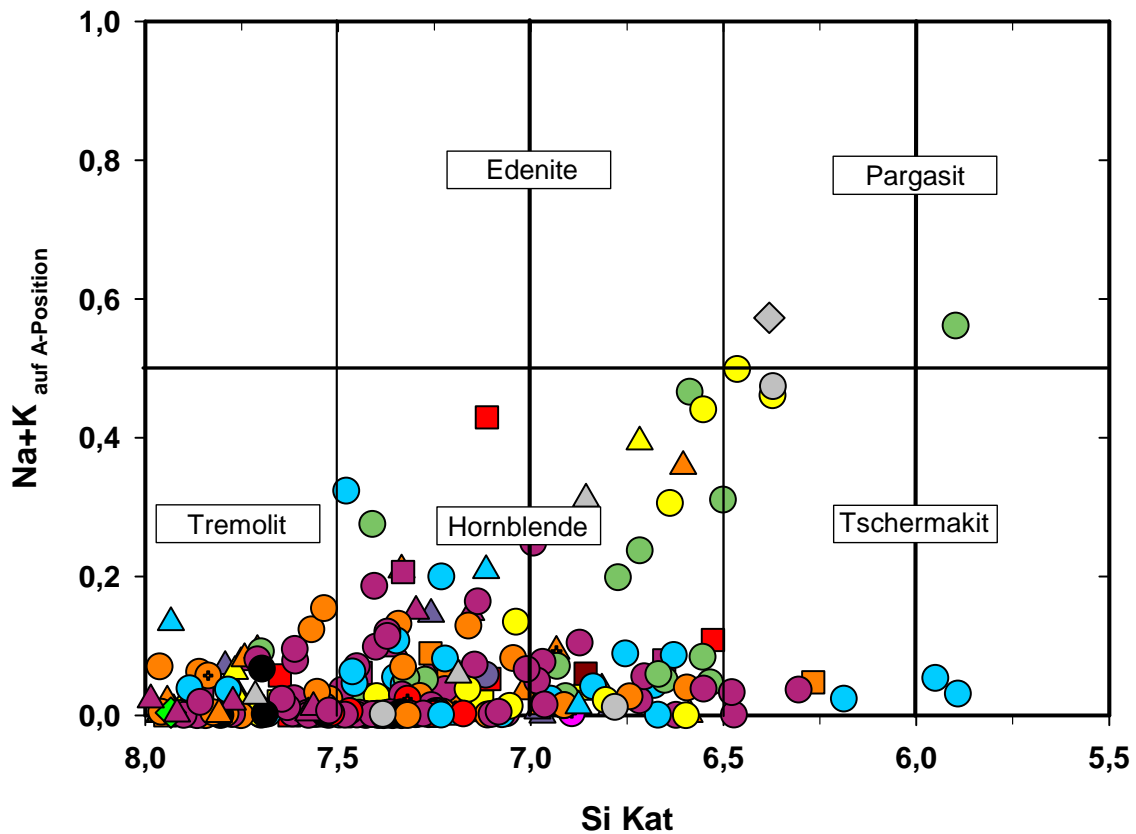


Abb. 9.15. Zusammensetzung der primären wie auch sekundären Amphibole aus allen Serien. Nomenklatur nach Leake (1978).

hydrothermal Alteration) im Bereich der Grünschieferfazies angesehen werden, die vornehmlich sich durch die Umwandlung der Pyroxene (Uralitisierung) bilden (Deer et al., 1992). Weiterhin finden sich in Pyroxeniten (vornehmlich in Websteriten) aus dem Kontaktbereich zwischen Pyroxeniten und den umgebenden zumeist serpentinierten Peridotiten auch Orthoamphibole zusammen mit Cummingtonit. Diese aus Cummingtonit und Antophyllit, zum Teil in Kombination mit Gedrit auftretende Vergesellschaftung, ist eine Alterationsform des Orthopyroxens über Talk nach Cummingtonit respektive Antophyllit. Sie findet sich ausschließlich in orthopyroxenreichen Pyroxeniten am Randbereich der Plutone. Ihr Metamorphosegrad liegt im unteren bis mittleren Amphibolitfeld (Deer et al., 1992) und zeigt

somit einen höheren erlangten metamorphen Grad an, als die grünschieferfazielle Uralitisierung in den überwiegend gabbroischen Gesteinen.

Primäre Amphibole zeigen eine Zusammensetzung zwischen magnesiumreichen Hornblenden über Hastingsite zu den Pargasiten (Abb.9.15.). Letztere sind v.a. bei den neoproterozoischen Metagabbros, den Wehrliten und in den Mantelperidotiten vertreten (Abb.9.15.). Die Hastingsite bis Pargasite in den Peridotiten besitzen außergewöhnlich hohe Gehalte an Cr_2O_3 mit bis zu 2,3 wt% bei TiO_2 Gehalten zwischen 0,1 und 0,3 wt% (s. Tab.A3.2-5). Auch die Gruppe der primären Amphibole zeigt vergleichsweise sehr geringe Gehalte an Na und K, was wiederum auf ein hohes Ca/Na Verhältnis in der Schmelze hindeutet (Berndt et al., 2005; Feig et al., 2006).

Für die Stabilisierung von primären Amphibol in einer Schmelze ist ein Wassergehalt von etwa 4 bis 6 wt% erforderlich (Berndt et al., 2005; Sisson and Grove, 1993a). Ein solch hoher Wassergehalt in der Schmelze erhöht zudem die Mg# in den Amphibolen (Berndt et al., 2005). Vergleicht man die Mg# der

Amphibole mit denen in koexistierenden Klinopyroxenen (Abb.9.16.), so zeigen die Klinopyroxene zumeist eine etwas höhere Mg# als die Amphibole. Durchschnittlich ist die Mg# der Klinopyroxene um 3,5 Einheiten, bei einer Standardabweichung von 3 (n=151 Proben), höher als die Mg# in den Amphibolen. Aber auch die Amphibole zeigen, wie die Klinopyroxene, nur eine recht begrenzte Spanne in ihrer Mg# Entwicklung (Tab.A3.2-5). Eine Ausnahme bilden sekundäre

Amphibole mit sehr niederen Al_2O_3 Gehalten von unter 1 wt% (nicht in der Abb.9.16. geplottet). Diese Amphibole aus der Tremolit-Aktinolith Reihe besitzen zumeist etwas höhere Mg# als die Klinopyroxene.

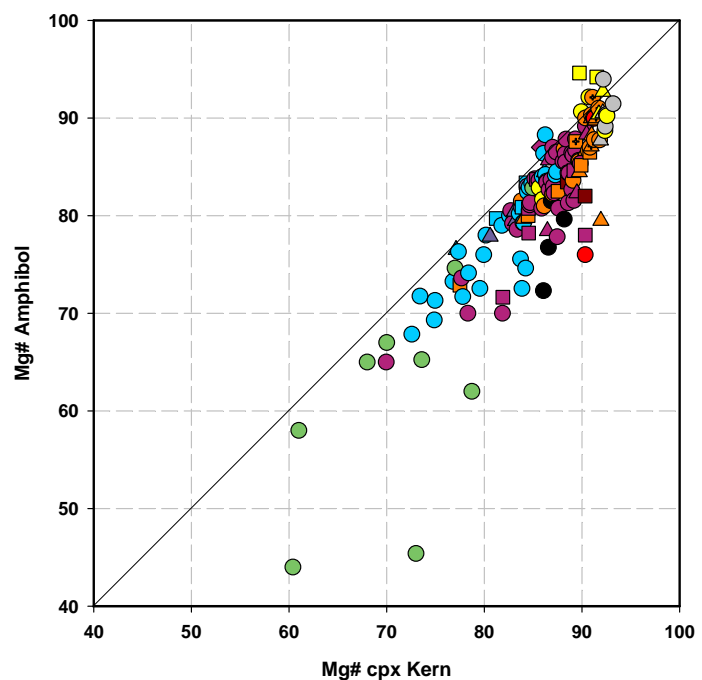


Abb. 9.16. Variationsdiagramm der Mg# im Klinopyroxen gegen die Mg# in koexistierenden Amphibolen. Erläuterung im Text.

9.3.7 Oxide (Ox)

Oxidphasen in den ultramafischen Gesteinen sind vorwiegend Chrom-Spinell, Ulvöspinell und zum Teil ein sehr chromreicher Magnetit (s. Tab.A3.2-6 im Anhang A3). In den gabbroischen Gesteinen, einschließlich der neoproterozoischen Metagabbros, dominiert der Magnetit oftmals zusammen mit Ilmenit. Auffallend sind die relativ hohen und konstanten

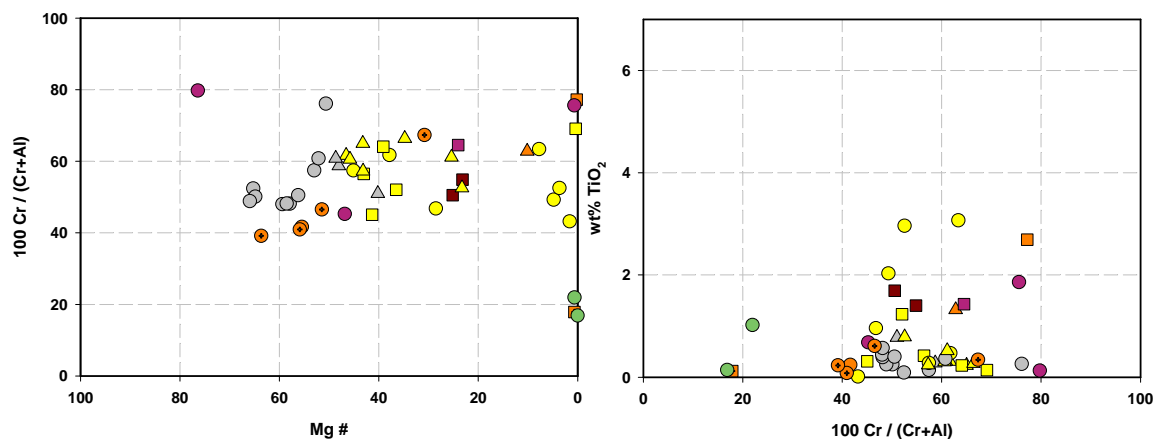


Abb. 9.17. Spinell Zusammensetzung aller Serien (exklusive Magnetit). Linke Abb.: Plot der Mg# gegen die Cr# ($100\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$) – Rechte Abb.: Plot der Cr# gegen den Gehalt an TiO_2 .

Gehalte an Chrom (Cr#) in den Mantelperidotiten und den Wehrliten (Abb.9.17.). Die hohen Cr# in Peridotiten lassen auf eine starke Verarmung der beprobten Mantelperidotite schließen, da die Cr# im Spinell mit dem Grad der abgegebenen Schmelzmenge steigt (Dick and Bullen, 1984).

Die Pyroxenitgänge im Mantel besitzen etwas niedrigere Cr# im Spinell bei gleicher Mg# im Spinell wie die Peridotite, die Wehrlite zeigen mit den Peridotiten konstante Cr# bei gleichzeitig abnehmender Mg# (Abb.9.17.). Wiederum stellen die Olivin-Gabbronorite eine separate Gruppe dar, da sie bei vergleichsweise niedriger Mg# sehr hohe Cr# in ihren Spinellen aufweisen und den Trend der Wehrlite zu niederen Mg# folgen (Abb.9.17.). Ebenfalls auffallend sind die drei chromreichen Spinelle in Serie 2 Gabbronoriten (Abb.9.17.). Die drei Proben stammen alle vom Kontaktbereich zwischen dem Serie 2 Gabbronorit und dem Mantelperidotit. Vermutlich handelt es sich bei den gemessenen Spinellen um xenokristischen Chrom-Spinell. Generell sind die Oxidphasen in den magmatischen Serien 1 bis 4 nur in sehr geringen modalen Proportionen von zumeist < 1 Vol. % anwesend (s. Modal-Tab.A2.3 im Anhang).

9.4 Elementverteilungskarten

Die meisten Elementverteilungskarten bestätigten den gemessenen Trend einer schwachen Anreicherung von TiO_2 im Rand bei gleichzeitig etwas niedrigeren Gehalten an Cr_2O_3 ,

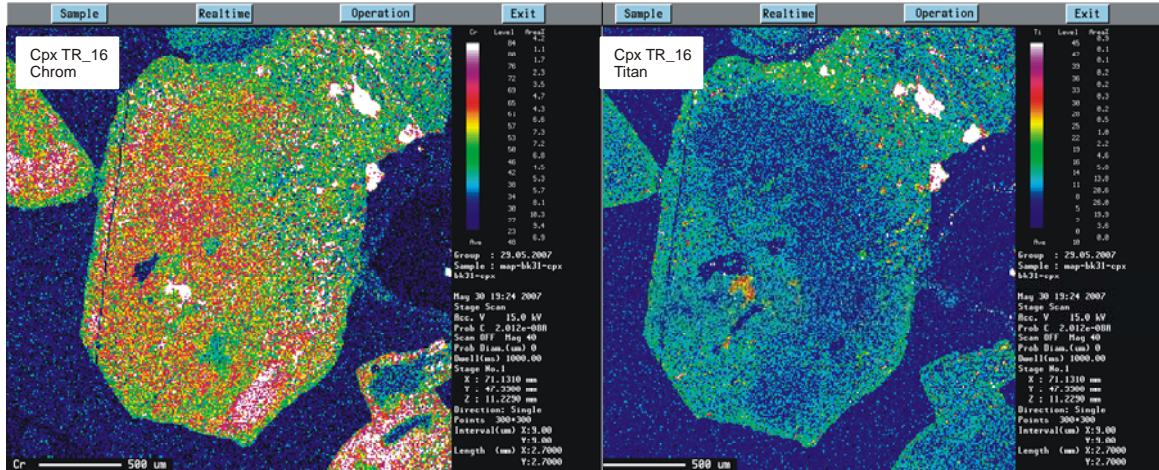


Abb. 9.18. Elementverteilungskarte für Chrom (links) und Titan (rechts) im Klinopyroxen der Probe TR_16 (Serie 1 Pyroxenit).

im Randbereich der Klinopyroxene (Abb.9.18. und vgl. Abb.9.19.).

Eine Ausnahme davon bilden die hier aufgeführten Klinopyroxene der Olivin-Gabbonorite. Die Elementverteilungskarten für jeweils ein Klinopyroxenkorn in den Proben BK_31 und CM_312 zeigen in beiden Proben eine Anreicherung an Cr_2O_3 im Randbereich der Proben um einen Faktor von etwa 1,5 bei gleichfalls erhöhten Gehalten an TiO_2 im Randbereich um einen Faktor von etwa 1,5 (Abb.9.19.).

Beide Körner liegen in einer Matrix aus Olivin bzw. Serpentin. Eine Anreicherung der Ränder von Klinopyroxen an langsam diffundierenden Komponenten wie TiO_2 wird mit dem Austausch zwischen dem Korn und einer intergranularen Schmelze erklärt, hohe Chrom Gehalten in den Kernen von Klinopyroxenen werden jedoch als Hinweise auf eine Generation primitiver Kristalle gewertet (Coogan et al., 2000; Suhr et al., 2006).

Da aber die Klinopyroxene der Olivin-Gabbonorite sowohl eine Anreicherung an Chrom wie auch an Titan zeigen, kann möglicherweise eine intergranulare Schmelze für die Anreicherung beider Komponenten verantwortlich sein. Eventuell haben die Klinopyroxene auch einen multiplen Kontakt mit einer intergranularen Schmelze erfahren. So könnte die Infiltration des Gesteines, durch eine evolvierte intergranulare Schmelze, anfangen den Klinopyroxen an bestimmten Stellen seiner Randbereichen aufzulösen (Abb.9.19.A). Dies würde

zu einer Konzentration von Chrom in der noch festen Phase führen, gleichzeitig aber diffundiert Titan von der Schmelze in den festen Kristall. Ist die Auflösung des Kornes nicht vollständig, können sich so Bereiche von erhöhter Konzentration im Randbereich bilden, wie sie die Abbildungen 9.19.A und C zeigen.

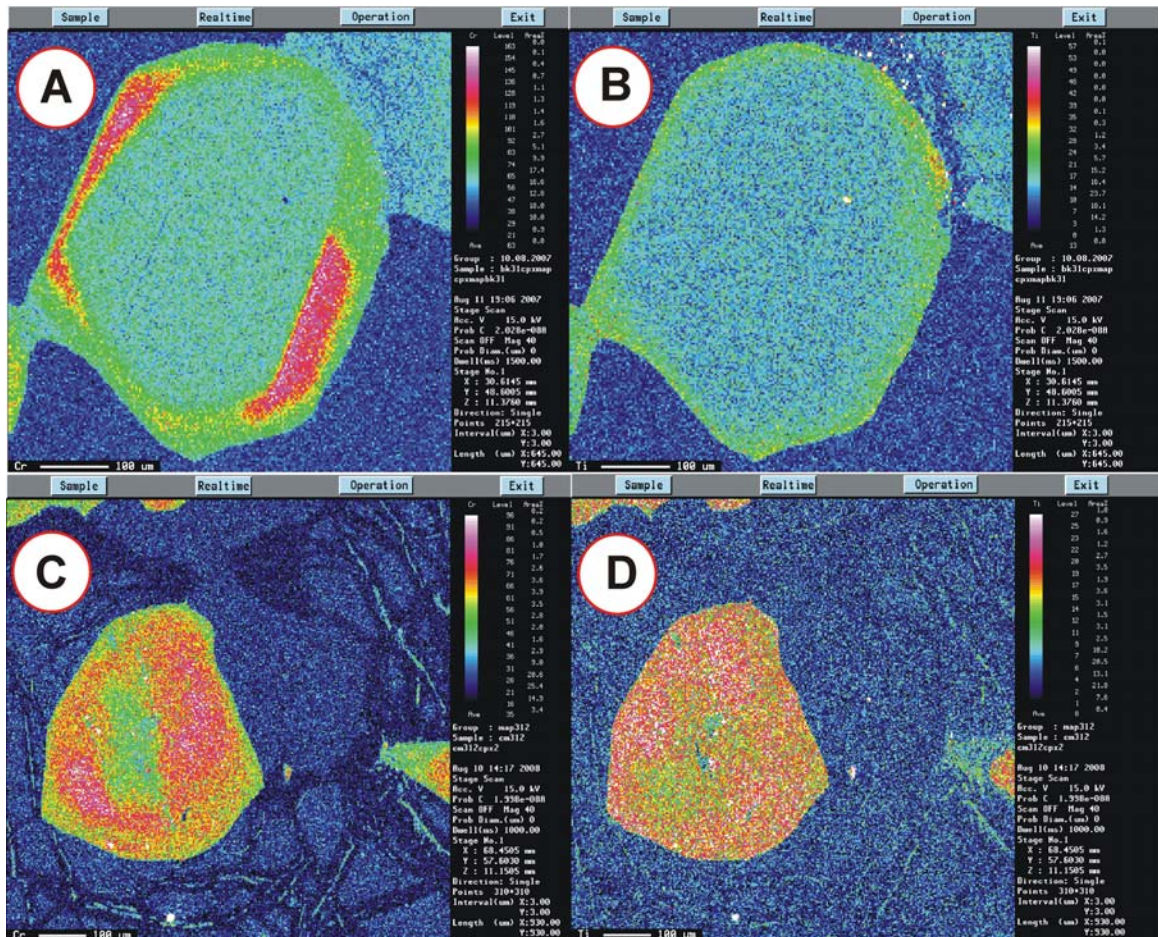


Abb. 9.19. Elementverteilungskarten für Klinopyroxene der Olivin-Gabbro-norite. A) Chrom Anreicherung am Rand des BK_31 Cpx; B) Titan Anreicherung am Rand des BK_31 Cpx; C) Chrom Anreicherung im Randbereich des CM_312 Cpx; D) Titan Anreicherung am Rand des CM_312 Cpx. Disk. s. Text.

Die Elementverteilungskarte eines Plagioklases in der Probe TR_29 (Serie 3 Gabbro-norit) zeigt eine leichte Abreicherung im Kalziumgehalt (und damit An-Gehalt) im Randbereich des Kornes, bei gleichzeitig einer höheren Konzentration von Na im Rand um den Faktor von etwa 1,5 (Abb.9.20).

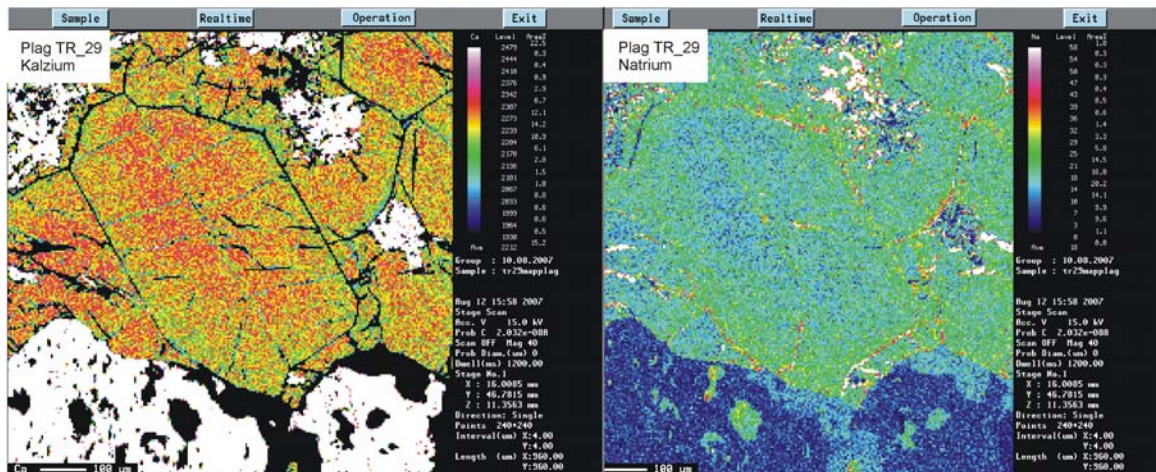


Abb. 9.20. Elementverteilungskarte im Plagioklas der Probe TR_29 (S3 Gabbronorit). Links: Kalzium – Rechts: Natrium. Erläuterung im Text.

9.5 Zusammenfassung und Diskussion

Bei den Olivinen zeigt sich im NiO Gehalt zwischen den peridotitischen Lithologien und den Wehrliten aus der MTZ eine deutlich Lücke auf. Aufgrund der niederen Gehalte an NiO von zumeist < 0,25 wt% können die Olivine in den Wehrliten als Kumulativine klassifiziert werden.

Für die Klinopyroxene aller Serien (Ausnahme Metagabbro) zeigt sich in den Variationsdiagrammen ein gemeinsamer Trend (Abb.9.4.-5.), der sich tendenziell mit einer fraktionierten Kristallisation kompatibel zeigt. So lassen sich mineralchemisch die Serie 1 – 2 – 3 Gabbros nicht klar voneinander trennen. Alle Gabbros bilden ausgehend von den Wehrliten über die Pyroxenite einen Trend. Die Serie 3 Gesteine können anhand ihrer geringen Gehalten (in allen Proben) an Cr_2O_3 bei gleichzeitig hohen Gehalten an TiO_2 im Klinopyroxen als die evolvierteste aufgeschlossene Gabbroserie charakterisiert werden. Somit bestätigt hier die Mineralgeochemie die zeitliche späte Einordnung der Serie (Serie 3 intrudiert und zerlegt Serie 2, s. Kap.4+8) und Trennung der Serie im Gelände, gibt aber gleichermaßen durch die Differentiationstrends der Serie 3 (s. Abb.9.5.; 9.6.) klare Hinweise auf ein gemeinsames Stammagma mit den Serien 1 und 2. Ihr abweichender Trend im Al_2O_3 Gehalt in den Klinopyroxenen, lässt sich durch eine Korrelation zwischen dem Al_2O_3 Gehalt und den modalen Proportionen an Orthopyroxen in der Probe erklären (s. Abb.9.7.).

Anhand ihrer niederen Titan- und Chromgehalte, sowie ihrer geringen Entwicklungspanne in ihrer Mg# grenzen sich die Trinity Klino- wie Orthopyroxene deutlich von denen der ozeanischen Gabbros ab (Abb.9.10.).

Die Anorthitgehalte in den Plagioklasen der Trinity-Kumulate sind mit Werten von zumeist $> An_{0,9}$ sehr hoch und sind komplett entkoppelt von der Entwicklung der Mg# in den koexistierenden Klinopyroxenen (Abb.9.13.). Im Vergleich mit den Gabbros vom MAR zeigen die MAR Gabbros deutlich eine an die Mg# ihrer Klinopyroxene gekoppelte Entwicklung in ihrem Anorthitgehalt. Sie besitzen deutlich niedrigere An-Gehalte für eine bestimmte Mg# (Abb.9.14.) als die Trinity Gabbros.

Von den Trinitygabbros grenzen sich die Metagabbros mineralchemisch deutlich ab. Sie scheinen aufgrund ihrer Ausscheidungsreihenfolge, ihren Plagioklaschemismus, sowie ihren Titan- und Aluminiumgehalten in den Klinopyroxenen, eher einem MORB Trend zugehörig.

Der Olivin-Gabbronorit bestätigt auch mineralchemisch seine Sonderstellung. Lassen sich seine vergleichsweise erhöhten NiO Gehalte im Olivin noch durch eine xenokristische Komponente erklären, so geben die Elementverteilungskarten für zwei Klinopyroxene anhand einer Anreicherung von Titan und Chrom im Randbereich, Hinweise auf eine Reaktion mit einer intergranularen Schmelze.

So geben die Ergebnisse der Mikrosondenanalytik auf vielfältigste Weise Hinweise auf die Natur der Schmelze: Die Ausscheidungsreihenfolge in Kombination mit dem auftreten von Orthopyroxen in den Kumulaten, weist auf eine im Vergleich zu MORB SiO₂ und H₂O reichere, eher andesitische Schmelzzusammensetzung hin. Vor allem ein von Inselbogensystemen bekannter erhöhter Wassergehalt unterdrückt die (für MORB typische) frühe Kristallisation von Plagioklas (Gaetani et al., 1993; Sisson and Grove, 1993a). Der hohe Anorthitgehalt in den Plagioklase gibt deutliche Hinweise auf ein wasserreiches Magma für die Trinity Schmelzen (Berndt et al., 2005; Sisson and Grove, 1993a). Gleichfalls geben die Klinopyroxene der Kumulate durch ihre sehr niederen Na und TiO₂ Gehalte erste Hinweise auf einen verarmten Mantel als Quelle für die Trinityphasen (Dick et al., 2000; Lundstrom et al., 1998). Somit lässt sich das Stammagma der Trinity Kumulate in erster Näherung als Inselbogen betont und verarmt interpretieren.

Trockene plagiogranitische Schmelzen besitzen Viskositäten von $\sim 10^7$ bis 10^8 Poise bei etwa 1000°C (Philpotts and Ague, 2009). Solch hohe Viskositäten sind nicht fließfähig, dies ändert sich aber dramatisch bei einem Wassergehalt von etwa 4 wt% in der Schmelze, wodurch sich die Viskosität um etwa 3 Zehnerpotenzen verringert (Philpotts and Ague, 2009). Somit deutet auch das Vorhandensein der plagiogranitischen Gänge in Trinity (Kap.4.8; 6.8) indirekt auf eine wasserreiche Schmelze als Quelle.

10 Gesamtgesteinsanalytik Haupt- und ausgesuchte Spurenelemente

10.1 *Einleitung*

Um die Seriengliederung (s. Kap.3-9) auch anhand der Gesamtgesteinschemie zu bestätigen, sowie die Stellung der intrusiven Serien zu- und untereinander weiter zu verifizieren, wurden an 108 Proben aller aufgeschlossenen Lithologien ausgesuchte Spuren- und Hauptelemente analysiert. Ein weiterer Punkt umfasst die Charakterisierung der neoproterozoischen Suite und ihre (geochemische) Stellung zu den intrusiven Serien. Ein Hauptmerkmal liegt in diesem Kapitel auf den Doleriten. Ihre Charakterisierung gibt nicht nur Hinweise auf die Natur ihrer Quelle, sondern lässt auch Rückschlüsse auf ihr tektonisches Bildungsmilieu zu.

10.2 *Methodik*

Hauptelemente und ausgesuchte Spurenelemente (u.a. Cr, Zr, Ni) wurden mittels der Röntgenfluoreszenzanalyse (XRF) an der Phillips PW_2400 in Köln bestimmt. Dazu wurden die ausgewählten Proben (a 50–300g) im Backenbrecher grob zerkleinert um anschließend in mit Achat ausgekleideten Behältnissen in der Scheibenschwingmühle pulverisiert zu werden. Anschließend wurde nach dem Trocknen des Probenpulvers bei 105°C im Trockenschrank, 0,6g (auf 4 Stellen genau) Probenmaterial für die Herstellung einer Schmelztablette in eine Filmdose eingewogen. Zu der Probe wurde 3,1984g Di-Lithiumtetraborat (Spectromelt[®]) hinzugefügt, sowie vor dem Schmelzen eine Spatelspitze Ammoniumnitrat. Zwecks Homogenisierung wird die Probe geschüttelt und in einen Platintiegel überführt.

Auf der fünfstufigen Brennerstrasse wird der Tiegel schrittweise zu je sechs Minuten erhitzt und die Probe zum Schmelzen gebracht, um sie in einer Kokille zur fertigen Schmelztablette abkühlen zu lassen. Für die genaue Analyse wird der Glühverlust der einzelnen Proben (kurz LOI „Loss Of Ignition“) bestimmt. Dazu wird in einen schon gewogenen Porzellantiegel etwa 1g Probenpulver eingebracht und anschließend nochmals mit der Probe gewogen. Anschließend kommt der Tiegel mit Probe in einen Ofen, der innerhalb von 2 Stunden auf 1000°C aufgeheizt und weitere 2 Stunden auf Temperatur gehalten wird. Nach Abschalten des Ofens kühlen die Proben über Nacht im Ofen ab. Abschließend wird erneut das Gewicht von Probe und Tiegel bestimmt. Die Differenz des Probengewichtes vor dem Erwärmen mit dem Gewicht nach dem Erwärmen ergibt den Glühverlust (LOI) der jeweiligen Probe.

Für olivinfreie Proben korreliert der LOI gut mit dem Alterationsindex A.I. (s. Kap.6) da die sekundären Mineralphasen wie Amphibol, Chlorit, Zoisit und Klinozoisit zum Teil relativ hohe Wassergehalte aufweisen (z.B. Chlorit ~10 wt% H₂O; Klinozoisit ~2 wt% H₂O; Deer et al., 1992). So spiegelt ein hoher LOI einen vergleichsweise hohen Modalgehalt an sekundären Phasen in der Probe wieder, der sich auch in einem hohen A.I. zeigt. So korreliert grob ein A.I. von 1 bis 2 mit einem LOI von 1 bis 2,5 wt% und ein A.I. von 2,5 bis 3 mit einem LOI von 3 bis > 3,5 wt% (Bsp.: P_2 A.I.: 1, LOI: 1,36 wt%; CM_81A A.I.: 1,75, LOI: 1,75 wt%; BC_118 A.I.: 3, LOI: 3,5 wt%). Für olivinführende Proben findet sich keine Korrelation zwischen dem LOI und A.I., da schon ein geringer Prozentsatz von Serpentin zu einem hohen LOI führt. Wenn in der jeweiligen Probe Olivin noch im Kern erhalten ist und Klino- wie auch Orthopyroxen unalteriert auftreten, so wird der Probe ein vergleichsweise niedriger A.I. zugeordnet, bei einem hohen LOI aufgrund von Serpentin (Bsp.: BC_41 A.I.: 1,5, LOI: 2,9 wt%).

10.3 Gesamtabfolge

Die äußere Form der Probenpunkte repräsentiert wie in den vorhergehenden Kapiteln den jeweiligen Pluton aus dem die Probe stammt. Kreise kennzeichnen Proben aus dem China Mountain und Cabin Meadows Pluton, ein Dreieck steht für die Proben aus dem Bear Creek Pluton und ein Quadrat zeigt den Ursprung der Probe im Bonanza King Massiv. Ihre Farbgebung orientiert sich ebenfalls wieder an der Farbcodierung der jeweiligen Serien in den geologischen Karten. Ein Kreuz als Zusatz im Probensymbol der Serie 2 Gabbro (violette Farbe) kennzeichnet den Serie 2 Amphibolgabbro. Weitere Diagramme finden sich ergänzend im Anhang A4.1. Die gesamten Analyseergebnisse finden sich als Tabelle A4.2-1 nach Serien geordnet im Anhang A4. Die Tabelle A4.2-2 zeigt die wasserfrei gerechneten Analyseergebnisse der Proben. Die Berechnung der $Mg\# = \text{molar Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ erfolgt unter der Annahme das $\text{FeO} = 0,85 \times \text{Fe}_2\text{O}_3$ ist.

Die Hauptelement Gesamtgesteinsanalytik spiegelt erwartungsgemäß den Mineral- und Modalbestand (Kap.6-7) der ausgewählten Proben wieder. Alle Proben, mit Ausnahme einiger Proben der neoproterozoischen Suite, fallen klar in das subalkaline Feld (Abb.10.1.A) und die Dolerite folgen weitestgehend einem kalk-alkalinen Trend mit fehlender Eisen (Fe-) Anreicherung (Abb.10.2.). Die blaue Trennlinie in der Abbildung 10.2. zwischen dem tholeiitischen und kalk-alkalinen Trend wurde nach Irvine and Baragar (1971) gezogen, die grüne nach Kuno (1968). Allerdings ist die Aussagekraft des FAM-Diagramms (Abb.10.2.) recht begrenzt, da nur ein begrenztes (räumlich und stratigrafisch) Probenspektrum aus einer vermutlich vollständigen

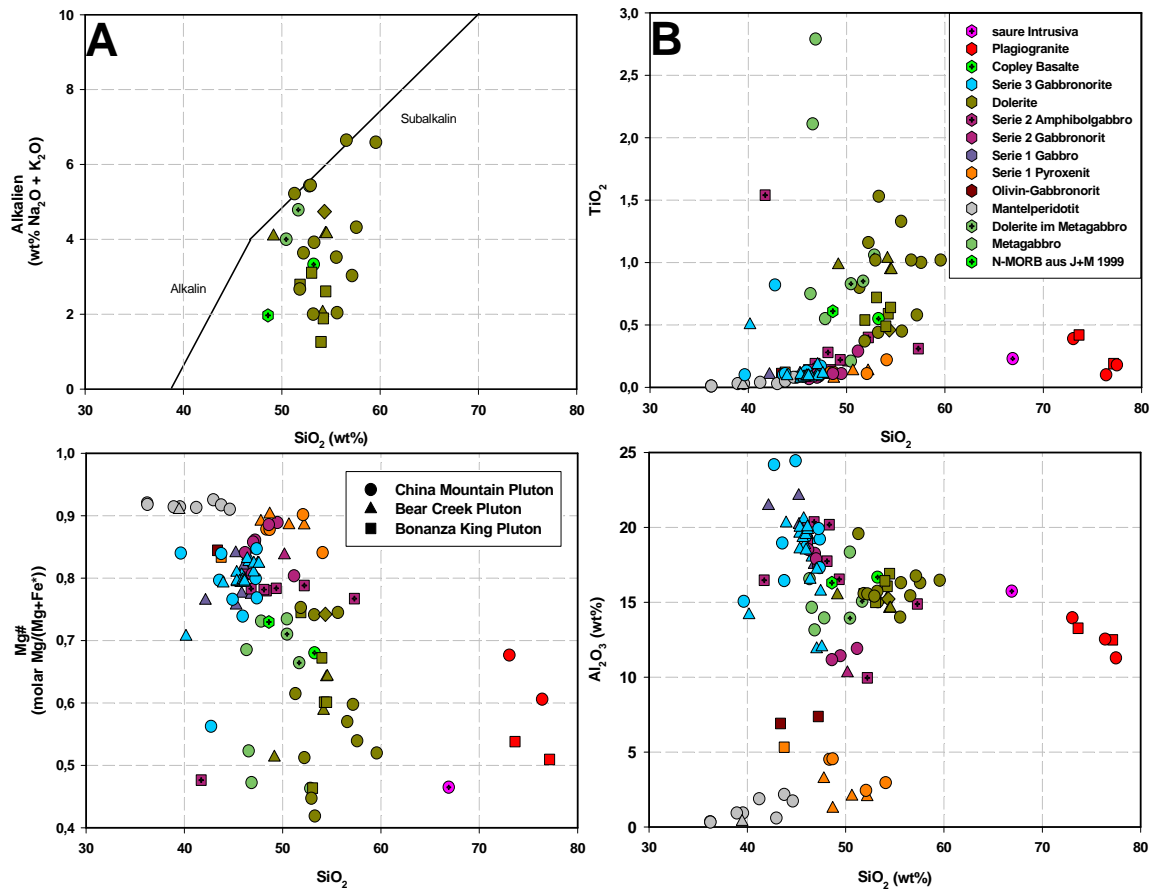


Abb. 10.1. Oxidvariationsdiagramme der Trinity Proben; A) Alkalien vs. SiO_2 ; B) TiO_2 vs. SiO_2 ; C) Mg# (molar $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$) vs. SiO_2 ; D) Al_2O_3 vs. SiO_2 . Oxide jeweils in Gewichtsprozent (wt%).

Fraktionierungssequenz vorliegt. Somit ist eine eindeutige Aussage ob es sich um einen tholeiitischen oder kalk-alkalinen Trend handelt mit Hilfe des Diagramms nur sehr schwer möglich.

Bei den Mantelperidotiten kann zwischen plagioklasführenden und plagioklasfreien Lithologien unterschieden werden. Erstere zeigen vergleichsweise erhöhte Gehalte an Al_2O_3 und CaO als die plagioklasfreien (Abb.10.1.).

Die Serie 1 Pyroxenite, wie auch die Olivin-Gabbronorite, leiten bei den meisten Elementen (z.B. MgO , Al_2O_3) in die Gabbros der Serien 1 bis 3 über, zum Teil überlappen sie aber auch in ihrer Entwicklung, wie beispielsweise im Gehalt an TiO_2 , mit weiten Teilen der Gabbroserien (Abb.10.1.; 10.3.; 10.4.).

Die Gabbroserien selbst sind gekennzeichnet durch eine nur geringe Entwicklung in ihrem SiO_2 Gehalt (aufgrund generell sehr niederen Gehalten an SiO_2 von unter 50 wt% s. Abb.10.1.). So besitzen die Serie 1 Gabbros durchschnittlich nur 45,2 wt% (n=6), die Serie 2 Gabbros 48,5 wt% (n=16) und die Serie 3 Gabbros 45,4 wt% (n=28) an SiO_2 (s. Tab.A4.2-1). Solch niedrige SiO_2 Gehalte in gabbroischen Gesteinen finden sich häufig in Serien, die sich aus wasserreichen Magmen entwickelten und sehr anorthit-reiche Plagioklase mit $\text{An} > 80$ kristallisierten (Claeson and Meurer, 2004; Kvassnes et al., 2004). So reflektiert der niedere SiO_2 Gehalt der Trinity Gabbros die Anwesenheit des anorthitreichen und somit vergleichsweise sehr SiO_2 armen Plagioklases in den Proben wieder (Kap.9). Coogan et al. (2001) zeigt für Gabbros vom South West Indian Ridge (SWIR) deutlich höhere Gehalte an SiO_2 von 50,11 wt% (n=82), von 1,12 wt% an TiO_2 (n=82) und von 3,23 wt% (n=82) an Alkalien. Seine Gabbros besitzen indes aber auch eine deutlich breitere Entwicklungsspanne in ihren Plagioklasen mit Anorthitgehalten zwischen 0,8 (An_{80}) und 0,3 (An_{30}) (Coogan et al., 2001).

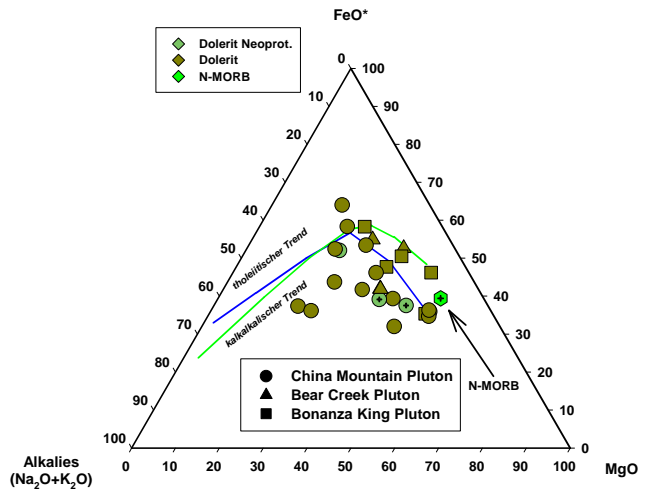


Abb. 10.2. FAM Diagramm der Dolerite. Trendlinien nach (blaue Linie) Irvine and Baragar (1971) und (grüne Linie) Kuno (1968). Erläuterung im Text, Symbole wie in Abb.10.1. N-MORB aus Juteau and Maury (1999).

Serri (1981) untergliederte Ophiolith Komplexe anhand ihrer gabbroischen Fraktionierungstrends in zwei Typen, den sogenannten „*low-Ti*“ und „*high-Ti*“ Typus. Damit klassifizierte er die tektonische Umgebung des jeweiligen Typus. So entstammen die „*high-Ti*“ Typen mit TiO_2 Gehalten von > 1 wt% bei einem Mafic Index (Kurz M.I. = $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}}+\text{MgO})$) zwischen 0,2 und 0,8 vornehmlich aus ozeanischer Kruste die an, oder im Umfeld von ozeanischen Rücken generiert wurde (Serri, 1981). Demgegenüber stehen die „*low-Ti*“ Typen mit TiO_2 Gehalten von < 1 wt%, die sich typischerweise während frühen Öffnungsphasen z.B. in Back-Arc Systemen gebildet haben (Serri, 1981). In den letzteren Typus fallen die Trinity Gabbros, da sie bei einem M.I. zwischen 0,2 und 0,5 TiO_2 Gehalte von deutlich < 1 wt% besitzen (zwei Ausreißer mit 0,8 respektive 1,5 wt% TiO_2 aufgrund von viel Ilmenit in der Probe, s. Tab.A4.2-1). Die niederen TiO_2 Gehalten in den Gabbros korrelieren gut mit den nur leicht erhöhten TiO_2 Gehalten der Dolerite (Abb.10.1.B; Tab.A4.2-1). Solch niedere TiO_2 Gehalte geben zudem Hinweise auf sehr geringe Anteile von Ilmenit und Titanit an den

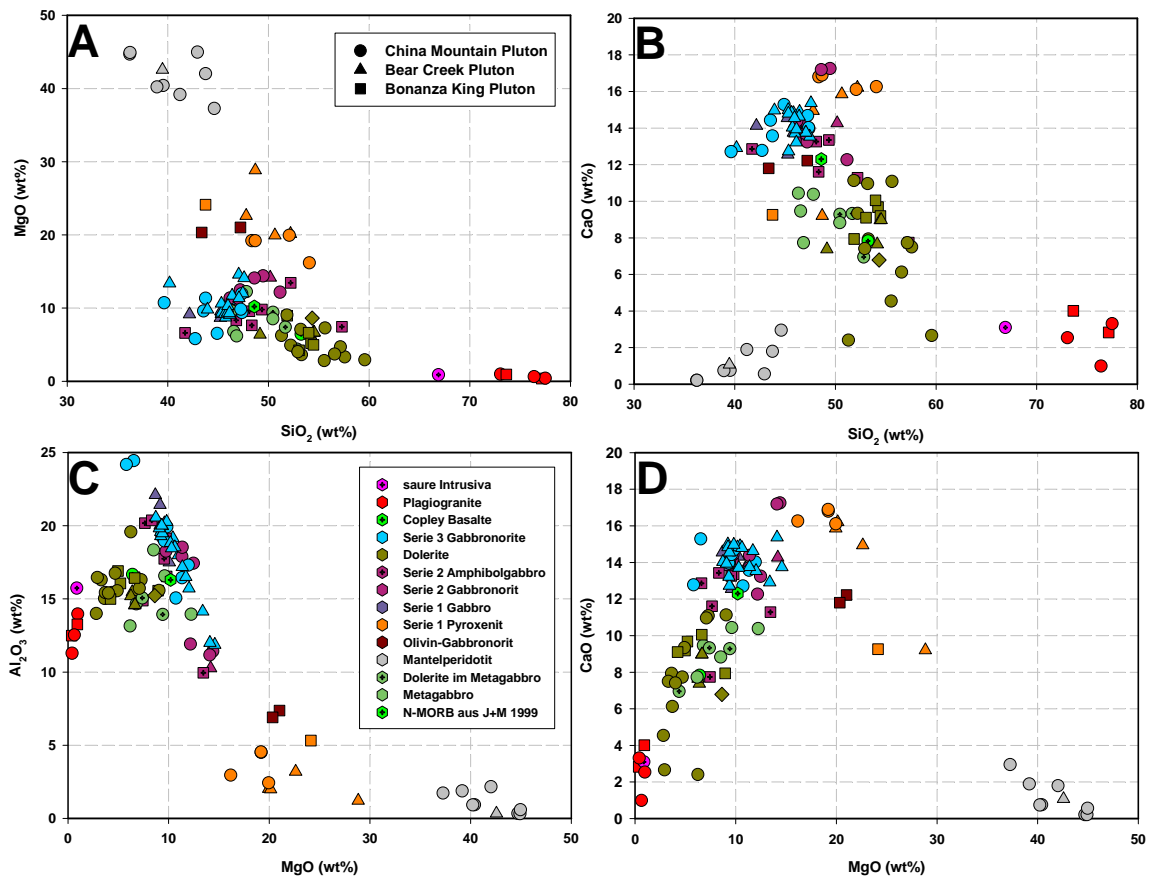


Abb. 10.3. Oxidvariationsdiagramme der Trinity Proben: A) MgO vs. SiO₂; B) CaO vs. SiO₂; C) Al₂O₃ vs. MgO; D) CaO vs. MgO. Oxide jeweils in Gewichtsprozent (wt%).

Oxidmineralen der Proben, was sich gut mit den Ergebnissen der Petrografie deckt (s. Kap.6; Tab.A2.4), wonach die Proben generell nur sehr wenig Oxidminerale (<1 Vol. %) besitzen (vornehmlich Magnetit). Der Metagabbro grenzt sich anhand seiner höheren Gehalte an TiO₂ (0,5-2,5 wt%) bei einem M.I. zwischen 0,3 und 0,5 (Tab.A4.2-1) deutlich von den Trinity Gabbros ab und korreliert besser mit einem „*high-Ti*“ Typus nach Serri (1981).

Vergleicht man die Serie 1 bis 3 Gabbros untereinander, so überlappen sich die Serien bei vielen Hauptelementen. So gehen die primitiven Gabbronorite der Serie 2 in die Gabbronorite der Serie 3 über, wohingegen die Amphibolgabbros der Serie 2 bei Elementen wie TiO₂ und den Gehalt an Alkalien weiter differenzieren als die Serie 3 Gabbronorite (Abb.10.1.; 10.3.; 10.4.). Letztere zeigen allerdings anhand ihrer Mg# (Mg# 85-71; den Ausreißer mit der Mg# von 56 stellt ein Ferronorit dar!) und in ihrem Gehalt an Al₂O₃ eine breitere Entwicklungsspanne hin zu höher differenzierten Gesteinen als die Serien 1 und 2.

Außergewöhnlich sind die Teils sehr geringen Gehalte an Alkalien in den Gabbroserien (Serie 2: < 1 bis 5 wt%; Serie 3: < 1 bis 2 wt%; Tab.A4.2-1).

Die Alteration und die geringe Probandichte der Serie 1 Gabbros sind vermutlich die Ursache für den recht lückenhaften Trend der Serie. In der Entwicklung ihrer Mg# zeigen die Gesteine, wie bei der Mineralchemie ihrer Klinopyroxene, nur ein recht begrenztes Spektrum zwischen einer Mg# von 89 bis 71 respektive 56 für einen Ferronorit der Serie 3 (Abb.10.1.C).

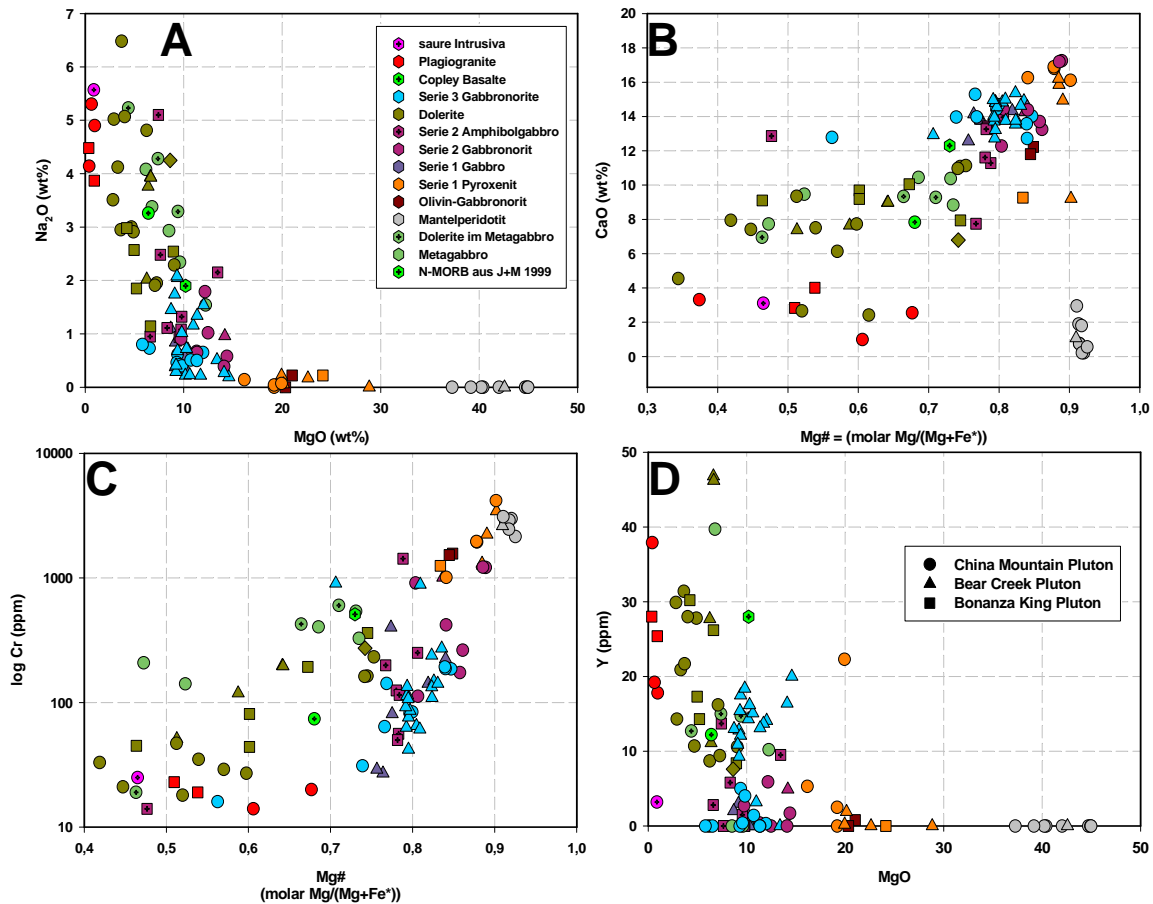


Abb. 10.4. Oxidvariationsdiagramme der Trinity Proben; A) Na₂O vs. MgO; B) CaO vs. Mg#; C) log Cr (ppm) vs. Mg#; D) Y vs. MgO. Oxide jeweils in Gewichtsprozent (wt%) außer Chrom (Cr) und Yttrium (Y) in ppm.

Im direkten Vergleich der Proben mit der Mg# ihrer koexistierenden Klinopyroxene fällt, mit Ausnahme der Metagabbros, eine gute Korrelation zwischen der gemessenen Gesamtgesteins Mg# und der Mg# in den Klinopyroxenen auf (Abb.10.5.). Die Gesamtgesteins Mg# liegt etwa um 2 bis 3 Mg# Einheiten unter der Mg# der Klinopyroxene was durch die Anwesenheit von Magnetit und Ilmenit in den Proben erklärt werden kann, da beide Minerale die Mg# im Gesamtgestein erniedrigen. Somit weisen die Ausreißer in der Abbildung 10.5. auf hohe modale

Oxidgehalt in den Metagabbros hin und bestätigen somit geochemisch die Ergebnisse der Petrografie (s. Kap. 6.3.2).

Mit TiO_2 Gehalten bis zu 2,5 wt% bei deutlich niederen Mg# von 73 bis 46 (vgl. 89-71 in Serie 1-3) und hohen Gehalten an Chrom und Alkalien (2 bis 5,5 wt%), grenzen sich die

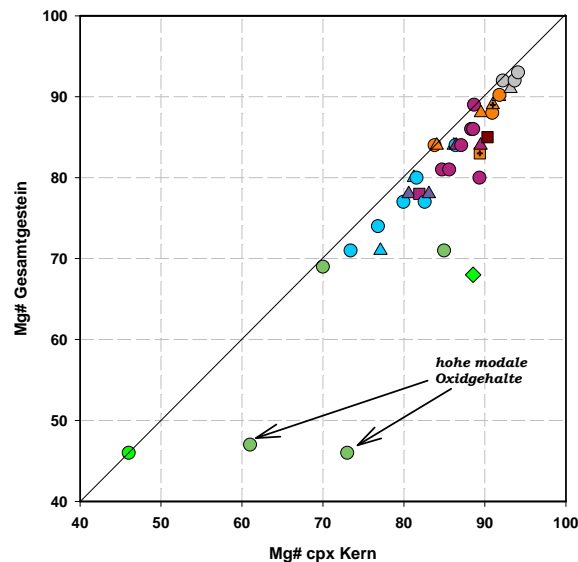


Abb. 10.5. Vergleich der Gesamtgesteins Mg# (y-Achse) mit der Mg# koexistierender Klinopyroxenkerne (Cpx: x-Achse).

Metagabbros der neoproterozoischen Suite deutlich von den Gabbros der Serien 1-3 ab (Abb.10.1.-10.4.; Abb.A4.1-2; Tab.A4.2-1). Mit ihren hohen Gehalten an TiO_2 , in Kombination mit einer weitständigeren Entwicklung in ihrer Mg# und der Differentiationsreihenfolge von Plagioklas vor Pyroxen (s. Kap.6.3), entsprechen die Metagabbros einem deutlich weniger stark ausgebildeten kalk-alkalinen Trend wie die Trinity Gabbros. Zusammen mit den mineralchemischen Ergebnissen (Kap.6+9) erfüllen die neoproterozoischen Metagabbros z.T. die Voraussetzung für einen metamorph überprägten Ferrogabbro.

So können die vergleichsweise hohen TiO_2 Gehalte zum Großteil auf den recht hohen Modalgehalt an Titanit und zum Teil auch an Ilmenit in den Metagabbro Proben zurückgeführt werden (s. Kap.6.3; Tab.A2.4).

10.4 Vulkanite

Die Serie 2 Dolerite sind generell gekennzeichnet durch hohe CaO , Al_2O_3 und MgO , sowie niedrige Gehalte an TiO_2 . Sie überlappen sich bei Elementen wie TiO_2 , Al_2O_3 , MgO und z.T. Yttrium (Y) mit den Gehalten der Gabbroserien, insbesondere den Amphibolgabbros, und setzen bei den Alkalien, CaO und der Mg# den Trend der Gabbroserien weiter fort (Abb.10.1.-10.4). Mehrere primitive Dolerite (BK_124B; CM_38; CM_58; KL_1.2; s. Tab.A4.2-1) zeigen vergleichsweise hohe Mg# von über 70. Ähnlich hohe Werte zeigt Brouxel et al. (1988) und Brouxel and Lapierre (1988) für mehrere Andesite aus der Copley Suite aus der Gegend westlich des China Mountain Plutons. Alle der vier oben genannten Proben stammen jeweils aus dem komplexen Kontaktbereich zwischen Mantelperidotit und dem Serie 2 Gabbronorit. Bei allen

CM_38, CM_58C, KL_1.2), der neuen Boninit Klassifikation von LeBas (2000) nahezu entsprechende Konzentrationen auf ($\text{MgO} > 8 \text{ wt\%}$ & $\text{TiO}_2 < 0,5 \text{ wt\%}$ bei $\text{SiO}_2 \geq 52 \text{ wt\%}$).

Während die primitiven Dolerite in ihren Gehalten an Alkalien kongruente Werte mit den Vergleichsvulkaniten, abgesehen BTH, in der Tabelle 10.1. besitzen, zeigen sie hinsichtlich ihrer $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ Verhältnisse von 0,5 bis 0,7 eine starke boninitische Affinität bzw. können als

Probe	LOI	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	K2O	Na2O	V ppm	Cr ppm	Y ppm	Mg#
Mean do	2,13	54,17	0,83	15,84	8,86	0,15	5,53	7,73	0,43	3,36	255,30	157,82	20,50	0,58
Mean prim do	2,32	53,42	0,46	15,66	6,71	0,12	8,48	9,24	0,30	2,76	227,25	257,25	b.d.	0,75
CM_58	0,98	55,63	0,45	16,30	5,80	0,08	7,27	11,08	0,09	1,95	233,00	163,00	b.d.	0,74
N-MORB	0,83	50,35	1,43	14,72	11,30	0,18	8,65	11,20	0,07	2,45	300,00	365,00	34,00	0,65
BTH	0,03	49,00	0,67	13,90	9,79	0,17	11,62	13,10	0,38	1,73	245,00	620,00	15,00	0,73
BN	2,56	53,00	0,25	12,46	7,54	0,14	13,08	6,70	0,21	2,76	202,00	786,00	6,50	0,80
AMG	0,46	58,25	0,49	14,85	7,62	0,13	5,64	8,96	0,75	3,19	180,00	185,00	12,40	0,63

Tab. 10.1. Haupt- und Spurenelemente der eigenen Dolerite (Mean do: gemittelte Zusammensetzung der 23 beprobten Dolerite; Mean prim do: gemittelte Zusammensetzung der 4 primitivsten eigenen Dolerite) im Vergleich zu N-MORB, Inselbogentholeit (BTH), Boninit (BN) und Andesit (AMG). N-MORB, BTH, BN und AMG aus Juteau and Maury (1999).

Typ 3 „*low calcium boninites*“ eingestuft werden (Crawford et al., 1989). Allerdings weisen die hohen Gehalte an CaO (6-11 wt%) und zum Teil geringen Werte an SiO_2 (49-57 wt%) eher Ähnlichkeiten mit den „*high calcium boninites*“ auf (s. Disk. „*high versus low calcium boninites*“ Crawford et al., 1989). Somit zeigen die primitiveren Dolerite eine in Richtung Boninit weisende Zusammensetzung auf, während das Doleritmittel, wie auch die evolvierteren Dolerite (mit einer $\text{Mg\#} < 70$, Tab.A4.2-1) eher einer andesitischen Zusammensetzung entsprechen. Mit ihren niederen Gehalten an Yttrium (Abb.10.4.D) von zumeist unter 30 ppm (Ausnahme BC_212 mit 47 ppm) grenzen sich die Dolerite ebenfalls stark von einem N-MOR Basalt ab, weisen aber den Inselbogenvulkaniten vergleichbare Werte auf (Tab.10.1).

Nach der TAS („*Total Alkali versus Silica*“) Klassifikation von LeBas et al. (1986) handelt es sich bei den beprobten Doleriten um überwiegend basaltische Andesite bis Andesite aus einer subalkalischen Serie (Abb.10.6.). Auf Basis ihres Gehaltes an K_2O und SiO_2 können die beprobten Dolerite noch weiter klassifiziert werden. Le Maitre et al. (1989) entwickelte auf Basis ihrer Konzentration an K_2O und SiO_2 eine Klassifikation für Vulkanite oberhalb von Subduktionszonen (Abb.10.7.). In diesem Diagramm fallen die Dolerite in die Feldern der K-armen und in der kalk-alkali Serie (Abb.10.7.). Während Gesteine der K-armen und der normalen kalk-alkali Serie vor allem in Inselbogensystemen vorkommen, finden sich die K-reichen Serien bevorzugt an aktiven Kontinentalrändern, aber auch im Spätstadium von Inselbogensystemen

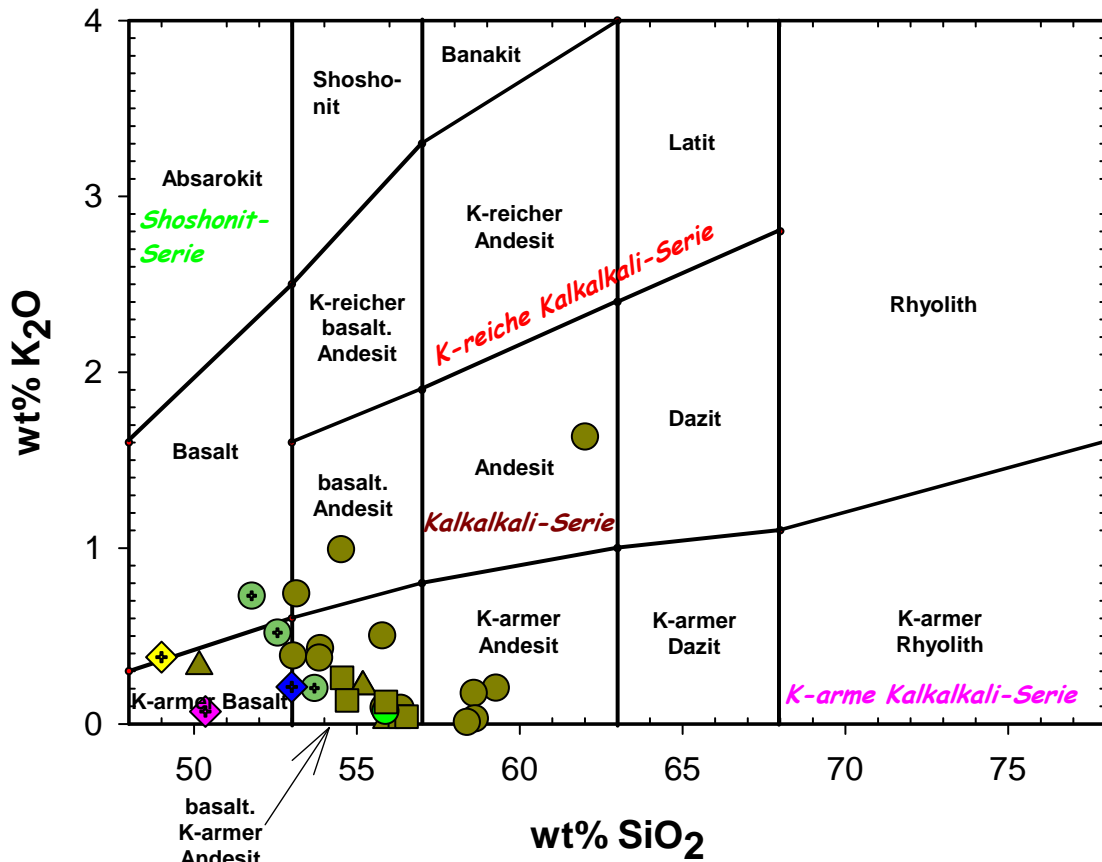


Abb. 10.7. Klassifikation der Dolerite im K₂O vs. SiO₂ Diagramm für Vulkanite oberhalb von Subduktionszonen nach Le Maitre (1989). Legende wie in Abb.10.6.

(Le Maitre et al., 1989). Somit bekräftigt sich eine Bildung der Trinity Dolerite in einem Subduktionszonenmilieu.

Im Gehalt an Al₂O₃ variiert die Konzentration in den Doleriten zwischen 13 und 20 Gewichtsprozent. Im Durchschnitt besitzen die Dolerite einen Gehalt an Al₂O₃ von 16 Gewichtsprozent (n=23). Mit dieser hohen Konzentration (Mittelwert) grenzen sie sich klar von den anderen Vulkaniten in der Tabelle 10.1. ab.

Durchgehend hohe Gehalte an Al₂O₃ während der Fraktionierung reflektieren die Unterdrückung von Plagioklas (Al₂O₃-reich) in einer wasserhaltigen Schmelze (Beard, 1986; Crawford et al., 1989; Sisson and Grove, 1993a). Solch eine Schmelze ist typisch für kalk-alkaline Suiten, weil tholeiitische Suiten nur sehr geringe Anteile an Fluiden aufweisen und dadurch Plagioklas früher kristallisiert, womit eine Akkumulation an Al₂O₃ in ihrer Schmelze verhindert wird (Beard, 1986; Sisson and Grove, 1993a). Somit können die hohen Konzentrationen an

Al_2O_3 in den Trinity Doleriten in erster Näherung auf eine wasserreiche Schmelze zurückgeführt werden, was sich konsistent mit den Ergebnissen der Petrografie und Mineralchemie, wie auch mit den geringen SiO_2 Gehalten in den Kumulaten zeigt (10.3).

Bei den Trinity Doleriten bleibt ihr Gehalt an Al_2O_3 im Verlauf der Differentiation (Abnahme der Mg# bzw. wt% MgO) nahezu konstant. Ein schwacher Differentiationstrend ist

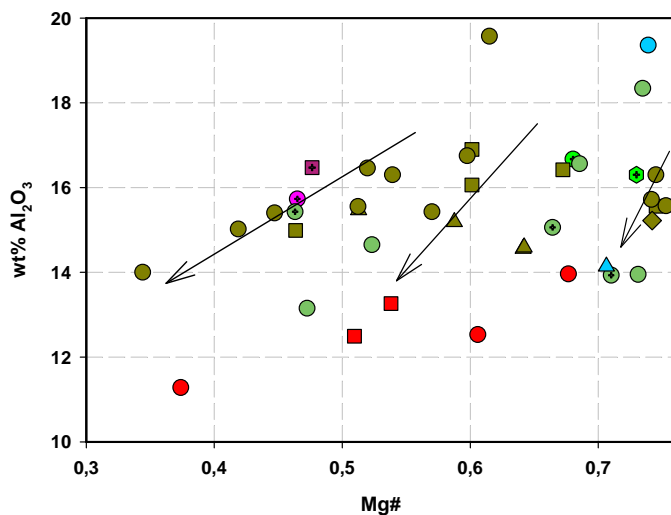


Abb. 10.8. Oxidvariationsdiagramm der Trinity Proben; Al_2O_3 vs. MgO (vergrößerter Ausschnitt aus der Abb.10.3.C). Alle Oxide in Gewichtsprozent (wt%). Disk. siehe Text. Symbole wie in Abb.10.3.

in der Abbildung 10.8. nur im Ansatz zu erkennen. Vermutlich puffert der hohe Wassergehalt weiterhin die Konzentration an Al_2O_3 in der Schmelze und verhindert so den typischen Trend einer Abnahme im Gehalt an Al_2O_3 bei fortschreitender

Differentiation. Alternativ zeigen die Dolerite in der Abbildung 10.8. drei mögliche voneinander getrennte Differentiationsphasen (Pfeile), was für die Proben auf drei unabhängig voneinander

existierende Schmelzpulse hindeutet. Eine Zuordnung der Dolerite bzw. der Schmelzpulse zu den damit assoziierten gabbroischen Phasen ist allerdings nicht möglich.

Die einzige Probe des Copley Basaltes (CM_49) und die drei Dolerite aus der neoproterozoischen Suite lassen sich nicht anhand der Hauptelement Geochemie von den Serie 2 Doleriten abgrenzen. Vielmehr liegen bzw. folgen alle den Trends der Serie 2 Dolerite (Abb.10.1.-10.4.).

10.5 Plagiogranite

Die Plagiogranite, zusammen mit den sauren Intrusiva, bilden das am weitesten differenzierte Endglied der beprobten plutonischen Trinity Suite aus. Sie besitzen durchweg hohe Gehalte an SiO_2 von 73 bis 77,5 Gewichtsprozent, respektive 66 für die sauren Intrusiva, bei gleichfalls hohen Gehalten an Al_2O_3 (11-15 wt%), Zirkonium (Zr 64 bis 90 ppm) und an Alkalien

(4-6 wt%). Ihre Titangehalt sind vergleichsweise sehr niedrig, mit Gehalten von 0,1 bis < 0,4 wt% TiO₂ (Abb.10.1.-10.4.; Tab.A4.2-1).

Plagiogranite finden sich in vielen Ophiolith Komplexen (Nicolas, 1989) wie auch in der Lage 3 der ozeanischen Kruste, wo sie in zahlreichen IODP/ODP Bohrungen angetroffen und beschrieben wurden (z.B. Dick et al., 2000). Ihre Genese wird auf unterschiedliche Prozesse zurückgeführt. Während Nicolas (1989) und Juteau and Maury (1999) die Plagiogranite als typische Endprodukte extremer Differentiationsprozesse sehen, erklären Dick et al. (2000) die plagiogranitischen Taschen in Leg 735B als Produkte partieller Aufschmelzung innerhalb von hochtemperierten Scherzonen. Philpotts (1982) zeigte, dass sich plagiogranitische Schmelzen als ein Produkt von „*liquid immiscibility*“ während später Kristallisationsprozesse residualer tholeiitischer Schmelzen bilden können. Boudier et al. (2000) wiederum erklären die Genese der Plagiogranite durch Veränderungen in der Phasenstabilität in Magmakammern, herbeigeführt durch Wasserzufuhr in diese. Koepke et al. (2004) zeigen mit ihren Experimenten das solch SiO₂-reiche, plagiogranitische Schmelzen durch partielles Aufschmelzen von Gabbros unter niedrigen Drücken bei Temperaturen zwischen 940 und 900°C und unter wasserreichen Bedingungen entstehen können. Ihre Plagiogranite, als Aufschmelzprodukte hydratisierter Gabbros, sind gekennzeichnet durch niedere TiO₂ und FeO Gehalte, bei relativ hohen Gehalten an Al₂O₃, die gut mit der Zusammensetzung natürlicher anatektischer Plagiogranite übereinstimmen (s. Table 4, Koepke et al., 2004). Plagiogranite, die Differentiationsprodukte einer MORB Schmelze darstellen, grenzen sich von den anatektischen Plagiograniten vor allem durch ihren höheren Gehalt an TiO₂ ab, der auf den ebenfalls deutlich höheren TiO₂ Gehalt typischer MORB Gabbros zurückgeht (Koepke et al., 2004).

Für die Genese der Trinity Plagiogranite kann eine Bildung als Aufschmelzungsprodukte innerhalb von hochtemperierten Scherzonen gänzlich ausgeschlossen werden. Auch lässt sich aufgrund der Abwesenheit von Ferroabbros (s. 10.3) und des großen Sprunges (> 10 wt%) im SiO₂ Gehalt zwischen den Plagiograniten und den Kumulaten (einschl. der Dolerite) (Abb.10.1.) eine normale Differentiationsabfolge in der gesamten Suite nicht erkennen. Infolgedessen scheinen normale Differentiationsprozesse für die Genese der Plagiogranite nahezu ausgeschlossen. Folglich erscheint hier die Genese der Trinity Plagiogranite durch partielles Aufschmelzen von hydratisierten Gabbros möglich. Allerdings kann die Lücke im SiO₂ Gehalt zum Teil auch auf eine nicht hinreichende Beprobung seitens der Diorite und

sauren Intrusiva (Kap.5) zurückgeführt werden, da diese unterrepräsentiert bzw. für die Diorite komplett in der Hauptelementchemie fehlen.

10.6 *Serie 3 Proben-traverse*

Innerhalb der lagigen Serie 3 Gabbonorite wurde im Bear Creek Pluton eine Proben-traverse aufgenommen. Sie beginnt mit der Probe T1/0 Meter (Distance = m) am Rande der Serie 3 am direkten Kontakt mit dem Mantelperidotit und endet mit der Probe T15/290 Meter nahe der Grenze zur Serie 2. Die Aussagekraft der Profil-traverse ist allerdings begrenzt, da die Proben einen vergleichsweise hohen Grad an Alteration zeigen, wie er typisch für den Bear Creek Pluton ist (s. Kap.4+6). Hinzu kommt die zum Teil nicht durchgehende Probennahme aufgrund z.B. modaler, alterations- oder tektonischer Probleme, so dass der Probenabstand zum Teil mehr als 40 m (T8-T9) zwischen den Proben betragen kann. Zudem wurde versucht die Probe aus einer möglichst modalen wie auch in ihrer Korngröße vergleichbaren Lage zu nehmen, was wiederum zu einer nicht durchgehenden Probennahme führte.

Die Ergebnisse in der Gesamtgesteinsanalytik und die Lokationen der Proben finden sich in der Abbildung 10.9. Trotz der nicht optimalen Probennahme, zeigen die Ergebnisse der Gesamtgesteinsanalytik für die Traverse mehrere interessante Aspekte auf. Wichtigstes Ergebnis, welches die Oxid Variationsdiagramme in der Abbildung 10.9.A-F zeigen, ist das Vorhandensein eines grobständigen, kompositionellen Lagenbaus mit deutlich Änderungen in den Hauptelementen. Die Traverse beginnt mit relativen primitiven Gabbonoriten und entwickelt sich bei nahezu gleichbleibender Mg# (T3-T9=42/160 m) und Gehalten an TiO₂ hin zu Proben, mit niederen Gehalten an CaO und höheren bei den Alkalien und Strontium. In etwa bei der Probe T9/T10=160/180 m endet der Trend und die Proben weisen eine Zusammensetzung für die Alkalien, CaO und Sr ähnlich der am Beginn des Profils auf. Von hier aus startet wiederum eine Entwicklung zu evolvierteren Gabbonoriten, eine Differentiationsabfolge die sich im Lagenbau der Serie 3 zu wiederholen scheint. Diese Zyklen repräsentieren möglicherweise die Platznahme einzelner Serie 3 Lagen die aus einem tieferliegendem Schmelzreservoir abstammen, da aufgrund der fehlenden Entwicklung in der Mg#, eine in-situ Entwicklung nahezu ausgeschlossen werden kann. Eine räumlich hochauflösendere Auflösung dieses Aspektes ist aufgrund des hohen Alterationsgrades hier leider nicht möglich (vgl. Kap.9).

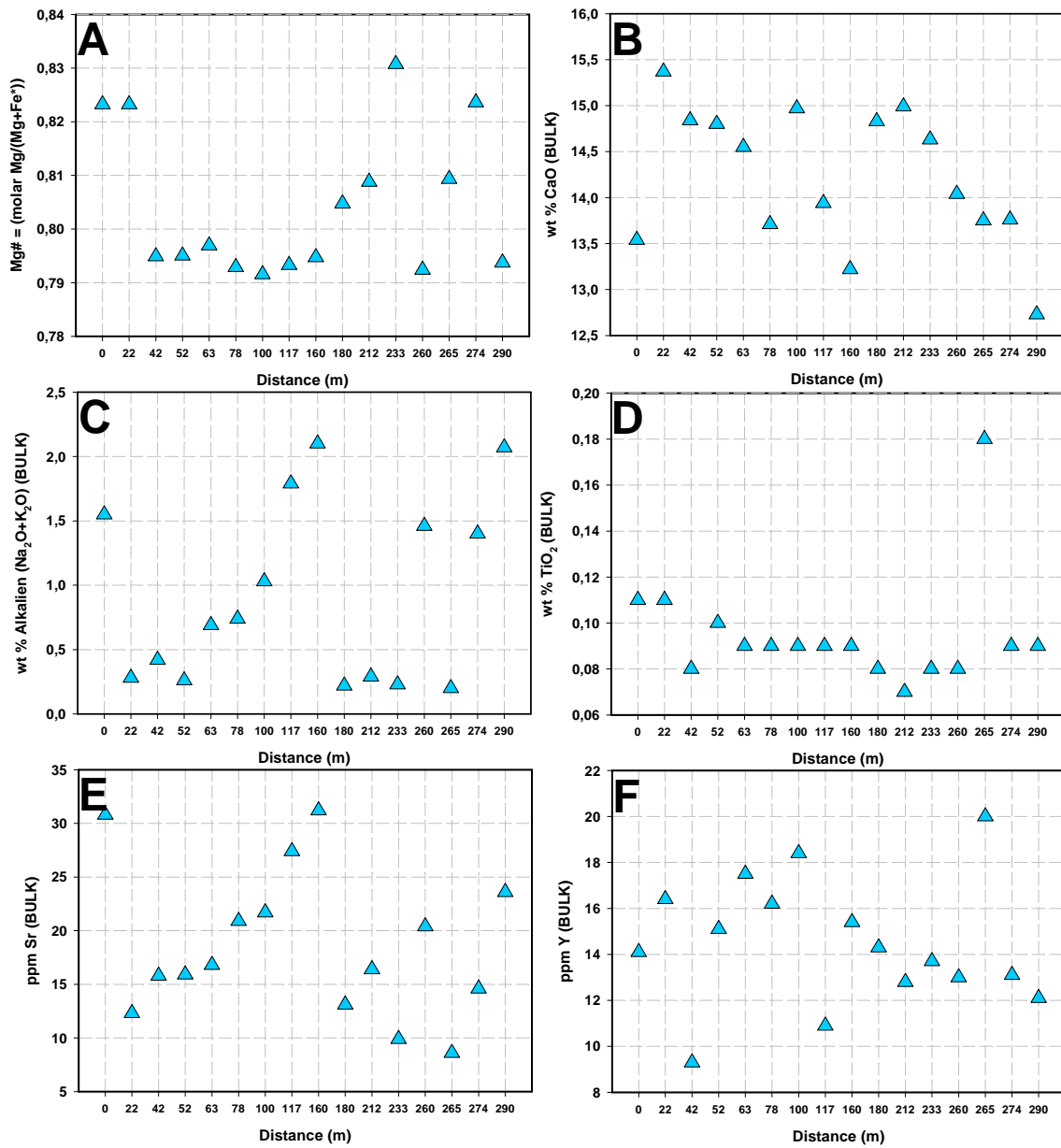


Abb. 10.9A bis F: Oxidvariationsdiagramme für die Probenreihe in den Serie 3 Gabbroen im Bear Creek Pluton. Diskussion im Text. Hauptelemente in Gewichtsprozent (wt%), Spurenelemente in ppm.

10.7 Zusammenfassung und Interpretation

Mit Ausnahme des Metagabbros zeigen die analysierten Proben eine nahezu komplette, scheinbar kogenetische Differentiationsabfolge, ausgehend von Pyroxenit über Gabbroen bis hin zu Amphibolgabbros, Doleriten und plagiogranitischen Gesteinen.

Die Kumulate, insbesondere die Gabbros, sind gekennzeichnet durch sehr niedere Gehalte an Na_2O , SiO_2 , sowie eine in ihrer Entwicklung recht begrenzte Spannbreite in der Mg# von 89 bis 71, vergleichbar der Mg# ihrer Klinopyroxene (s. Kap.9.3.2). Ausgehend von den Serie 1 Pyroxeniten, die mit den primitivsten Proben der Serie 2 Gabbroonorite überlappen, zeigt sich eine kontinuierliche Entwicklung bis hin zu den Serie 3 Gabbroonoriten, die wie im vorherigen Kapitel auch bei der Gesamtgesteinschemie die evolvierteste Serie ausbilden. Auch hier kann nicht exakt zwischen den einzelnen Serien getrennt werden, vielmehr ergibt sich das Bild eines zusammenhängenden Differentiationstrends, der auf eine gemeinsame Sequenz bzw. Abstammung hinweist. Allerdings bestätigt sich auch hier die Seriengliederung insofern, als dass die Serie 3 die evolvierteste Gabbrophase ausbildet und somit eine relative Spätphase darstellt.

Die Olivin-Gabbroonorite zeigen sich in den Oxid-Variationsdiagrammen konsistent mit den Serie 1 Pyroxeniten. Lediglich durch ihre hohen Gehalte an Nickel (489 ppm) und Chrom (~ 1567 ppm) bei einer Mg# von 84, grenzen sie sich von den meisten Pyroxeniten (Mg# 84 = Ni: 175 ppm, Cr: 1011 ppm s. Tab.A4.2-1), wie auch von allen Gabbros ab, womit sich ein Einfluss einer xenokristischen Komponente (Mantelolivin) auch im Gesamtgestein aufzeigt.

Hinsichtlich seines Hauptelementchemismus, vor allem im Gehalt an Alkalien, TiO_2 , Cr_2O_3 und seiner Entwicklung in der Mg#, grenzt sich der neoproterozoische Metagabbro deutlich von den Gabbros der Serien 1 bis 3 ab. Zusammen mit den Ergebnissen der Petrografie und der Mineralchemie (vgl. Kap.4-6-9) ergibt sich für den Metagabbro das Bild eines metamorph überprägten Ferrogabbros.

Bei den Doleriten hingegen lässt sich geochemisch nicht zwischen den neoproterozoischen und den Serie 2 Doleriten differenzieren. Bei den Trinity Doleriten handelt es sich um eine kaliumarme kalk-alkali Serie, mit teils basaltischen Andesiten bis hin zu Boniniten. Recht niedrig ist Fe_2O_3 (total), was auf eine durchgehende Magnetit Fraktionierung in einem kalk-alkalinen Trend hindeutet. Die sehr breite Zusammensetzung der Dolerite von Boninite über Andesite bis hin zu Al- und MgO reichen Andesiten, lässt auf ein komplexes tektonisches Bildungsmilieu der Dolerite schließen.

Im Vergleich zu N-MORB fällt bei den Doleriten ein leicht erhöhter SiO_2 Gehalt auf, sowie erniedrigte Werte der HFSE (TiO_2 , Y). Kushiro (1969) erklärt die im Vergleich zu (trockenen) Tholeiiten SiO_2 -reicher ausgebildeten kalk-alkali Serien mit dem Vorhandensein von

Wasser in der Schmelze, von z.T. sogar wassergesättigten Schmelzen. Die im Vergleich zu N-MORB niedrigeren Gehalten an Yttrium von 10 bis 35 ppm (Abb.10.4.D, vgl. N-MORB > 30 ppm), geben erste Hinweise auf eine verarmte Mantelquelle für die Dolerite. Die Gabbros geben gleichfalls Hinweise auf wasserreiches Environment und zusammen mit den Ergebnissen der Dolerite und den Ergebnissen der Mineralchemie (Kap.9), deutet vieles auf ein subduktionsbezogenes Umfeld eines möglichen Inselbogensystems als Ursprung der Trinity Schmelzen.

Gegen die Bildung der Plagiogranite als Endprodukt normaler Differentiationsprozesse spricht die große Lücke im SiO₂ Gehalt zwischen den Kumulaten (einschl. der Dolerite) und den Plagiograniten. Somit bietet sich für die Trinity Plagiogranite eine Bildung als partielle Aufschmelzprodukte hydratisierter Gabbros an.

Die Ergebnisse der Profiltraverse innerhalb der Serie 3 Gabbronorite lassen aufgrund einer fehlenden Entwicklung in der Mg# eine in-situ Entwicklung nahezu ausschließen und sprechen somit für ein in der Abbildung 8.50. im Kapitel 8 angedeutetes Modell eines in der Tiefe liegenden Schmelzreservoirs, welches die weiter oberhalb liegenden Plutone zum Teil kontinuierlich mit Schmelze füttert.

11 Spurenelementchemie

11.1 Gesamtgesteinschemie

Im folgenden Unterkapitel 11.1 werden die Proben der intrusiven Serien untereinander und miteinander hinsichtlich ihrer Konzentration an Spurenelemente (REE, HFSE, LILE) im Gesamtgestein („*bulk rock*“) beschrieben und verglichen. Wie in den Diagrammen der vorigen Kapiteln geben die Symbole Hinweise auf die Lokation (Pluton) der Proben. Im Hinblick auf eine bessere Vergleichsmöglichkeit der Proben unter- und miteinander, wurde auf die Farbzweisung der einzelnen Serien in diesem Kapitel verzichtet. Insgesamt wurden 29 Proben aus den Serien 1 bis 3 chemisch aufgeschlossen, sowie 4 Blindproben und 3 internationale Standards. Die gemessenen Konzentrationen finden sich nach Serien sortiert im Anhang A5 in der Tab.A5.1-1, die Konzentrationen der Standards und Blindproben in der Tab.A5.1-2.

11.1.1 Probenaufbereitung und Messung

Von den analysenfein gemahlten und getrockneten Proben (s. Kap.10.1), sowie von den internationalen Standards wurden jeweils 200 mg in die Teflongefäße der Druckbombe eingewogen. Nach dem Einwiegen erfolgte das Aufschließen nach der HF/Perchlor Methode, die nachfolgend kurz beschrieben wird.

Den Proben wird jeweils 3 ml 23 mol l⁻¹ Flußsäure (HF, Suprapur) und 12 ml l⁻¹ Perchlorsäure (HClO₄, Suprapur) hinzugegeben. Anschließend werden die Gefäßdeckel aufgesetzt und die geschlossenen Behälter in einem 6-fach Rondell Druckdicht verschraubt. Nach Verbleib von 16 Stunden in einem Ofen bei einer Temperatur von 180°C werden die Behältnisse an der Luft abgekühlt. Das Kondensat an den Deckeln wird mit Reinstwasser in das Gefäß abgespült. Im Anschluss werden die Proben im offenen Behälter auf einer mit 180°C temperierten Heizplatte evaporiert. Nach der erfolgten Evaporation wird den Proben jeweils 4 ml 10 mol l⁻¹ Salzsäure (HCl, Suprapur) hinzugefügt und bei 160°C im offenem Behältnis abgeraucht. Im letzten Schritt wird den Proben wiederum 4 ml 10 mol l⁻¹ Salzsäure (HCl, Suprapur) zugegeben und die geschlossenen Behältnisse 2 Stunden bei 130°C im Ofen gehalten. Nach Abkühlung wird im offenen Behältnis bei 160°C auf der Heizplatte nochmals evaporiert. Die so aufgeschlossenen Proben werden nachfolgend mit 2 ml 10 mol l⁻¹ Salpetersäure (HNO₃, Suprapur) und 10 ml Reinstwasser aufgezo-gen und in ein Sarstedt Gefäß überführt. Durch

Zugabe einer 2 prozentigen Salpetersäurenlösung (HNO₃, Suprapur) wird die jeweilige Probe auf eine Endlösung von 50 ml gebracht (Verdünnungsfaktor 250).

Spurenelementkonzentrationen wurden mittels induktiv gekoppeltem Quadrupol Plasma-Massenspektrometer (ICP-MS, Perkin Elmer/Sciex Elan 6000) im ICP-MS Labor des Instituts für Geologie und Mineralogie der Universität zu Köln unter Leitung Dr. H. U. Kasper bestimmt. Um die zu erwartenden Drifteffekte des Instrumentes zu minimieren wurden Rhodium (Rh) und Rhenium (Re) (je 10 ng/ml) als interne Standard gewählt. So wird zu 1 ml der jeweiligen Probe 100 µl Rh-Re Standard hinzugefügt und mit einer 2 prozentigen Salpetersäurenlösung (HNO₃, Suprapur) auf 10 ml Gesamtvolumen aufgefüllt. Für jeden Messtag wurde der interne Standard neu zusammengestellt. Mittels zwei Standardlösungen wurde das Instrument kalibriert. Diese Kalibrierungslösungen wurden aus hochreinen Monoelement ICP-MS Standardlösungen erstellt (Merck, High Purity Standards; Perkin Elmer, Spex). Nach 4 bis 6 gemessenen Proben wurde das Gerät jeweils wieder neu kalibriert. Die analytische Genauigkeit der Messungen wurde in regulären Intervallen durch zertifizierte Standards gewährleistet, die eine Zusammensetzung vergleichbar den gemessenen Proben aufweisen (Dulski, 2001). Folgende Standards wurden dazu ausgewählt: JGB-2 (Gabbonorit) für die Gabbros, JA_2 (Andesit) für die Dolerite und NIM-G (Granit) für die Plagiogranite.

11.1.2 Seltene Erden Muster

11.1.2.1 Kumulate

In der Abbildung 11.1. gezeigt sind die Elementgehalte (C1-normiert nach Sun and McDonough, 1989) der Serie 1 Pyroxenite sowie des Wehrlits (TR_20) aus der Mantel-Krusten Übergangszone. In rot für die primitivste Probe (geringste Elementkonzentration) zusätzlich in die Abbildung (11.1.) eingetragen ist eine Basislinie nach dem Ansatz von Pearce et al. (1984). Für die leichten Seltenen Erden (LREE) insbesondere für Lanthan, Cer und Praseodym wurde die Basislinie durch die Elemente Cer und Neodym gelegt, da sich aus den Ergebnissen eines Abgleichs zwischen der Gesamtgesteins- und der Mineralchemie (Kap.11.3.3) für die Elemente Lanthan und Praseodym im Gesamtgestein erhöhte Konzentrationen ergaben, wohingegen sich die Elementgehalte von Cer und Neodym konsistent zeigten. Gleiches gilt für die schweren Seltenen Erden (HREE), so dass diese Elemente ebenfalls die Basis der Linie bilden. Hinsichtlich des Elements Europium wurde die Basislinie zwischen Samarium und Gadolinium grafisch interpoliert. Nach demselben Prinzip wurden für die jeweils primitivsten Kumulate ein jeder Serie in der Abbildung 11.2.A-C eine Basislinie (rot) gezogen. Ausgehend von diesen Basislinien lassen

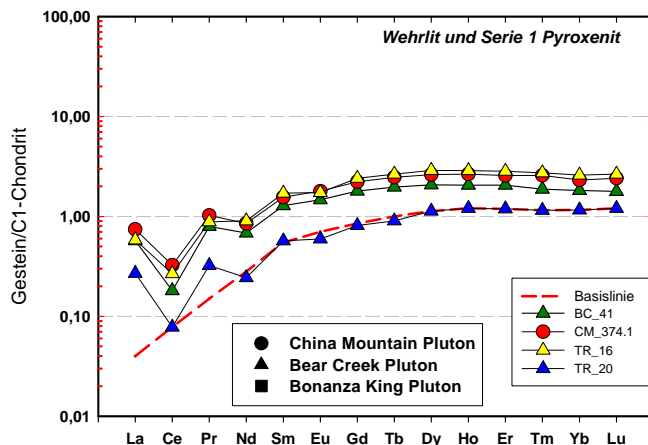


Abb. 11.1. Seltene Erdgehalte (C1-normiert nach Sun and McDonough, 1989) der Wehrlite und Serie 1 Pyroxenite. In rot ist eine Basislinie nach dem Ansatz von Pearce et al. (1984) für die primitivste Probe eingetragen.

Ce_n/Sm_n , Nd_n/Lu_n und Gd_n/Yb_n ($n = C1$ Normierung nach Sun and McDonough, 1989). In der Tabelle 11.1. ist die Spannbreite der obigen Elementverhältnisse für jede Serie einschließlich des Eu/Eu^* Verhältnisses (definiert durch $Eu/Eu^* = Eu_n / [\sqrt{Sm_n * Gd_n}]$; wobei $n = C1$ -Normierung nach Sun and McDonough, 1989) eingetragen. Wie in den Abbildungen 11.1.; 11.2. und 11.3.

Lithologie:	Ce/Sm N	Nd/Lu N	Gd/Yb N	Eu/Eu*
Wehrlit	0,14	0,20	0,70	0,88
Serie 1 Pyroxenit	0,16-0,21	0,34-0,38	0,93-0,98	0,86-0,97
Serie 1 Gabbro	0,2-0,32	0,39-0,51	0,79-0,88	1,69-2,14
Serie 2 Gabbronorit	0,15-0,29	0,35-0,4	0,77-0,98	1,07-1,42
Serie 2 Gabbro	0,54	0,66	1,00	0,90
Serie 2 Amphibolgabbro	0,62	0,61	0,87	0,74
Serie 3 Gabbronorit	0,2-0,35	0,25-0,49	0,67-0,82	1,78-2,52
Plagiogranite	0,4-0,54	0,23-0,78	0,69-1,03	0,47-0,95
Dolerite	0,34-0,52	0,52-0,7	0,87-1,02	0,87-1,01
Dolerit BC_212	0,92	1,05	1,08	0,76
Olivin-Gabbronorit	0,18	0,33	0,87	1,11
Metagabbro	0,84	1,32	1,30	0,90

Tab. 11.1. Spannbreite ausgesuchter Elementverhältnisse ($Eu/Eu^* = Eu_n / [\sqrt{Sm_n * Gd_n}]$ wobei $N = C1$ -normiert nach Sun and McDonough, 1989) der beprobten Lithologien. Diskussion im Text.

Erden, bleibt jedoch mit Elementgehalten zwischen 1 und 10 (C1-normiert) begrenzt. Das breiteste Spektrum mit Elementgehalten für die HREEs zwischen 2 und 10, nahezu den Gesamtbereich abdeckend, zeigen die Serie 2 Gesteine. Der Olivin-Gabbronorit (Abb.11.2.F) fügt sich anhand seines Musters wie auch hinsichtlich seiner Elementgehalte in die Serie 1 Pyroxenite ein.

sich die in den Kumulaten auftretenden Anomalien am offensichtlichsten erkennen und diskutieren.

Allen Kumulaten (Wehrlite, Pyroxenite, Gabbros s. Abb.11.1.; 11.2. und 11.3.) gemeinsam ist eine positive Steigung (konvexes Muster) mit einer Verarmung seitens der leichten Seltenen Erden (LREE). Dies zeigt sich klar anhand ihrer Elementverhältnisse von <1 für

ersichtlich, nimmt die Konzentration der Spurenelementgehalte ausgehend von den Wehrliten über die Pyroxenite bis hin zum Amphibolgabbro zu. Die gesamte Spannbreite, z.B. für die schweren Seltenen

Innerhalb der Serien 1 bis 3 grenzen sich nur die Serie 2 Gabbros und die Serie 2 Amphibolgabbros aufgrund einer z.T. deutlich geringeren positiven Steigung im Bereich der LREEs ab (11.2.B+C). So muss bei den Serie 2 Gesteinen in der Abbildung 11.2.B zwischen den Gabbronoriten, repräsentiert durch die Proben TR_28.2, CM_390, CM_377, den Gabbros

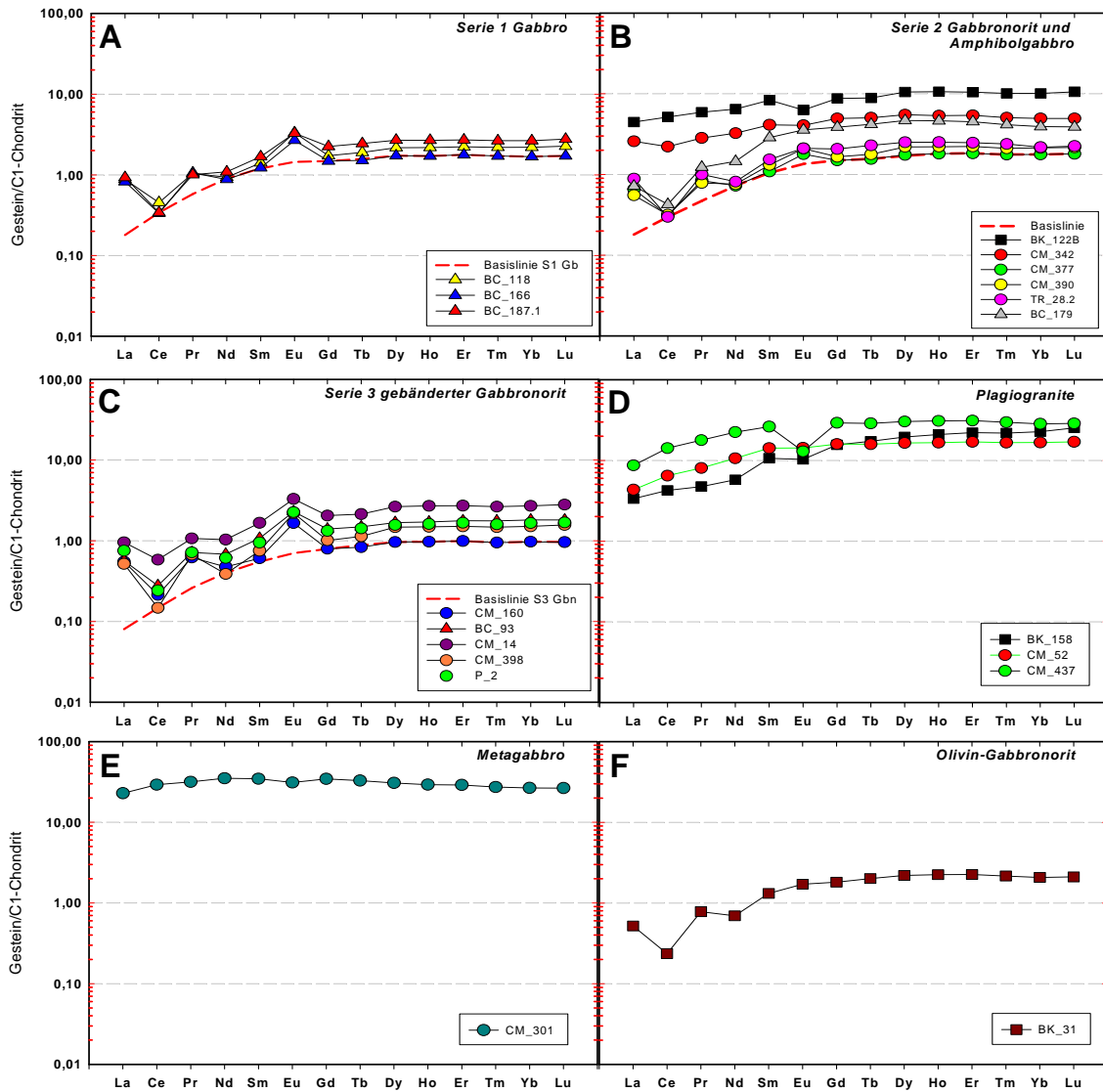


Abb. 11.2. Seltene Erdgehalte (C1-normiert nach Sun and McDonough, 1989) A) Serie 1 Gabbro; B) Serie 2 Gabbronorit bis Amphibolgabbro; C) Serie 3 Gabbronorit; D) Plagiogranit; E) Metagabbro CM_301 und F) Olivin-Gabbronorit BK_31. Für die Kumulate A-C ist in rot eine Basislinie nach dem Ansatz von Pearce et al. (1984) eingetragen.

CM_342 und BC_179 und dem Amphibolgabbro BK_122B differenziert werden. Deshalb wurde diese Differenzierung auch in der Tabelle 11.1. übernommen. Die flachere Steigung drückt sich durch höhere Verhältnisse in den Elementpaaren Ce_n/Sm_n und Nd_n/Lu_n von jeweils 0,5 - 0,6 im Vergleich zu 0,2 respektive 0,3 bei den Gabbronoriten aus (s. Tab.11.1.). Ein anderes Muster weist der neoproterozoische Metagabbro auf (Abb.11.2.E). So besitzt er gegenüber den Serie 1

bis 3 Kumulaten deutlich höhere Elementverhältnisse von 0,8 und 1,3 für Ce_n/Sm_n und Nd_n/Lu_n , was sich auch in seinem nahezu horizontalen Verlauf seines Musters zeigt. Weiter grenzt sich der

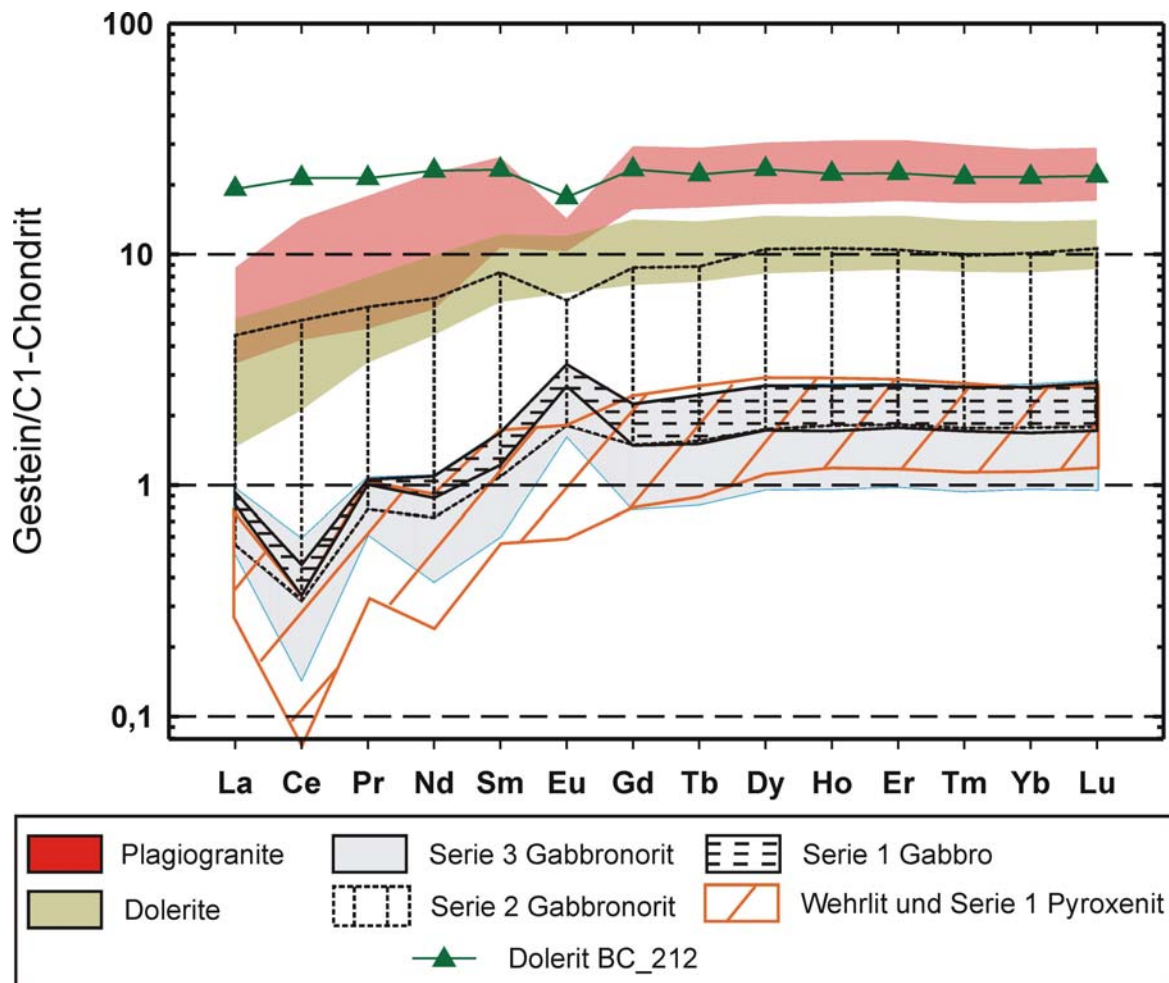


Abb. 11.3. Spannbreite der Seltenen Erdgehalte (C1-normiert nach Sun and McDonough, 1989) aller Serien.

Metagabbro durch seine vielfach höheren Elementkonzentrationen zwischen 20 und 30 fach Chondritisch deutlich von den Serie 1 bis 3 Kumulaten wie auch von den Doleriten (Abb.11.4.) ab.

Für die Elemente Lanthan und Praseodym zeigen nahezu alle Kumulate der Serien 1 bis 3, einschließlich dem Olivin-Gabbronorit, im Vergleich mit der Basislinie deutlich höhere Konzentrationen und somit eine positive Anomalie. Als Ausnahme zeigt sich der Serie 2 Gabbro CM_342 der lediglich nur eine vergleichsweise schwach positive Anomalie für das Element Lanthan aufweist, sowie der Amphibolgabbro BK_122B, der für beide Elemente keinerlei Anomalie mehr aufweist (Abb.11.2.B).

Für Europium zeigen alle Serie 1 Gabbros sowie alle Serie 2 und 3 Gabbronorite eine stark positive Anomalie. Die stärkste Europium Anomalie ist in den Serie 1 Gabbros mit einem Eu/Eu^* Verhältnis von 1,7 bis 2,1 und in den Serie 3 Gabbronoriten mit einem Eu/Eu^* Verhältnis von 1,8 bis 2,5 ausgebildet (s. Tab.11.1.). Der Serie 2 Gabbro BC_179 hingegen zeigt keine Anomalie, der Gabbro CM_342 besitzt wie der Amphibolgabbro BK_122B nunmehr eine negative Europium Anomalie mit Eu/Eu^* Verhältnissen von 0,9 respektive 0,7 (Tab.11.1.). Diese Entwicklung hin zu einer negativen Anomalie bei gleichzeitig höheren Elementkonzentrationen ist ebenfalls gut aus der Abbildung 11.3. ersichtlich. Ferner zeigt der neoproterozoische Metagabbro eine negative Europium Anomalie (Abb.11.2.E). Mit einem Eu/Eu^* Verhältnis von 1,1 weist der Olivin-Gabbronorit eine schwach positive Anomalie (Abb.11.1.F). Der Wehrlit und die Pyroxenite zeigen keine, oder eine schwach negative Anomalie für das Element Europium (Abb.11.1.).

11.1.2.2 Vergleich mit Fremddaten - Kumulate

Bei einem Vergleich mit Kumulat des Trinity Komplexes aus der Literatur (Gabbros und Pyroxenite in der Abb.A5.2.B-E im Anhang A5) fallen kongruente Konzentrationen und Muster zu den eigenen Proben auf. Auch bei den Fremddaten lassen sich grob zwei Trends feststellen, Gabbros mit einer starken Verarmung seitens der leichten Seltenen Erden, bei generell recht niederen Elementkonzentrationen und Gabbros mit einer nur schwach positiven Steigung für die leichten Seltenen Erden und Elementkonzentrationen >5 fach chondritischen Gehalten (wie in dem eigenen Serie 2 Gabbro und Amphibolgabbro vgl. Abb.11.2.B). Letztere stammen bei den Daten von Metcalf et al. (2000) und Willse (1999) in den Abbildungen A5.2.B und D aus dem Bonanza King Pluton (Quadrat als Symbol) und werden als Gabbros bzw. Hornblende Gabbros beschrieben (Metcalf et al., 2000; Willse, 1999). Sie stammen vorwiegend aus strukturell hohen Bereichen des Plutons, rund um die Straße, die zum Bonanza King Lookout führt (eine Liste über die Rechts- und Hochwerte der Probenlokationen findet sich im Anhang bei Willse, 1999). Sie werden hier den Serie 2 Amphibolgabbros zugeordnet. Vergleichbare Gehalte zeigen auch die isotropen Gabbros von Gruau et al. (1995) aus dem Castle Lake Pluton, der pegmatitische Gabbro PGB sowie der isotrope Gabbro TR64 von Brouxel and Lapierre (1988). Die Gabbros aus dem Craggy Peak Pluton (Abb.A5.2.B; Metcalf et al., 2000) plotten zwischen den obigen (hier: Amphibolgabbros) und den stärker verarmten Gabbros aus dem Bear Creek Pluton (Abb.A5.2.B-C, Daten: Gruau et al., 1991; Metcalf et al., 2000; Toad- und Porcupine Lake, Lokationen nicht näher angegeben). Während die Gabbros vom Craggy Peak (Metcalf et al., 2000) von ihren Mustern und Konzentrationen stark den Serie 2 Gabbros ähneln, zeigen die

Daten aus dem Bear Creek Pluton (Gruau et al., 1991; Metcalf et al., 2000) anhand ihrer geringen Elementkonzentrationen und stark positiven Europium Anomalien eher mit den Serie 1 Gabbros oder den Serie 3 Gabbro-noriten vergleichbare Muster (Abb.11.2.A und C).

11.1.2.3 Dolerite

Die hinsichtlich ihrer Spurenelemente analysierten Dolerite umfassen nicht nur eine relativ breite Spannbreite bezüglich ihrer Mg# (74-46; s. Tab.A4.2-1), sondern repräsentieren jede in den Doleritgängen aufgeschlossene Orientierung (Streichrichtung BC_212: NW-SE; CM_58C: NE-SW; BK_161: NW-SE; CM_386.1: E-W; BK_42: NW-SE; BK_167.2: N-S). Mit Ausnahme der Probe BC_212 weisen alle Dolerite aus dem China Mountain- und Bonanza King Pluton untereinander konsistente Muster auf mit einer, wie bei den Kumulaten, positiven Steigung

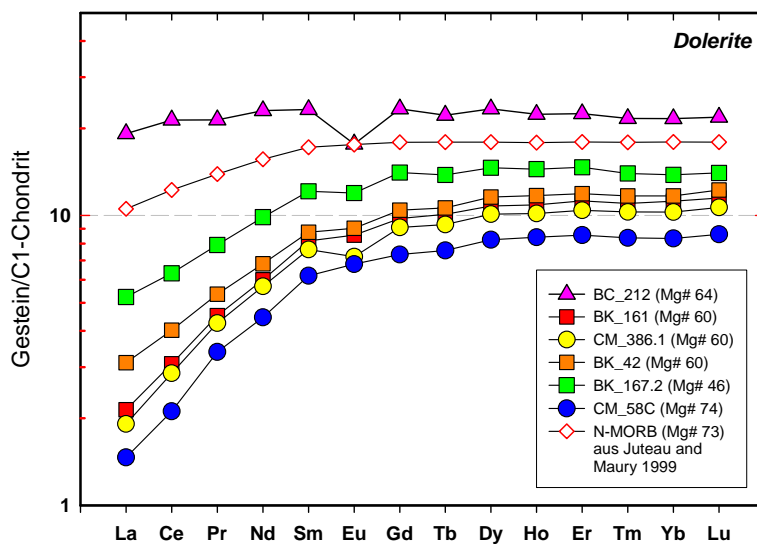


Abb. 11.4. Seltene Erdgehalte (C1-normiert nach Sun and McDonough, 1989) der Dolerite.

aufgrund einer Verarmung seitens der leichten Seltenen Erden (Abb.11.4.). Ihre Elementverhältnisse liegen bei einer den Kumulaten vergleichsweise Spannbreite (s. Tab.11.1.). Die Elementkonzentrationen der Dolerite steigen ausgehend von der primitivsten Probe CM_58C mit einer Mg# von 74 bis zum Dolerit BK_167.2 mit einer Mg# von 46 an (Abb.11.3.; 11.4.). Im Gegensatz zu den Kumulaten zeigen die Dolerite keine Anomalie für Lanthan und/oder Praseodym. Für Europium besitzen nur die Proben CM_386.1, BK_42 und BK_167.2 eine leicht negative Abweichung in ihren Mustern. Die Eu/Eu* Verhältnisse liegen für den Dolerit CM_58C bei 1, für BK_161 und BK_42 bei 0,96 bzw. 0,95, für BK_167.2 bei 0,92 und für die Probe CM_386.1. bei 0,87.

Mit Elementkonzentrationen von über 10-fach chondritischen Gehalten für alle Seltenen Erden grenzt sich die Probe BC_212 markant von den obig beschriebenen Doleriten ab (Abb.11.3.; 11.4.). Auch in seinem Muster zeigt er nicht mehr die für die übrigen Dolerite und

Kumulative typische Verarmung seitens der leichten Seltenen Erden (Abb.11.4.). Mit Ausnahme einer deutlich negativen Anomalie für Europium ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,76$) weist der Dolerit nahezu konstante Elementverhältnisse auf (s. Tab.11.1.).

Zum Vergleich ist in der Abbildung 11.4. ein typischer MOR-Basalt (N-MORB aus Juteau and Maury, 1999) mit in das Diagramm eingetragen. Alle Dolerite, mit Ausnahme BC_212, weisen bei einem vergleichbaren Muster generell geringere Elementgehalte als der N-MORB auf.

11.1.2.4 Vergleich mit Fremddaten - Dolerite

Bei den Trinity Vulkaniten (Dolerite) aus der Literatur in der Abbildung A5.2.G bis I lassen sich zwei Trends unterscheiden. Der erste Trend entspricht dem der Mehrzahl der eigenen Daten, sowie allen Doleriten von Metcalf et al. (2000) und ist gekennzeichnet durch eine positive Steigung mit einer starken Verarmung seitens der leichten Seltenen Erden. Mit Ausnahme der Probe 978-8 weisen auch alle Dolerite von Willse (1999) diesen Trend auf (A5.2.H). Der zweite Trend weist nunmehr keine oder eine negative Steigung auf und ist vergleichbar, oder extremer ausgebildet, als das Muster des Dolerits BC_212. Vor allem in den Copley und Lovers Leap Vulkaniten (Brouxel et al., 1988) ist dieser Trend dominant. Solch ein Muster in Kombination mit einer negativen Europium Anomalie ist ein typisches Kennzeichen für die Copley „*high Mg Andesites*“ (Brouxel et al., 1987; Brouxel and Lapierre, 1988; Brouxel et al., 1988). So kann der eigene Dolerit BC_212 (Abb.11.3.) unter Vorbehalt der Copley Suite zugerechnet werden.

11.1.2.5 Plagiogranite

Auch die Plagiogranite zeigen aufgrund einer Verarmung in den Gehalten der leichten Seltenen Erden eine positive Steigung in ihrem Spurenelementmuster (Abb.11.2.D; 11.3.). Bei Elementgehalten zwischen 3 und 30-fach chondritischen Konzentrationen besitzen sie die höchsten Gehalte aller beprobten paläozoischen Gesteine (Abb.11.3.). Mit Eu/Eu^* Verhältnissen zwischen 0,5 und 0,9 weisen alle eine negative Anomalie für Europium auf (s. Tab.11.1.; Abb.11.2.D).

11.1.2.6 Vergleich mit Fremddaten - Plagiogranite

Bei den externen Daten der Plagiogranite fällt nur die Probe TOAD29 (Gruau et al., 1991) durch eine stark negative Steigung auf (Abb.A5.2.C), wie sie sich sonst nur vergleichbar in

den Copley und Lovers Leap Vulkaniten (Brouxel et al., 1987; Brouxel et al., 1988) findet. Bei den Plagiograniten aus dem Bonanza King (Abb.A5.2.F; Willse, 1999) weisen die Proben 977-7 und 978-45 den eigenen Proben kongruente Muster und Steigungen, einschließlich einer negativen Europium Anomalie auf. Die zwei weiteren Proben 978-47 und 978-54 grenzen sich von den eigenen Daten durch ein anderes Muster, niederen Elementkonzentrationen (v.a. für die MREE und HREEs) und einer positiven Europium Anomalie ab.

11.1.3 Erweiterte Diagramme

Um weitere Aussagen über die Petrogenese der intrusiven Serien einschließlich ihres Herkunftsmilieus machen zu können wurden zwei weitere Elementgruppen, die „*Large-Ion-Lithophile-Elements*“ kurz LILE und die „*High-Field-Strength-Elements*“ kurz HFSE, in der Abbildungen 11.5. für die Dolerite ergänzt. Zur ersteren Gruppe werden die fluidmobilen Elemente K, Na, Rb, Cs, U, Pb, Ba, Sr und zum Teil auch Th gezählt, die letztere umfasst die Elemente Nb, Ta, Zr, Hf, Ti und Y. Erweiterte Diagramme für die Kumulate und Plagiogranite werden hier nicht weiter diskutiert. Die Diagramme sind im Anhang A5.3.A-F für den interessierten Leser ersichtlich.

11.1.3.1 Dolerite

Während in der Abbildung 11.5. der Dolerit BC_212 für nahezu alle aufgetragenen Elemente (Ausnahme Ti 0,7 und Nb 0,9 fach MORB) im Vergleich zu MORB (MORB

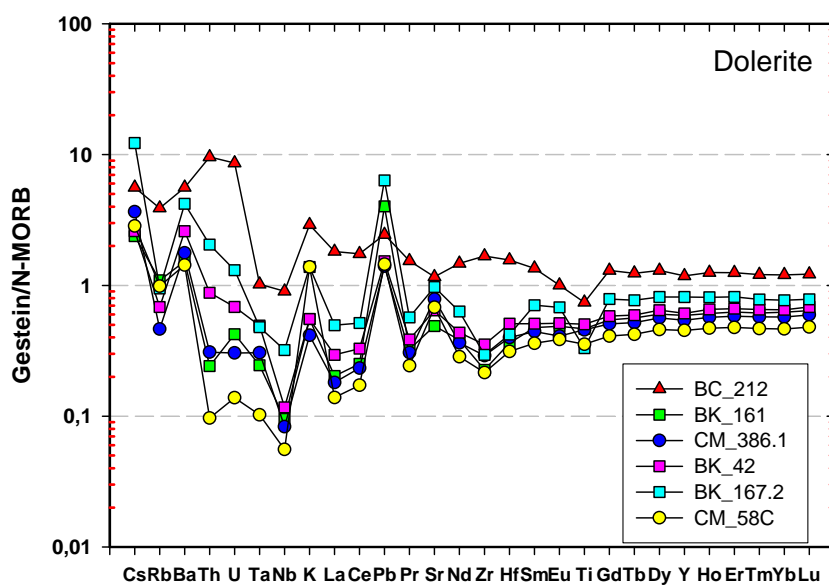


Abb. 11.5. Elementkonzentrationen (N-MORB normiert nach Sun and McDonough, 1989) der Dolerite.

Normierung nach Sun and McDonough, 1989) höhere Gehalte aufweist, zeigen die typischen Dolerite nur eine Anreicherung in einigen der LIL-Elemente wie Cs (2-10,5 fach MORB), Ba (1,5-5 fach MORB), Th (2 fach MORB in Probe BK_167.2), Pb

(1,3-6 fach MORB) und U (1,3 fach MORB nur in Probe BK_167.2) gegenüber MORB. Für andere LIL-Elemente wie Sr, U, Rb, Th und K besitzen die Dolerite zumeist Gehalte von deutlich unter einer 1-fachen MORB Zusammensetzung. Auch fällt neben den verarmten Seltenen Erden vor allem die zum Teil sehr niederen Konzentrationen ihrer HFS-Elemente auf. Alle diese Elemente sind im absoluten Vergleich zu MORB stark verarmt, besonders die Elemente Nb und Ta, die in der primitivsten Probe (CM_58C) Konzentrationen von unter 0,1-fach MORB aufweisen. Ihre Konzentrationen variieren zwischen 0,05-0,3 fach MORB für Nb, 0,1-0,5 fach MORB für Ta, 0,2-0,35 fach MORB für Zr, 0,3-0,5 fach MORB für Hf und 0,45-0,8 fach MORB für Y. Auch bei den Doleriten sind die Elementgehalte der LILEs im Vergleich zu den HFSEs erhöht und die Konzentration von beiden nimmt mit Abnahme der Mg# der Probe zu.

11.2 Mineralchemie

11.2.1 Probenaufbereitung und Messung

Die Spurenelementkonzentrationen in den Mineralen Klinopyroxen, Orthopyroxen, Plagioklas und Amphibol an 19 Proben wurden mittels „*Laser-Ablation-Inductively-Coupled-Mass-Spectrometry*“ (LA-ICP-MS) an der Universität Frankfurt unter Leitung von Dr. M. Seitz bestimmt. Dazu wurde von den Proben der Serien 1 (einschließlich Wehrlit) bis 4, die jeweils unaltertesten polierten Dünnschliffe ausgesucht und mithilfe eines Spezialbohrers die zu beprobenden Minerale in dem jeweiligen Schliff markiert. Durch weitere Markierungen wurde eine Art „*Karte*“ auf dem Schliff erstellt und anschließend eingescannt und ausgedruckt. Dies gewährleistete während der Messkampagne ein schnelles Auffinden der zu beprobenden Minerale sowie die Zuordnung des Mineralen zu den mittels Elektronenstrahlsonde analysierten Hauptelementen.

Gemessen wurden die Proben an einem gepulsten Nd-YAG Laser (213 nm) „*Laser New Wave UP 213*“ in Kombination mit einem „*Element 2 (Finnigan)*“ Massenspektrometer. Für die Pyroxene und den Amphibol wurde ein Strahldurchmesser von 60 μm gewählt, für den Plagioklas 80 μm . Die Energie des Laser betrug 14,7 Jcm^{-2} . Bei einer Messzeit von 60 sek. wurden Profillinien von 60 bis 200 μm bei Pyroxenen und Amphibolen abgefahren, bei Plagioklas mussten die Profillinien um ein „Durchschießen“ der Körner zu verhindern auf bis zu 400 μm verlängert werden. Das stellt ein analytisches Handikap dar, weshalb keine Randmessungen in den Plagioklasen vorgenommen werden konnten. Für die Kalibration wurde das Referenzglas NIST 612 (Pearce et al., 1997) und für den internen Standard wurde auf den BIR-1 (USGS)

zurückgegriffen. Die Ergebnisse wurden mit dem Programm Glitter[®] 4.0. anhand des „Drift-Background“ korrigierten Si-Verhältnisses des beprobten Mineralen berechnet, unter der Angabe des SiO₂ Gehaltes des jeweiligen Mineralkornes (bestimmt durch eine vorherige Mikrosondenanalyse). Wenn möglich (Alterationsabhängig) wurden pro Dünnschliff mehrere Pyroxene, Amphibole und Plagioklase analysiert. Bei den Klinopyroxenen wurde sowohl im Kernbereich wie auch im Randbereich gemessen. Die Ergebnisse der Mineralanalysen finden sich im Anhang A5 in der Tabelle A5.2-1 und die gemessenen Standards in der Tabelle A5.2-2.

11.2.2 Seltene Erden Muster

In der Tabelle 11.2. sind wie bei den Gesamtgesteinsanalysen, die Spannbreiten der

Lithologie:	Mineral:	Ce/Sm N	Nd/Lu N	Gd/Yb N	Eu/Eu*
Peridotit	Cpx	0,09	0,53	1,26	0,69
	Opx	0,07	0,03	0,24	0,64
	Plag	1,23	12,57	5,37	11,19
	Amph	X	X	X	X
Wehrlit	Cpx	0,1	0,26	0,81	0,99
	Opx	X	X	0,12	0,99
	Plag	X	X	X	X
	Amph	X	X	X	X
Serie 1 Pyroxenit	Cpx	0,14-0,19	0,32-0,39	0,8-0,84	0,91-1,02
	Opx	X	X	X	X
	Plag	X	X	X	X
	Amph	0,18-0,26	0,35-0,44	0,65-0,87	0,85-1,21
Serie 1 Gabbro	Cpx	X	X	X	X
	Opx	X	X	X	X
	Plag	X	X	X	X
	Amph	0,11-0,2	0,29-0,46	0,62-0,95	0,19-0,7
Serie 2 Gabbronorit	Cpx	0,07-0,13	0,27-0,36	0,82-0,94	0,9-1,01
	Opx	X	X	X	X
	Plag	0,7-1,56	1,29-4,4	2,64-3,53	10-11,9
	Amph	0,07-0,2	0,27-0,46	0,61-0,99	0,5-1,2
Serie 3 Gabbronorit	Cpx	0,08-0,21	0,28-0,41	0,85-0,95	0,88-1,02
	Opx	0,08-0,34	0,02	0,11-0,13	0,86-1,99
	Plag	0,54-1,8	2,4-5	2,16-4,64	7,76-14
	Amph	0,23	0,33	0,66	0,9-1,2
Serie 4 Gabbronorit	Cpx	0,15	0,32	0,83	1,02
	Opx	0,11	0,02	0,2	0,96
	Plag	0,37	3,5	1,07	14,4
	Amph	0,22	0,42	0,82	0,8

Tab. 11.2. Spannbreite ausgesuchter Elementverhältnisse ($Eu/Eu^* = E_{u_n} / [\sqrt{Sm_n \cdot Gd_n}]$ wobei N=C1-normiert nach Sun and McDonough, 1989) der beprobten Minerale. Diskussion im Text.

Elementverhältnisse Ce_n/Sm_n , Nd_n/Lu_n , Gd_n/Yb_n und des Eu/Eu^* Verhältnisses für alle beprobten Minerale eingetragen. Erweiterte Spurenelementdiagramme für die Minerale finden sich im Anhang A5.5-6.

11.2.2.1 Klinopyroxen

In der Abbildung 11.6. A bis C finden sich die aus mehreren beprobten Klinopyroxenen (pro Probe) gemittelten Elementkonzentrationen für die Seltenen Erd-Gehalte in den Kernen (C1-normiert nach Sun and McDonough, 1989). Die Variation in den Elementkonzentrationen von Klinopyroxenen innerhalb einer Probe liegen für die Seltenen Erden überwiegend im Bereich von unter 15% (s. Tab.A5.2-1).

Alle Klinopyroxene sind unabhängig von ihrer Lithologie charakterisiert durch eine starke Verarmung seitens ihrer Gehalte an leichten Seltenen Erden, was sich ferner anhand ihrer Elementverhältnisse von <1 für Ce_n/Sm_n und Nd_n/Lu_n zeigt (s. Tab.11.2.). Ihre Muster verlaufen mit Ausnahme des Lherzolith PA_2b nahezu deckungsgleich. Unterschiede zeigen sich nur in der Höhe ihrer Elementkonzentrationen (vgl. Abb.11.6.A mit B+C). Mit Ausnahme des Lherzoliths (PA_2b) allen Klinopyroxenen gemeinsam, ist der leicht konvexe Buckel im Bereich der MREEs und HREEs

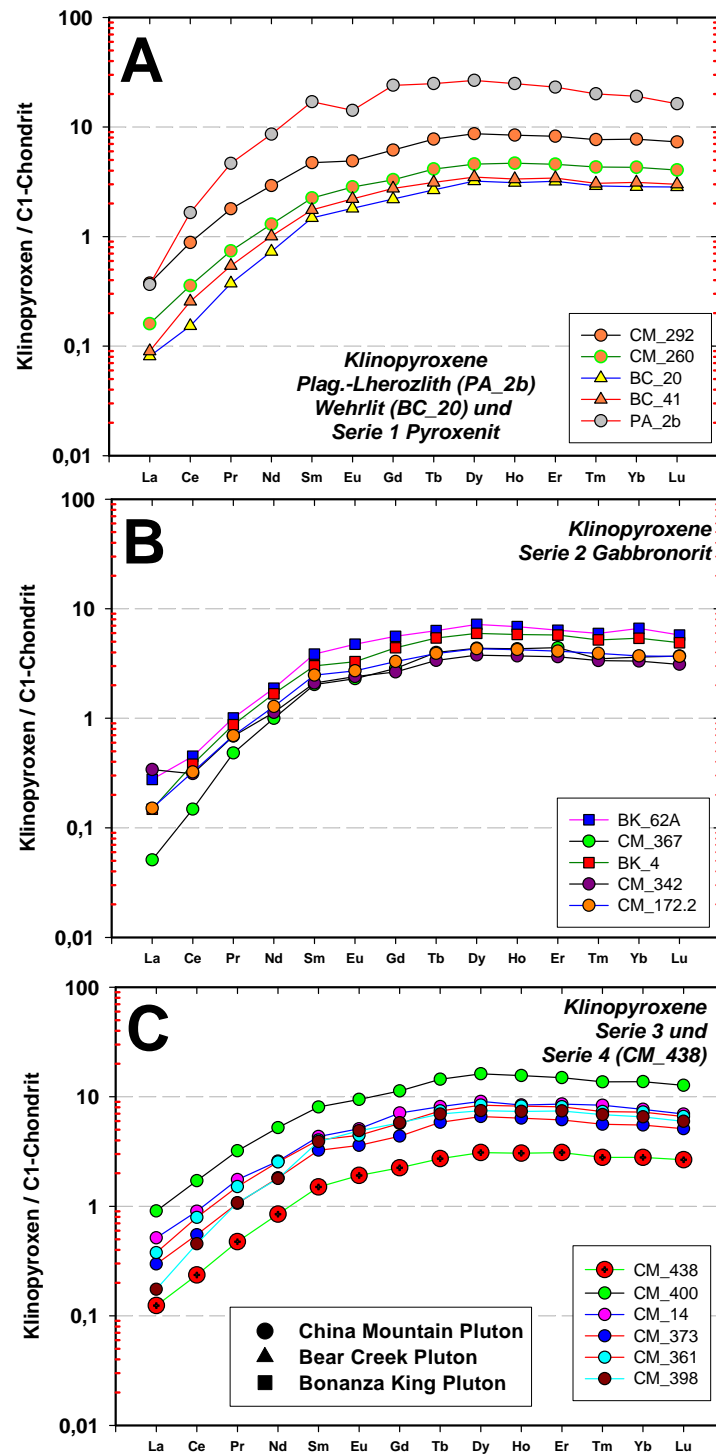


Abb. 11.6. Seltene Erdgehalte (C1-normiert nach Sun and McDonough, 1989) in den Klinopyroxenkernen der A) ultramafischen Lithologien, B) Serie 2 Gabbros und C) Serie 3 und 4 Gabbros.

(Anreicherung in den MREEs relativ zu den HREEs), was sich in Gd_n/Yb_n Verhältnissen von 0,62 bis 0,95 widerspiegelt (s. Tab.11.2.).

Durch seine steilere Steigung in den LREEs (Ce_n/Sm_n : 0,09), den höchsten Elementkonzentrationen in den MREEs und HREEs von allen gemessenen Klinopyroxenen und einem ausgeprägteren Buckel im Bereich der MREEs und HREEs (Gd_n/Yb_n : 1,26) grenzt sich der plagioklasführende Lherzololith PA_2b von den anderen Kumulaten (vgl. Abb.11.6.B und C; Tab.11.2.) ab. Bei den Kumulaten zeigt nur der Serie 2 Klinopyroxen CM_367 einen leichten Ausreißer in seinem Muster aufgrund einer steileren Steigung im Bereich seiner LREEs (Abb.11.6.B).

Auch hinsichtlich des Eu/Eu^* Verhältnisses grenzt sich der plagioklasführende Lherzololith mit einem Eu/Eu^* Verhältnis von 0,7 (Abb.11.6.A) von den Klinopyroxene der Serie 1 bis 4 Kumulate ab, deren Eu/Eu^* Verhältnisse zwischen 0,9 und 1,02 variieren (Tab.11.2.). Die Probe CM_342 (Abb.11.6.B) weist eine vergleichsweise erhöhte Lanthan-Konzentration auf.

11.2.2.2 Orthopyroxen

Beprobt wurden Orthopyroxenkerne aus dem plagioklasführenden Lherzololith PA_2b, dem Wehrlit BC_20 und aus Gabbonoriten der Serie 3 und 4. Orthopyroxene aus Serie 1 und Serie 2 Gesteinen wurden aufgrund fortgeschrittener Alteration (alle Orthopyroxenkörner wiesen eine partielle, teils auch großflächige Alteration entweder im Rand- oder Kernbereich auf) in den ausgewählten Dünnschliffen nicht beprobt. Für den Wehrlit BC_20 konnten aufgrund von Problemen mit dem Massenspektrometer nur die Elemente Neodym bis Lutetium gemessen werden. Für die Elemente La bis Pr wurden Gehalte mit extrem hohen Fehlern generiert, weshalb sie in der Abbildung 11.7.A nicht aufgetragen wurden.

Die Orthopyroxene zeigen alle mit Ausnahme des Elementes Lanthan, untereinander konsistente Muster auf, mit einer starken Verarmung seitens der leichten Seltenen Erden. Ihre Muster sind wie bei den Klinopyroxenen, oder auch in den Gesamtgesteinen, nur zu höheren Elementkonzentrationen hin verschoben (Abb.11.7.A+B). Die nahezu identischen Steigungen der Orthopyroxene (Kumulate) zeigen sich gleichfalls in kongruenten Elementverhältnissen (Tab.11.2.).

Wie auch für die Klinopyroxene besitzt die Probe PA_2b die höchsten Elementgehalte, zum Teil deutlich höher als die der Serie 3 Orthopyroxene (vgl. Abb.11.7.A und B). In allen gemessenen Elementen weist der BC_20 Orthopyroxen mit maximal 1 fach chondritischen Gehalten (bei Yb und Lu) deutlich geringere Gehalte auf als der Lherzolith PA_2b und die Serie 3 und 4 Orthopyroxene (vgl. Abb.11.7.A mit B).

Unterschiede in den Mustern der Kumulate zeigen sich nur durch die vergleichsweise erhöhten Lanthangehalte der Serie 3 Orthopyroxene CM_14 und CM_398. Beide weisen für das

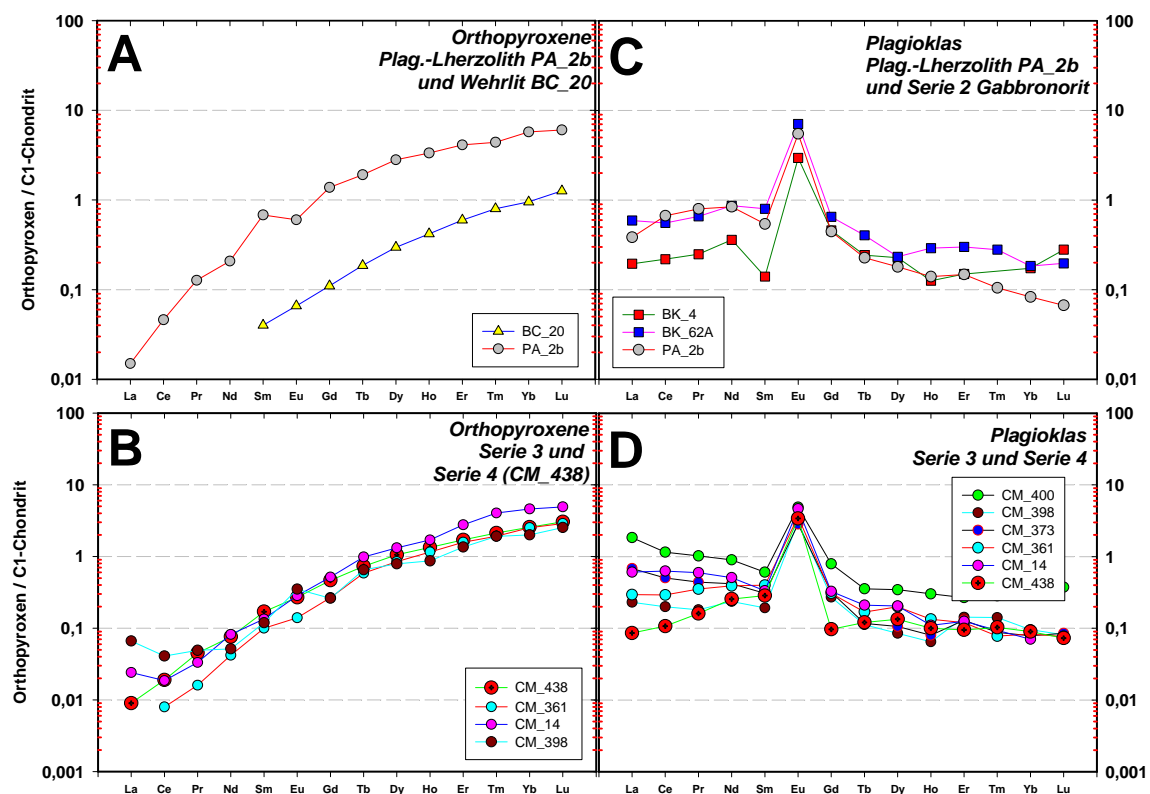


Abb. 11.7. Seltene Erdgehalte (C1-normiert nach Sun and McDonough, 1989) in Orthopyroxenen der A) ultramafischen Lithologien und B) Serie 3 und 4 Gabbros; im Plagioklas des C) Lherzolith und Serie 2 Gabbro und D) im Serie 3 und 4 Gabbro.

Element eine z.T. deutlich höhere Konzentrationen wie für das Nachbarlement Cer auf (Abb.11.7.B). Weiterhin grenzen sich die Proben PA_2b und CM_398 für das Element Europium von den übrigen Mustern und Verhältnissen ab. Während die Orthopyroxene Eu/Eu* Verhältnisse vergleichbar mit den Klinopyroxenen aufweisen (s. Tab.11.2.), zeigt der plagioklasführende Lherzolith (PA_2b) mit einem Eu/Eu* Verhältnis von 0,64 eine deutlich negative Anomalie. Letztere zeigt sich analog mit seiner Anomalie im Klinopyroxen (0,69). Anders der Orthopyroxen des Serie 3 Gabbro (CM_398). Er besitzt mit einem Eu/Eu*

Verhältnis von 1,99 eine stark positive Anomalie für Europium im Orthopyroxen, allerdings weist er keine in seinem koexistierendem Klinopyroxen auf (Tab.11.2).

11.2.2.3 Plagioklas

Die Spurenelementkonzentrationen in den beprobten Plagioklaskernen (Abb.11.7.C-D) zeichnen sich durch eine sehr breite Variabilität hinsichtlich ihrer Gehalte an LREEs, MREEs und HREEs aus, was sich in keinem einheitlichen Muster, wie beispielsweise bei den Pyroxenen, widerspiegelt (vgl. mit Abb.11.6.A-C). Dies zeigt sich neben den stark streuenden Elementverhältnissen (s. Tab.11.2.) besonders im Element Lanthan, welches innerhalb der Serien 3 und 4 um einen Faktor von 23 variiert (Abb.11.7.C). Für die leichten Seltenen Erden lassen sich zwei Trends in der Abbildung 11.7.C und D unterscheiden. Die Mehrheit der Serie 3 Plagioklase weist für die Elemente La bis Sm eine negative Steigung auf, wohingegen alle Serie 2 Plagioklase sowie zwei der Serie 3, der Plagioklas PA_2b (Lherzolith) und der Serie 4 Plagioklas, eine positive Steigung für diesen Bereich aufweisen. Zwei Gemeinsamkeiten besitzen aber alle Plagioklase. Zum einen weisen sie eine stark positive Europium Anomalie auf (Eu/Eu^* Verhältnisse zwischen 7 und 14) und zum anderen zeigen sie alle eine negative Steigung, mit einer Verarmung seitens der schweren Seltenen Erden. Gleichfalls steigt die Konzentration der Seltenen Erden in Plagioklasen aus den Serien 2, 3 und 4 mit Abnahme ihres Anorthitgehaltes von An_{95} auf An_{90} an.

11.2.2.4 Amphibol

Beprobt wurden ausgesuchte Amphibolkörner in den Dünnschliffen die aufgrund ihrer textuellen und strukturellen Eigenschaften als magmatische Amphibole klassifiziert wurden (s. Kap.6).

Alle Amphibole zeigen ein konvexes Muster (positive Steigung) mit einer Verarmung seitens der leichten Seltenen Erden (Abb.11.8.A-D). Die Muster innerhalb der Serien sind nur zu höheren Elementkonzentrationen hin verschoben. Allerdings zeigen sich bei den Muster leichte Unterschiede in ihrer Steigung im Bereich der leichten bis mittleren Seltenen Erden. So besitzen die Amphibole der Serie 2 Gabbronorit Proben BK_4 und CM_172.2 ein im Vergleich zu den Amphibolen BK_62A und CM_367 steileres Muster im Bereich von Lanthan bis Samarium (Abb.11.8.C). Der Amphibol der Serie 4 (CM_438) weist im Vergleich zu den Serie 3 Amphibol ebenfalls ein etwas steileres Muster im Bereich der LREEs auf (Abb.11.8.D). Vergleicht man die Serien miteinander so zeigen sie anhand ihrer Elementverhältnisse (s. Tab.11.2.), mit Ausnahme der Proben BK_4 und CM_172.2, nahezu kongruente Steigungen (und Muster). Bei den

Elementkonzentrationen zeigen die Serien, mit Ausnahme der Probe CM_172.2, eine vergleichbare Spannweite (vgl. Abb.11.8.A-D). Die Probe CM_172.2 grenzt sich von den anderen Amphibolen durch seine sehr hohen Elementkonzentrationen von z.T. über 100-fach chondritischen Werten für einige MREEs und HREEs markant ab (Abb.11.8.C).

Für das Element Europium zeigen sich weitere Unterschiede in den Mustern der Amphibole auf. So weisen die meisten Amphibole mit Eu/Eu^* Verhältnissen von 0,2 bis 0,9 eine

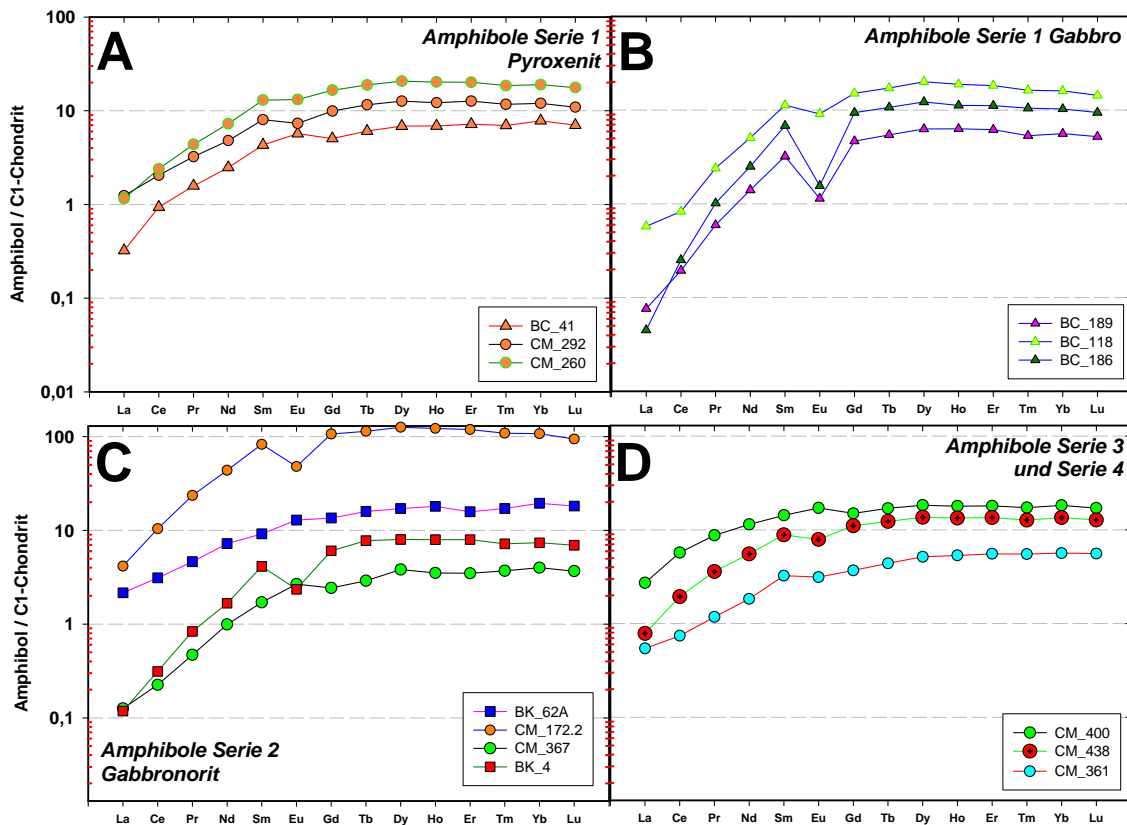


Abb. 11.8. Seltene Erdgehalte (C1-normiert nach Sun and McDonough, 1989) in Amphibolen von A) Serie 1 Pyroxenit, B) Serie 1 Gabbro, C) Serie 2 Gabbro und D) Serie 3 und 4 Gabbro.

negative Anomalie auf. Nur wenige Amphibole zeigen keine, oder eine nur schwach positive Anomalie (z.B. CM_367 und CM_400 mit einem Eu/Eu^* Verhältnis von 1,2). Die auffälligste negative Anomalie besitzen die Serie 1 Amphibole BC_186 und _189, mit Eu/Eu^* Verhältnissen von 0,2 und 0,3.

Mit Ausnahme der Amphibole der Serie 2 Gabbro BK_4 und CM_172.2 weisen die Serie 1 bis 4 Amphibole ein mit ihren koexistierenden Klinopyroxenen (vgl. Abb.11.6. und Tab.11.2.) vergleichbares Muster auf, bei generell höheren Elementkonzentrationen (Ausnahme

Serie 1 Gabbros: Eine Gegenüberstellung zu koexistierenden Klinopyroxenen ist nicht möglich da keine anmessbaren Klinopyroxene in den Serie 1 Gabbroproben gefunden wurden). Auch bezüglich der Eu/Eu^* Verhältnisse zeigen die Amphibole (Ausnahme Serie 1 und BK_4 und CM_172.2) kongruente Verhältnisse mit den koexistierenden Klinopyroxenen auf (s. Tab.11.2.).

11.3 Diskussion

11.3.1 Kristallisationsreihenfolge: Korrelation zwischen Petrografie und Geochemie

Die primitivsten Gesteine (Wehrlite, Pyroxenite) besitzen in ihren Gesamtgesteinsanalysen (Abb.11.1.) keine ausgeprägte Anomalie für Europium. Dies wird durch das Fehlen einer Phase (Plagioklas) interpretiert, die zu einer Anreicherung an Europium führen würde. Mit Eu/Eu^* Verhältnissen von 0,99 bis 1,02 zeigen die Klinopyroxen der Pyroxenite keine, bzw. nur die am höchsten differenzierte Probe CM_292 mit einem Verhältnis von 0,91 eine sehr schwache negative Anomalie (Abb.11.6.). Letztere Probe weist schon wenige Körner von interstitiellem Plagioklas in seiner Matrix auf.

Die Gabbros der Serie 1 wie auch die Serie 2 und 3 Gabbronorite (11.2.A-C) weisen aufgrund von zumeist mehr als 50 Vol. % an Plagioklas im Gestein eine stark positive Anomalie für Europium auf. Die positive Anomalie im Gesamtgestein kann auf eine Kristallisation von Plagioklas aus einer nur wenig an Europium verarmten Schmelze zurückgeführt werden (vgl. Hawkesworth et al. 1977). So zeigen die beprobten Plagioklase aus den Serien eine stark positive Anomalie für Europium (Abb.11.7.C-D), wohingegen die Klinopyroxene in den Gabbronoriten mit Eu/Eu^* Verhältnissen von 0,9 bis 1,02 keine ausgeprägten Anomalien aufweisen (s. Abb.11.6.B-C). Die Ergebnisse der Geochemie zeigen sich somit konsistent mit den Ergebnissen der Petrografie, die eine relative Ausscheidungsreihenfolge von Klino- und zum Teil auch von Orthopyroxen vor Plagioklas in den Gesteinen ($\text{Cpx} \Rightarrow \text{Opx} \Rightarrow \text{Plag}$) aufzeigt (Kap.6).

Für die evolviertesten Gabbros (Serie 2 Gabbro und Amphibolgabbro; Abb.11.2.B) zeigen die Gesamtgesteinsanalysen keine, oder eine nunmehr negative Anomalie für Europium auf, was auf eine an Europium verarmte Schmelze zurückgeführt wird. Die Verarmung lässt sich aufgrund der vorhergegangenen Plagioklasfraktionierung im Serie 2 Gabbronorit und Gabbro begründen (vgl. Hawkesworth et al., 1977). Für die evolviertesten Gabbros wurden leider keine Minerale analysiert. Man würde aber in den Mineralen (Klinopyroxen, Amphibol und Plagioklas) ebenfalls eine negative oder eine fehlende Anomalie erwarten.

11.3.2 Scheinbare Diskrepanz der Ergebnisse von Gesamtgesteins- und Mineralchemie der Serie 3

Eine scheinbare Diskrepanz zwischen den Ergebnissen der Gesamtgesteins- und der Mineralchemie (einschließlich den Ergebnissen der Mikrosonde, s. Kap.9) ergibt sich für die Gabbronorite der Serie 3. Während ihre Elementgehalte in den Gesamtgesteinen zum Teil deutlich unter den Konzentrationen der Serie 1 (Pyroxenite und Gabbros) sowie der Serie 2 liegen, überlappen die Serie 3 Klinopyroxene mit Elementkonzentrationen zwischen 0,18 und 16 fach chondritischen Gehalten, die Serie 2 Klinopyroxene und setzen den generellen Trend zu höheren Elementgehalten bei konsistentem Muster weiter fort (Abb.11.2.B-C; 11.6.B-C). So zeigt die Gesamtgesteinschemie einen stark verarmten Charakter für die Serie 3 auf, z.T. vergleichbar mit den Serie 1 Pyroxeniten (vgl. Abb.11.1. mit 11.2.C), die Serie 3 Klinopyroxene hingegen zeigen sich als die evolviertesten Klinopyroxene von allen Serien (Abb.11.6.). Letzteres zeigt sich konsistent mit den Ergebnissen der Mineralchemie im Kapitel 9. So bestätigen die Mikrosondenergebnisse die Stellung der Serie 3 Klinopyroxene als evolvierteste Serie anhand der niedrigsten Mg#, den niedrigsten Gehalten an Cr_2O_3 bei gleichzeitig den höchsten TiO_2 Gehalten von allen Kumulaten (Kap.9.3; Abb.9.4.-5.).

So zeigt dieser Abgleich zwischen Mineral- und Gesamtgesteinsanalysen, dass die Ursache der sehr niederen Elementkonzentrationen im Gesamtgestein in den hohen Modalgehalten (Plag > Opx > Cpx) von Orthopyroxen und Plagioklas liegt (s. Tab.A2.3 Modalgehalt und Tab.A5.1-1 Spurenelementkonzentrationen). Beide Minerale weisen im Vergleich zu Klinopyroxen sehr niedere Elementkonzentrationen auf (vgl. Abb.11.6.C mit 11.7.B+D). Somit „drücken“ die hohen modalen Proportionen die Elementkonzentration im Gesamtgestein. Anhand der Abbildung 11.2.C zeigt sich eine Korrelation zwischen dem Modalgehalt an Plagioklas und den Konzentrationen an Seltenen Erden. So „drückt“ die modale Konzentration von Plagioklas die Elementkonzentrationen mit steigendem Plagioklasgehalt hin zu niederen Werten. Das zeigt sich gut zwischen der Probe CM_14 mit ~48 Vol. % Plagioklas hin zur Probe CM_160 mit ~60 Vol. % Plagioklas (Abb.11.2.C). Proben im mittleren Bereich weisen Plagioklasgehalte zwischen 50 und 54 Vol. % auf.

11.3.3 Berechnung der Spurenelementgehalte im Gesamtgestein aus den Mineralkonzentrationen

Zum Abgleich zwischen den Ergebnissen der Gesamtgesteinschemie und der Mineralchemie wurden von Proben deren Modalbestand bekannt ist und dessen

Hauptmineralphasen analysiert wurden die Spurenelementgehalte modelliert. Für zwei Serie 3 Gabbonoritproben (CM_14 und CM_398) waren alle Voraussetzungen vorhanden und die Spurenelementkonzentrationen wurden anhand der Konzentration im Mineral und des jeweiligen Modalbestandes berechnet ($\text{Konz. Element}_{\text{Cpx}} * \text{Modalgehalt}_{\text{Cpx}} + \text{Konz. Element}_{\text{Opx}} * \text{Modalgehalt}_{\text{Opx}} + \text{Konz. Element}_{\text{Plag}} * \text{Modalgehalt}_{\text{Plag}}$). Für das Element Niob konnte in beiden Proben keine Elementkonzentration berechnet werden, da in beiden Klinopyroxenen die Niobkonzentration unter der Nachweisgrenze lag. In der Abbildung 11.9. ist der Vergleich grafisch dargestellt. Die Rechnung mit den Elementkonzentrationen und den Modalgehalten findet sich im Anhang A5 in der Tabelle A5.3. Bei beiden Proben zeigt sich für die meisten Elemente ein gute Übereinstimmung.

Für die Seltenen Erdelemente zeigt sich mit Ausnahme der Elemente Lanthan und Praseodym eine sehr gute Korrelation. Für Lanthan und Praseodym ergeben sich deutlich niedrigere

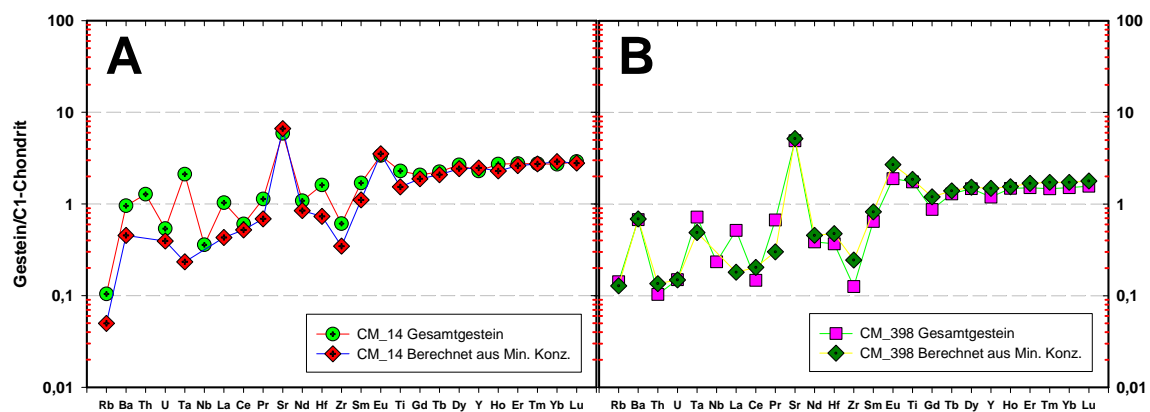


Abb. 11.9. Vergleich zwischen den gemessenen Gesamtgesteinskonzentrationen (C1-normiert nach Sun and McDonough, 1989) und den ausgehend von Mineralkonzentrationen berechneten Gesamtgesteinsgehalten für die Serie 3 Gabbonorite A) CM_14 und B) CM_398. Disk. im Text. Berechnung s. Tab.A5.3.

Konzentrationen als in den Gesamtgesteinsanalysen. So ergibt die Berechnung für die Serie 3 Proben CM_14 und CM_398 Lanthangehalte von 0,1 respektive 0,04 ppm, im Vergleich zu gemessenen 0,25 und 1,2 ppm im Gesamtgestein. Für das Element Cer ergeben die Berechnungen Gehalte von 0,32 und 0,12 ppm, die gut mit den Gesamtgesteinsgehalten von 0,37 und 0,09 korrelieren. Für das Element Praseodym ergeben sich 0,07 und 0,03 ppm modelliert und 0,11 respektive 0,06 ppm gemessen im Gesamtgestein (s. Tab.A5.3). Mit berechneten Konzentrationen von 0,4 und 0,2 ppm für das Element Neodym und gemessenen Konzentrationen von 0,5 respektive 0,18 ppm, ergibt sich auch für Neodym eine gute

Korrelation. Anhand dieser Ergebnisse wurde der Verlauf der Basislinie in den Abbildungen 11.1. und 11.2. für den Bereich der LREEs durch die Elemente Cer und Neodym gelegt.

11.3.4 Ursachen der La, Pr und Eu Anomalien im Gesamtgestein

Im folgenden werden in Referenz zu den Abbildungen 11.1. und 11.2. die Anomalien relativ zur eingezeichneten Basislinie diskutiert.

Als relativ mobile Seltene Erden gelten Lanthan, Cer, Praseodym und Europium (Kogiso et al., 1997; Pearce and Cann, 1973; Pearce et al. 1995; Tatsumi et al., 1986). So können die folgenden primären wie auch sekundären Prozesse als Ursache, der vor allem in den Kumulaten ausgeprägten Anomalien, in Betracht gezogen werden: 1) Elementmobilität aufgrund einer Subduktionskomponente (primär); 2) Einbezug von pelagischem Sediment in die Subduktionskomponente (primär); 3) Elementmobilität durch hydrothermale Prozesse oder durch Alterationsprozesse aufgrund regionaler Metamorphose (sekundär); 4) Kumulatprozesse (primär).

Erhöhte Konzentrationen an Lanthan, Cer und Praseodym lassen sich auf einen metasomatisch an LREE angereicherten Mantelkeil (Subduktionskomponente) als Quelle der Schmelzen zurückführen (Kogiso et al., 1997; Pearce et al. 1995; Tatsumi et al., 1986). Bei den Trinityproben besitzen allerdings nur die Kumulate eine schwach ausgebildete positive Anomalie (Vgl. Abb.11.2. mit 11.4.), allerdings auch nur für die Elemente Lanthan und Praseodym. Die Anomalien sind in den am stärksten verarmten Kumulaten am deutlichsten ausgebildet. Somit scheint eine Anreicherung des Mantelkeils an LREE kein bedeutender Prozess in der Genese der Trinityproben zu sein. Gleichfalls scheint eine primäre Ursache keine Erklärung für die Trinityproben zu bieten, da bei einem primären Prozess davon ausgegangen werden kann, dass nicht nur die Kumulate, sondern auch die Schmelzen (d.h. die Dolerite) eine solche Anomalie tragen, welches ist nicht der Fall ist (s. Abb.11.4.).

Die Ergebnisse der Mineralchemie zeigen, dass keine der drei Hauptphasen (Klino-, Orthopyroxen und Plagioklas) für diese Anreicherung eine Erklärung bieten, da keine dieser Phasen eine Anomalie aufweist. In allen beprobten Mineralphasen liegen die Elemente Lanthan, Cer und Praseodym im Trend (s. Abb.11.6.-8.). Vielmehr wird vermutet, dass die erhöhten Gehalte der beiden Elemente (La, Pr) im Gesamtgestein in einer, oder mehreren Alterationsphasen (abhängig vom jeweiligen Mineralbestand) als Träger stecken.

Sowohl Lanthan wie auch Praseodym sind fluidmobil, auch Meerwasser hat das nötige REE Muster, um eine Anreicherung in den LREEs zu bilden (Kogiso et al., 1997; Pearce and Cann, 1973; Tatsumi et al., 1986). Bei den Amphibolen wird ein erhöhter Gehalt an LREEs durch die Interaktion mit Meerwasser erklärt (Coogan et al., 2001; Gillis and Meyer, 2001). [Die analysierten - als primär klassifizierten - Amphibole zeigen eine solche Anreicherung jedoch nicht (Abb.11.8.).]

Als sekundäre Phasen (nicht analysiert mittels LA-ICP-MS) kommen in den beprobten Gesteinen neben sekundärem Amphibol auch Serpentin, Chlorit und vor allem Zoisit bzw. Klinozoisit vor (s. Kap.6). Vor allem letztere Gruppe (Epidot-Zoisit) kann als ein bevorzugter Träger von LREEs angesehen werden (Stosch, 2000). Auf solche Alterationseinflüsse können auch die Schwankungen in den LREEs der Plagioklase zurückgeführt werden (Abb.11.7.C-D), da einige der Proben im Rand- und z.T. auch schon im Kernbereich eine beginnende Umwandlung in Zoisit aufweisen. Schon minimale Volumina an Zoisit sorgen für eine Verarmung seitens der LREEs im Plagioklas, da Zoisit eine deutliche Präferenz für den Einbau der LREEs über den MREEs und HREEs aufweist (Stosch, 2000). Somit können die positiven Steigungen für den Bereich der LREEs in einigen Plagioklasen durch das Vorhandensein von Zoisit in den jeweiligen Mineralen erklärt werden. Damit erscheint ein sekundärer Prozess als die einfachste Erklärung für die Anomalien.

So kann auch der Unterschied in den LREEs zwischen den Serie 2 Gabbroproben BC_179 und CM_342 (Abb. 11.2.B) bei nahezu deckungsgleichen Konzentrationen an MREEs und HREEs auf den unterschiedlichen Alterationsgrad (= Zunahme der sekundären Phasen in der Probe) der Gabbros (BC_179 A.I.: 3 vgl. mit CM_342 A.I.: 2) und somit auf lokale Alterationsprozesse zurückgeführt werden.

In der Abbildung 11.10. ist die Mg# im Gesamtgestein gegen das Eu/Eu* Verhältnis im Gesamtgestein der Kumulate und Plagiogranite aufgetragen. Zwei Trends (schwarze Linien) lassen sich in der Abbildung erkennen. Beide zeigen, ausgehend von den primitiven Pyroxeniten, im Zuge der Differentiation (Abnahme der Mg#) zuerst eine Zunahme in ihrem Eu/Eu* Verhältnis, das im weiteren Verlauf der Differentiation abnimmt. Die positiven Eu-Anomalien in den Gesamtgesteinsanalysen der Kumulate lassen sich zwanglos als Ausdruck einer Akkumulation von Plagioklas aus einer nicht an Europium verarmten Schmelze interpretieren (Hawkesworth et al., 1977), die Abnahme des Eu/Eu* Verhältnis im Laufe der Differentiation

lässt sich durch eine Verarmung der Schmelze an Europium, durch eine anhaltende Plagioklasfraktionierung erklären.

Dieser Trend zeigt sich auch in den Gesteinen der Serie 2 (Abb.11.2.B). So besitzen die Gabbro- und Amphibolgabbro eine positive Anomalie für Europium, die Gabbros

keine Anomalie mehr und die Amphibolgabbros nunmehr eine negative. Auch hier lässt sich die Entwicklung hin zu einer negativen Anomalie im Amphibolgabbro durch vorherige Plagioklasfraktionierung im Gabbro und damit einhergehend einer Verarmung der Schmelze an Europium interpretieren.

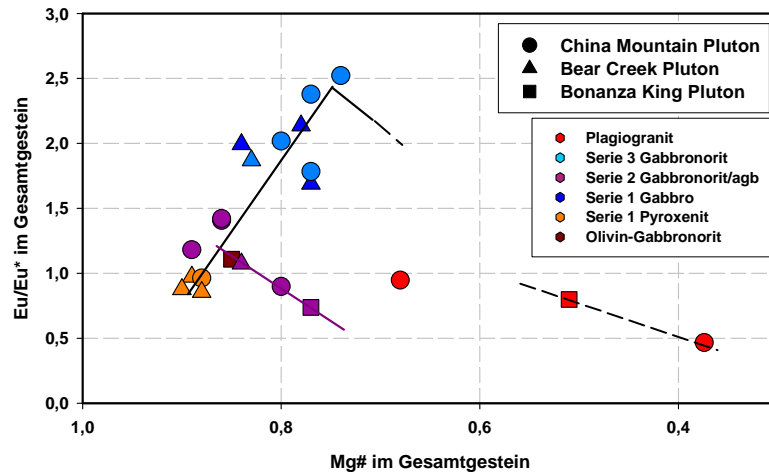


Abb. 11.10. Eu/Eu^* im Gesamtgestein vs. $\text{Mg}\#$ im Gesamtgestein. Diskussion siehe Text.

Modelliert man das Eu/Eu^* Verhältnis der Kumulate ausgehend von den Gehalten an Europium im Plagioklas, Klino-, Orthopyroxen und Amphibol (mit den beobachteten modalen Proportionen), so ergeben sich modellierte Eu/Eu^* von 0,5 bis 2,3. Diese stimmen gut mit den Gesamtgesteinsverhältnissen für Eu/Eu^* von 0,7 bis 2,5 überein.

Zusammenfassend zeigen die beprobten Gesteine bei den SEE eine auf die Gehalte von Lanthan und Praseodym beschränkte, sekundäre Beeinflussung.

11.3.5 Bilden die Proben eine kogenetische Gesteinssuite und repräsentieren die Dolerite ihr Stammagma?

Bei den Gesamtgesteinsmustern zeigen die Kumulate (Abb.11.1.-2.), mit Ausnahme des Metagabbros (Abb.11.2.E), alle untereinander konsistente Muster, die nur zu höheren Konzentrationen an Seltenen Erden hin verschoben sind. Auch hinsichtlich der Differentiation zeigen sich die Serien untereinander konsistent. So nimmt das Ce_N/Sm_N Verhältnis (s. Tab.11.1.), welches den Differentiationsgrad widerspiegelt, ausgehend von den Wehrliten und Pyroxeniten (Ce_N/Sm_N 0,15) sukzessive zu (Serie 2 Amphibolgabbro 0,6). Somit flacht ihr Muster im Laufe

der Differentiation ab, was sich besonders im Muster der Serie 2 Gesteine sowie in den Plagiograniten zeigt (Abb.11.2.B+D).

Bei den Mineralen zeigen die Kumulate ebenfalls konsistente Muster untereinander und mit Ausnahme der Elemente Lanthan und Praseodym zeigen vor allem die Klinopyroxene ein Muster auf, was mit den Gesamtgesteinsmustern konsistent erscheint (Abb.11.6.-8.). Bei den Mineralanalysen grenzen sich die Pyroxene (Klino- Orthopyroxen) des Plagioklas-Lherzoliths PA_2b von den allen anderen Pyroxenen ab (Abb.11.6.). So kann mit Ausnahme des Metagabbros CM_301 und des plagioklasführenden Lherzolith PA_2b, in erster Näherung auf einen kogenetischen Ursprung der beprobten (Kumulat-) Gesteinsuite geschlossen werden.

Bei den Doleriten (Abb.11.4.-5.) grenzt sich die Probe BC_212 sowohl hinsichtlich ihres Musters, wie auch durch ihre höheren Elementkonzentrationen von den restlichen Doleriten ab. Letztere zeigen untereinander konsistente Muster, die mit steigendem Grad der Differentiation zu höheren Konzentrationen hin verschoben sind (CM_58C: Mg# 72 - BK_167.2: Mg# 46). Wie in den Kumulaten, spiegelt sich die Differentiation auch im Ce_N/Sm_N Verhältnis wieder. So steigt das Verhältnis für den primitivsten Dolerit (CM_58C) von 0,3 auf 0,5 für den evolviertesten Dolerit (BK_167.2) an. Mit einem Ce_N/Sm_N Verhältnis von 0,9 grenzt sich der Dolerit BC_212 wieder deutlich von den typischen Trinity Doleriten ab.

Um den kogenetischen Ursprung der intrusiven Serien untereinander und zu den Doleriten zu überprüfen, wurde eine einfache Modellierung auf Basis des primitivsten Dolerites CM_58C und des primitivsten Pyroxenites BC_41 (Olivin-Klinopyroxenit) durchgeführt (die Berechnung ist in der Tabelle A5.5 ersichtlich). Als erster Schritt wurde aus den Elementgehalten (C1-normiert) des Dolerites = Schmelze CM_58C der koexistierende Klinopyroxen berechnet über die jeweiligen Verteilungskoeffizienten (Kd_{Cpx}) für Klinopyroxen: ($C_{Cpx} = C_1 * Kd_{Cpx}$). Für die Verteilungskoeffizienten wurde auf die Zusammenstellung in Bédard (1994) zurückgegriffen (s. Tab.A5.4). Dieser berechnete Klinopyroxen wurde mit den gemessenen Elementgehalten des BC_41 Klinopyroxen verglichen. Die Ergebnisse sind in der Abbildung 11.11. dargestellt und zeigen eine sehr gute Übereinstimmung zwischen den tatsächlich gemessenen Werten (als BC_41 Klinopyroxen markiert) und dem Modell-Klinopyroxen aus CM_58C berechnet.

Als zweiter Schritt wurde aus der Schmelzzusammensetzung CM_58C das koexistierende Kumulat berechnet mittels eines vereinfachten Modalgehaltes von 60 Vol. %

Klinopyroxen und 40 Vol. % Olivin, eine vereinfachte Annahme des BC_41 Modalgehaltes.

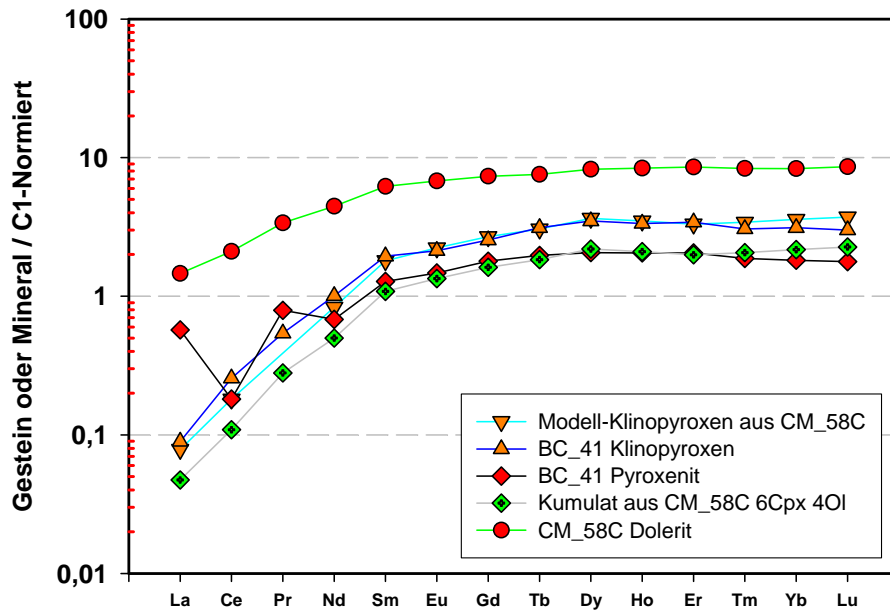


Abb. 11.11. Seltene Erdgehalte (C1-normiert nach Sun and McDonough, 1989) im Dolerit CM_58C, BC_41 Pyroxenit, den Klinopyroxen im Pyroxenit BC_41 und den Ergebnissen der Modellierung. Disk. s. Text.

Errechnet wurde die Zusammensetzung des Kumulat durch $C_s = C_l \cdot D$ mit C_s = Konzentration im Kumulat, C_l = Konzentration in der Schmelze (CM_58C) und D = Gesamt-Verteilungskoeffizient (0,6 Cpx 0,4 Ol). Das Ergebnis findet sich in der Abbildung 11.11. als Kumulat aus CM_58C 6Cpx 4Ol bezeichnet und zeigt mit Ausnahme der Elemente Lanthan und Praseodym (s. Disk. oben) eine gute Übereinstimmung mit den tatsächlich gemessenen Konzentrationen der BC_41 Gesamtgesteinsanalyse (BC_41 Pyroxenit i.d. Abb.11.1.). Diese Modellierung bestätigt nicht nur den gemeinsamen (kogenetischen) Ursprung der Proben, sondern auch den sekundären Charakter der Lanthan und Praseodym Anomalien in den Gesamtgesteinsanalysen der Serie 1 bis 3 Kumulate.

11.3.6 Charakterisierung der Quelle

Bei einem Vergleich zwischen den Trinity Doleriten und einem typischen N-MORB (N-MORB in Abb.11.4. aus Juteau and Maury, 1999) grenzen sich die Trinityproben (Ausnahme BC_212) anhand von niedrigeren Elementkonzentrationen (REE) klar von dem N-MORB ab. So geben die Dolerite mit ihren sehr niedrigen Elementkonzentrationen (Ausnahme BC_212) an Seltenen Erden, wie auch an HFS-Elementen Hinweise auf eine im Vergleich zu N-MORB stark

verarmte Mantelquelle als ihren Ursprung (Abb.11.4. und 11.5.). Um ihre Quelle weitergehend zu klassifizieren wurde auf die FMM Methode von Pearce and Parkinson (1993) zurückgegriffen.

Die folgenden FMM normierten Diagramme (FMM: „*Fertile MORB Mantle*“, globales oberes Mantelreservoir von dem N-MORB abstammt aus Pearce and Parkinson, 1993) ermöglichen es grob zwischen Schmelzgraden und dem Grad der Verarmung der Mantelquelle zu unterscheiden. Die Modellierung nach der FMM Methode schließt LIL-Elemente aus und umgeht somit jegliche Alterations- und Metasomatoseffekte. Die Elemente sind geordnet entsprechend ihrer Inkompatibilität (von links beginnend) in Bezug auf einen Spinell-Lherzolith bei 1200-1300°C (Pearce and Parkinson, 1993). Schmelzen, ausgehend von einem N-MORB Mantel, können nach Pearce and Parkinson (1993) wie folgt klassifiziert werden: VHI („*Very Highly Incompatible*“: Nb, Zr), HI („*Highly Incompatible*“: Ti, Y, Yb) und MI („*Moderately Incompatible*“: Ca, Al, Ga, V, Sc). Wenn der Mantel schon eine Schmelzfraction abgegeben hat, so gehen die inkompatibelsten Elemente am schnellsten verloren, was zu einer Änderung in der Konzentrationsreihenfolge VHI > HI > MI führt (Pearce and Parkinson, 1993).

Die Abbildung 11.12.A zeigt die Trinity Dolerite FMM-normiert. Auffallend ist die deutlich geringere Verarmung in den VHI und HI Elementen seitens der Probe BC_212. Dies weist anschaulich auf die Abstammung von einer vergleichsweise fertileren Quelle ab und bestätigt die Sonderstellung der Probe. In der Abbildung 11.12.A weisen die typischen Dolerite ein Muster von VHI < HI ≤ MI auf, was Aspekte der Typen 6 und 7 nach Pearce and Parkinson (1993) kombiniert. Solche Muster charakterisieren vergleichsweise hohe Aufschmelzgrade einer verarmten Mantelquelle (Pearce and Parkinson, 1993).

Um die primitivste Schmelze (CM_58C) zu modellieren und somit den Grad der Verarmung der Mantelquelle weiter eingrenzen zu können wurde, ausgehend von einem Mantel mit einer FMM Elementkonzentration (Pearce and Parkinson, 1993), eine Modellrechnung durchgeführt. Hierzu wurde der Mantel (FMM) unter Annahme eines Gleichgewichtes nichtmodal inkrementell aufgeschmolzen („*non modal incremental batch melting*“) anhand der Formel: $C_1/C_0 = 1/[D+F(1-P)]$ mit C_1 = Konzentration in der Schmelze; C_0 = Konzentration im Solid/FMM; F = Anteil Schmelze (berechnet für jeweils einen Schritt von 1 % Aufschmelzung und anschließender Abtrennung der Schmelzfraction); D = Gesamt-Verteilungskoeffizient für die Phasen im Mantel und P = Gesamt-Verteilungskoeffizient für die Phasen die Aufschmelzen. Für D und P wurden die Verteilungskoeffizienten für 1200°C von Pearce and Parkinson (1993)

übernommen und für D die modalen Proportionen eines Spinell-Lherzoliths mit den folgenden modalen Anteilen angenommen: 0,555 Ol; 0,23 Opx; 0,175 Cpx; 0,03 Sp und einer Trapped Melt Komponente (TMF) von 0,01. Für die Phasen die aufschmelzen (P) wurden die folgenden Anteile in der Rechnung benutzt: 0,19 Ol; 0,3 Opx; 0,5 Cpx und 0,01 TMF. Nach jedem Aufschmelzen (a 1 % pro Schritt) wird der residuale Mantel C_r durch $C_r = C_1 * D$ berechnet und anschließend erneut inkrementell aufgeschmolzen (die benutzte Aufschmelzreaktion und die Veränderungen im Modalgehalt während des Aufschmelzprozesses finden sich im Anhang A5.6).

In einem ersten Schritt wird ein erstes Schmelzereignis, z.B. in einem Back-Arc Bereich modelliert. Hierzu wird der FMM Mantel einer Aufschmelzung von 20 % unterzogen (20 Schmelzinkremente a 1 %). Anschließend wird aus den Residuen nach 5, 10 15 und 20 % Aufschmelzung, die Zusammensetzung des Residuums für einen mittleren Aufschmelzgrad von 13 % errechnet (s. Tab.A5.6).

Nachfolgend wird in einem zweiten Schritt wird der im Back-Arc verarmte Mantel im erneut aufgeschmolzen, z.B. im Fore-Arc. Dazu wird eine Schmelzabgabe von 11 % (11 Schmelzinkremente a 1 %) für das gemittelte Residuum aus dem Back-Arc modelliert. In der Abbildung 11.12.B ist das Ergebnis der modellierten Schmelze (akkumulierte

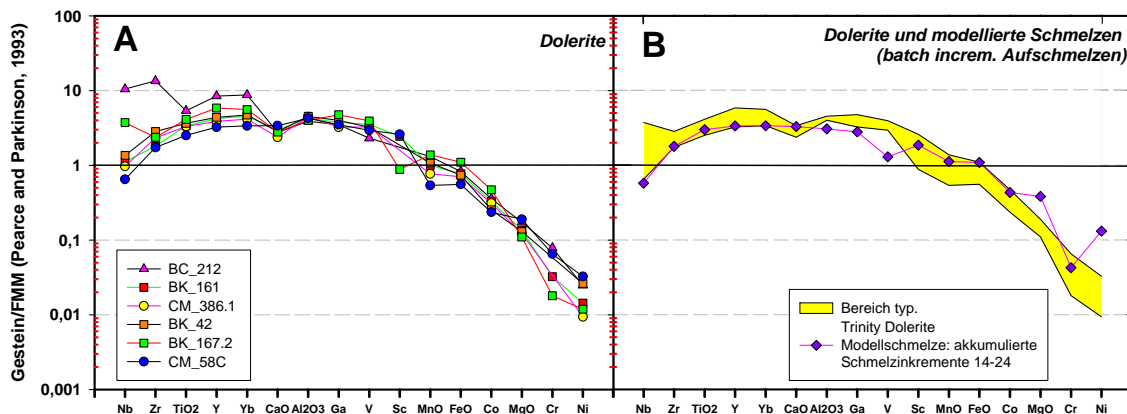


Abb. 11.12. A) Dolerite FMM-normiert nach Pearce and Parkinson (1993), B) modellierte Schmelze für 11 % Aufschmelzgrad eines residualem Peridotits der bei einer vorhergehenden Schmelzabgabe eine mittlere Schmelze von 13 % abgegeben hat. Disk. im Text.

Schmelzkonzentrationen der Schmelzen 14-24; s. Tab.A5.6) aufgetragen, gelb hinterlegt ist der Bereich der typischen Trinity Dolerite. Vergleicht man das modellierte Muster mit denen der Trinity Dolerite (ohne BC_212), so zeigt sich für die VHI und HI Elemente eine sehr gute Übereinstimmung. Mit Ausnahme von etwas zu niederen Vanadium und zu hohen Gehalten für

MgO und Nickel, ergibt sich auch für die restlichen aufgetragenen MI Elemente eine gute Übereinstimmung.

Zur Verifizierung der obigen FMM-Ergebnisse wurde eine weitere Modellierung für die Seltenen Erden, sowie für die HFS-Elemente Nb, Zr und Ti durchgeführt. Auch hier wurde versucht die primitivste Schmelze (CM_58C) zu modellieren, da die Elementspanne in den Doleriten hin zu höheren Konzentrationen (Abb.11.4.) sich durch spätere Fraktionierung erklären lässt (s. Kap.11.3.7). Für die Rechnung wurden mit Ausnahme der Elementkonzentrationen des Mantels (hier: Elementkonzentration des primitiven Mantels nach Sun and McDonough, 1989), wie auch der Verteilungskoeffizienten die gleichen Rechenschritte und somit die identische Verfahrensweise wie in der FMM-Modellierung angewandt (die Ergebnisse der einzelnen Rechenschritte, wie auch die benutzten Verteilungskoeffizienten finden sich in der Tab.A5.6 im Anhang).

In der Abbildung 11.13. aufgetragen (gelb hinterlegt ist der Bereich der typischen Trinity Dolerite) sind die Elementgehalte (prim. Mantel normiert nach Sun and McDonough, 1989) der

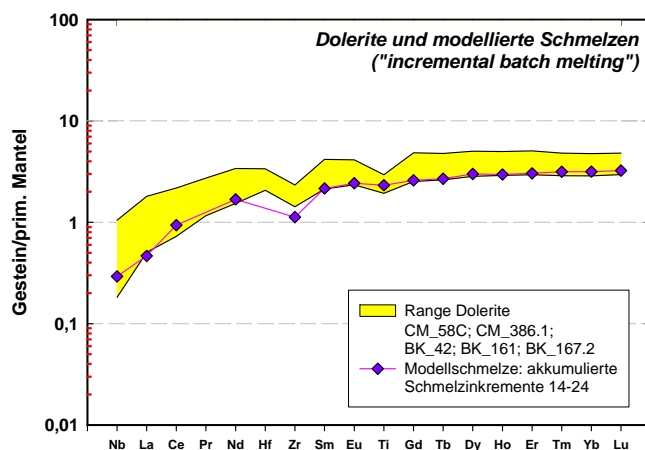


Abb. 11.13. Elementkonzentration (prim. Mantel normiert nach Sun and McDonough, 1989) der modellierten Schmelze („non-modal incremental batch melting“) für 11 % Aufschmelzgrad eines residualem Peridotits der bei einer vorhergehenden Schmelzabgabe einen mittleren Aufschmelzgrad von 13 % erfahren hat. Disk. s. Text.

einem früheren Schmelzereignis durch eine mittlere Schmelzabgabe von etwa 13 %, z.B. im Back-Arc, eine deutlich Verarmung erfuhr.

Modellschmelze aus den akkumulierten Schmelzinkrementen 14-24. Auch diese Schmelze wurde, wie in der obigen FMM-Rechnung, aus einem Residuum berechnet, dass in einem vorigen Schmelzereignis einen mittleren Aufschmelzgrad von 13 % (max. 20 % Aufschmelzung in der Mantelsäule) erfahren hat. Zusammenfassend (Abb.11.12.-13.) lassen sich so die Muster der Trinity Dolerite am besten durch ein etwa 11 prozentiges Aufschmelzen eines Mantels erklären, der seinerseits bei

11.3.7 Modellierung der Fraktionierung ausgehend von primitiven Kumulaten

Mit ihren fast parallel zueinander verlaufenden (außer obige Ausnahmen) Mustern, die nur zu höheren Elementkonzentrationen hin verschoben sind, zeigen die Gesamtgesteine wie auch die Minerale der Kumulate ein typisches Verhalten für Gesteinssuiten, bei deren Bildung der Prozess der fraktionierten Kristallisation eine dominante Rolle einnimmt (Philpotts and Ague, 2009; Shaw, 2006).

Darauf aufbauend wird modelliert, um ein besseres Verständnis der Entwicklung der intrusiven Serien, ausgehend von den Wehrliten (MTZ) über die Serie 1 bis hin zu den Amphibolgabbros der Serie 2, zu gewinnen. Die folgende Modellierung erfolgt zum einen auf Basis der Gesamtgesteinsanalytik des Wehrlit TR_20 (Abb.11.14.) und zum anderen auf Basis der Mineralanalysen im Klinopyroxen des Wehrlit BC_20 (Abb.11.15.). Letztere wurde vornehmlich gewählt, um neben einem weiteren Vergleich zwischen den Gesamtgesteins- und Mineraldaten auch den vermuteten Alterationseffekt auf die Konzentrationen von Lanthan und Praseodym bei den Gesamtgesteinsanalysen zu umgehen. Modelliert wurde eine fraktionierte Kristallisation („Rayleigh fractionation“ Shaw, 2006) anhand der Formeln $C_l = C_o * F^{D-1}$ und $C_s = C_o * (D * F^{D-1})$, wobei C_l = Konzentration in der Schmelze; C_o = Konzentration in der Quelle/Ausgangsschmelze; C_s = Konzentration im Kumulat (Solid); F = Kristallisationsgrad (0-1; verbleibende Schmelze 1-F) und D = Gesamt-Verteilungskoeffizient (bulk D, errechnet aus den einzelnen Verteilungskoeffizienten des jeweiligen Modalbestandes). Auch hier wurde bei den Verteilungskoeffizienten auf die Zusammenstellung in Bédard (1994) zurückgegriffen, für die TMF („Trapped Melt Fraction“) gilt ein K_d von 1. Die für beide Modellierungen identische Berechnung erfolgt zudem anhand der modalen Proportionen der einzelnen Serien sowie hinsichtlich ihrer Volumina (gehen in die F-Werte ein) am aufgeschlossenem Gesamtvolumen, sowie einer TMF Komponente von 2 Vol. % (s. Kap.6; 8; Tab.A.1.1; A2.3). Die einzelnen F-Werte und modalen Proportionen der Rechenschritte, die für beide Modellierungen identisch sind, finden sich im Anhang A5 in der Tabelle A5.7 aufgeführt. Die Proportionen der Serien wurden ausgehend von der Tabelle A.1.1 wie folgt festgelegt: Wehrlit und Serie 1 Pyroxenit ~25 Vol. %, Serie 1 Gabbro ~ 6 Vol. %, Serie 2 ~50 Vol. %, Serie 3 ~6 Vol. %, Plagiogranite und Restschmelze ~12 Vol. %.

Die modellierten Schmelzkonzentrationen sind in den Abbildungen 11.14.A und 11.15.A aufgetragen. Für die Modellierung auf Basis TR_20 wurden die Elementgehalte für Praseodym zwecks besserer Übersichtlichkeit nicht dargestellt. Wie für Lanthan in der Abbildung

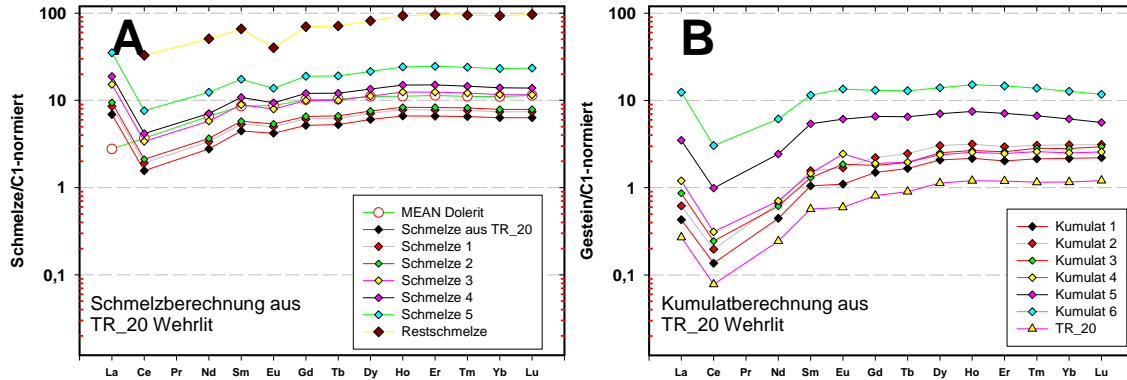


Abb. 11.14. Modellierter (fraktionierte Kristallisation) Elementkonzentrationen für die Schmelzen A) und die Kumulate B) die im Gleichgewicht mit den Schmelzen stehen, ausgehend vom Wehrilit TR_20 (C1-normiert nach Sun and McDonough, 1989). Disk. s. Text.

11.14.A ersichtlich, sind auch die errechneten Gehalte für Praseodym deutlich zu hoch. In den Abbildungen ist zu direkten Vergleichszwecken die gemittelte Zusammensetzung der Dolerite

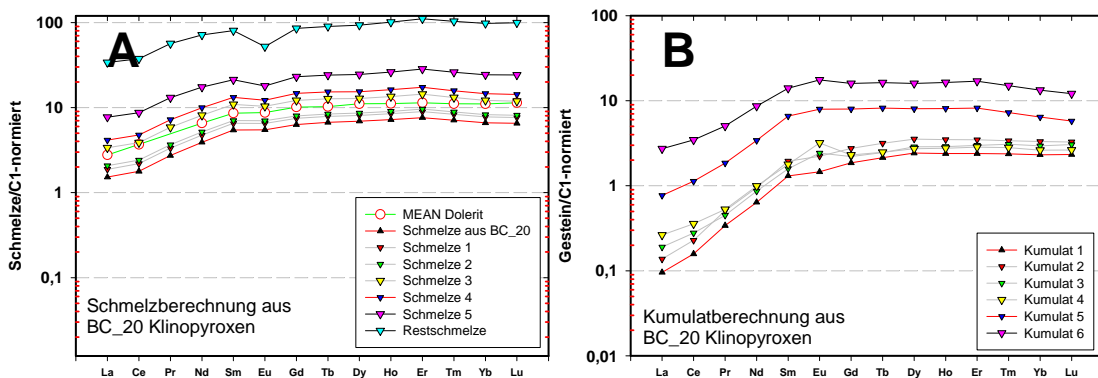


Abb. 11.15. Modellierter (fraktionierte Kristallisation) Elementkonzentrationen für die Schmelzen A) und die Kumulate B) die im Gleichgewicht mit den Schmelzen stehen, ausgehend vom Klinopyroxen des BC_20 Wehrilit (C1-normiert nach Sun and McDonough, 1989). Disk. s. Text.

(ohne BC_212) aufgetragen. Die Schmelzen 1 bis 4 in beiden Abbildungen zeigen, sowohl ein mit der gemittelten Doleritkonzentration konsistentes Muster, wie auch vergleichbare Elementkonzentrationen auf. Auch bleibt bei der Schmelze 5 und der Restschmelze das Muster, bei nur höheren Elementkonzentrationen, weitgehend parallelverschoben.

In den Abbildungen 11.14.B und 11.15.B aufgetragen finden sich die errechneten Elementgehalte für die mit den jeweiligen Schmelzen (in 11.14.A und 11.15.A) sich im

Gleichgewicht befindlichen Kumulate. Auch hier wurde für die TR_20 Modellierung auf die Darstellung der errechneten Praseodymgehalte verzichtet. Die Kumulate 1 bis 4 decken den Bereich der Serie 1 Pyroxenite und Gabbros, sowie den der Serie 2 Gabbronorite ab. Das Kumulat 5, was sich nach etwa 80 % modellierter Kristallisation (s. Tab.A5.7) errechnet, deckt den Top-Bereich der evolvierten Serie 2 Amphibolgabbros ab. Das Kumulat 6 stellt den Versuch einer Plagiogranit-Modellierung dar. Allerdings wurden bei der Modellierung des Kumulates 6 und der Schmelze 5 bzw. Restschmelze, die Verteilungskoeffizienten beibehalten und nicht wie erforderlich, an eine solch SiO₂ reichere und kältere Schmelze angepasst. Grund hierfür ist eine fehlende vereinfachte Zusammenstellung von Verteilungskoeffizienten der REE Elemente für Schmelzen mit solch hohen SiO₂ Gehalten. Somit sind die errechneten Konzentrationen nicht aussagekräftig, obwohl die Bildung von plagiogranitischen Gesteinen erst nach mehr als 80 % Kristallisation durchaus Real erscheint. Zum Vergleich benötigen Pearce et al. (1995) mehr als 90 % fraktionierte Kristallisation, um die Zusammensetzung von Basalt nach Dazit der South Sandwich Island Arc Laven zu modellieren.

Ein detaillierter Vergleich der modellierten Kumulat- und Schmelzkonzentrationen mit den gemessenen Gehalten der einzelnen Serien findet sich in der Abbildung A5.4 A-J im Anhang A5. Hier zeigt sich besonders anschaulich, dass auch diese Modellierung den kogenetischen Charakter der intrusiven Serien untereinander (auch zwischen den Plutonen) und zu den analysierten Doleriten BK_42, BK_161, BK_167.2, CM_58C sowie CM_386.1 reproduziert. Gleichfalls zeigt sie aber auch deutlich die schon diskutierte Ausnahmestellung der Doleritprobe BC_212 hinsichtlich ihrer Gehalte an leichten Seltenen Erden. Die modellierten Kumulate 5 für den Serie 2 Amphibolgabbro und vor allem die Kumulate 6 für den modellierten Bereich der Plagiogranite zeigen zum Teil etwas niedrigere Konzentrationen sowohl für die LREEs wie auch für die HREEs. Der Unterschied in den LREE Gehalten zwischen dem modellierten Amphibolgabbro und der tatsächlich gemessenen Elementspanne lässt sich zum einen auf erhöhte LREE Gehalte bei der Gesamtgesteinsanalyse aufgrund von sekundären Phasen (Amphibol, Chlorit, Zoisit) in den Analysen erklären, zum anderen sicherlich aber auch an den SiO₂- und Temperaturbereich der Amphibolgabbro-Schmelze nicht angepassten Verteilungskoeffizienten bei der Modellierung. Letzteres ist möglicherweise auch ein Hauptgrund für die im Vergleich zu niederen modellierten Elementkonzentrationen im Kumulat 6. Allerdings stellen auch die nicht modellierten Phasen wie Apatit und Zirkon, die in den plagiogranitischen Gesteinen als akzessorische Phasen vorkommen, wichtige Träger der Spurenelemente dar.

11.3.8 Können die Plutone als geschlossenes System betrachtet werden?

Bei dieser Bilanzierung wird versucht, durch Aufsummierung der beobachteten Plutonanteile, die aus primitiven Doleriten abgeleiteten Zusammensetzung des Stammmagmas zu generieren. Bei der Bilanzierung wird die Serie 3 nicht mit einbezogen. Der Grund hierfür liegt in dem Nichtauffinden von Doleritgängen in der Serie 3 (Kap.4.7; 8). Hierfür wurde für jedes Element berechnet: Konzentration Element in Serie X * Anteil der Serie X am Gesamtvolumen + Konz. Element in Serie Y * Anteil der Serie Y... etc. und anschließender Aufsummierung der jeweiligen Elementgehalte. Die Bilanzierung ausgesuchter Spuren- und Hauptelemente anhand der aufgeschlossenen Volumina der einzelnen Serien (Ausnahme Serie 3) zeigt deutlich, dass die Plutone in sich nicht geschlossen sind (Tab.11.3.). Im Vergleich zu dem primitivsten beprobten Dolerit CM_58C weist die Bilanzierung („Dolerit:“ rot in der Tab.11.3.) bei fast jedem

Lithologie:	Wh	S1 Px	S1 Gb	S2 GBN	S2 Agb	S3 Bgbn	Trondhj	Fiktiv	Diorit	Dolerit	Sum			
Anteile:	0,04	0,13	0,049	0,44	0,12	0	0,1	0	0,001	0,12	1			
Element:	Eu	Dy	Sr	Sm	TiO2	Zr	Cr	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	K2O	Na2O
X Wehrlit	0,05	0,40	1,50	0,12	0,10	1,00	2000,00	48,69	2,88	6,75	24,02	13,05	0,01	0,04
X S1 Px	0,11	0,70	3,50	0,26	0,20	1,80	900,00	49,46	3,34	7,19	20,37	14,89	0,03	0,19
X S1 Gb	0,17	0,55	36,00	0,22	0,12	0,90	210,00	46,50	18,59	6,06	10,16	13,91	0,10	0,78
X S2 GBN	0,16	0,80	31,00	0,33	0,28	2,60	340,00	48,25	14,78	5,09	12,37	14,79	0,10	0,89
X S2 Agb	0,37	2,70	90,00	1,30	0,55	28,30	200,00	50,00	16,90	7,37	9,07	12,19	0,15	1,91
X S3 Bgbn	0,14	0,45	31,00	0,15	0,16	1,10	180,00	46,50	18,15	6,05	10,46	14,14	0,06	1,10
X Trondhj	0,75	6,50	90,00	2,80	0,35	70,00	0,00	75,55	12,70	1,27	0,66	2,74	0,29	4,80
X Diorit	0,60	0,00	380,00	0,00	1,80	60,00	0,00	64,75	12,16	6,73	3,07	5,11	0,06	3,32
X Dolerit Mean	0,59	3,33	71,01	1,69	0,65	37,66	121,50	54,83	15,94	8,16	5,51	9,28	0,14	2,72
melt calc	0,29	1,86	44,62	0,83	0,34	16,44	395,47	52,08	13,19	5,74	11,37	12,50	0,12	1,50
Dolerit CM 58C	0,39	2,10	61,20	0,95	0,45	16,00	162,00	55,60	16,30	5,80	7,30	11,20	0,09	1,91
Dolerit 978-9	0,39	1,95	108,00	0,84	0,37	27,00	190,00	51,10	16,70	6,18	9,15	12,11	0,50	2,14
KL1.2 CM38 CM58 BK124			37,00		0,45	20,00	238,20	53,38	15,67	6,52	8,20	9,58	0,26	2,59

Tab. 11.3. Bilanzierte Schmelze (rot) errechnet aus den Elementgehalten der aufgeschlossenen Proportionen (zweite Zeile von oben zeigt die Anteile der Serien an der Berechnung) der Lithologien und im Vergleich mit dem primitiven Dolerit CM_58C (grün) sowie den gemittelten Werten aus den 4 primitivsten eigenen Doleriten (unterste Zeile). Disk. im Text.

aufgetragenem Element (gemittelte Werte für jede Serie aus den Tab.A4.2.; A5.1-1 und A5.2-1) einen Fehlbetrag auf (Tab.11.3.).

Unter der Annahme, dass die aufgeschlossenen Volumina der Serien aufgrund von u.a. tektonischen- und Erosionsprozessen nicht notwendigerweise den tatsächlichen einmal vorhandenen Volumina entsprechen und dem Ergebnis, dass die berechnete Schmelze der Bilanzierung deutlich zu primitiv ausfällt, wird in einem neuen Ansatz der Doleritanteil von 12 auf 36 Vol. % erhöht. Mit diesem Ansatz wäre z.B. impliziert, dass eine dünne extrusive Kruste mit Doleritzusammensetzung existierte und durch Erosionsprozesse heutzutage nicht mehr aufgeschlossen ist.

In der neuen Bilanzierung weist die berechnete Schmelze, ersichtlich in der Tabelle 11.4., für die Spuren- wie auch Hauptelemente eine gute Kongruenz mit den Elementgehalten im Dolerit CM_58C auf. Auch im Vergleich zu dem etwas primitiveren Dolerit 978-9 (Wilse, 1999)

Lithologie:	Wh	S1 Px	S1 Gb	S2 GBN	S2 Agb	S3 Bgbn	Trondhj	Fiktiv	Diorit	Dolerit	Sum			
Anteile:	0,03	0,09	0,04	0,32	0,09	0,00	0,07	0,00	0,00	0,36	1,00			
Element:	Eu	Dy	Sr	Sm	TiO ₂	Zr	Cr	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O
X Wehrlit	0,05	0,40	1,50	0,12	0,10	1,00	2000,00	48,69	2,88	6,75	24,02	13,05	0,01	0,04
X S1 Px	0,11	0,70	3,50	0,26	0,20	1,80	900,00	49,46	3,34	7,19	20,37	14,89	0,03	0,19
X S1 Gb	0,17	0,55	36,00	0,22	0,12	0,90	210,00	46,50	18,59	6,06	10,16	13,91	0,10	0,78
X S2 GBN	0,16	0,80	31,00	0,33	0,28	2,60	340,00	48,25	14,78	5,09	12,37	14,79	0,10	0,89
X S2 Agb	0,37	2,70	90,00	1,30	0,55	28,30	200,00	50,00	16,90	7,37	9,07	12,19	0,15	1,91
X S3 Bgbn	0,14	0,45	31,00	0,15	0,16	1,10	180,00	46,50	18,15	6,05	10,46	14,14	0,06	1,10
X Trondhj	0,75	6,50	90,00	2,80	0,35	70,00	0,00	75,55	12,70	1,27	0,66	2,74	0,29	4,80
X Diorit	0,60	0,00	380,00	0,00	1,80	60,00	0,00	64,75	12,16	6,73	3,07	5,11	0,06	3,32
X Dolerit Mean	0,59	3,33	71,01	1,69	0,65	37,66	121,50	54,83	15,94	8,16	5,51	9,28	0,14	2,72
<i>melt calc</i>	0,37	2,26	51,89	1,07	0,43	22,28	320,03	52,84	13,94	6,40	9,75	11,61	0,12	1,83
Dolerit CM 58C	0,39	2,10	61,20	0,95	0,45	16,00	162,00	55,60	16,30	5,80	7,30	11,20	0,09	1,91
Dolerit 978-9	0,39	1,95	108,00	0,84	0,37	27,00	190,00	51,10	16,70	6,18	9,15	12,11	0,50	2,14
KL1.2 CM38 CM58 BK124			37,00		0,45	20,00	238,20	53,38	15,67	6,52	8,20	9,58	0,26	2,59

Tab. 11.4. Bilanzierte Schmelze (rot) errechnet aus den Elementgehalten aus den optimierten Proportionen der Lithologien anhand der Erhöhung des Doleritanteiles auf 36 % . Vergleich s. Tab. 11.3. Disk. im Text.

und den gemittelten Gehalten der vier primitivsten eigenen Dolerite (KL_1.2, CM_38, CM_58C, Bk-124, unterste Zeile in den Tab.11.3.-4.) ergibt die Bilanzierung ein gute Übereinstimmung.

11.3.9 Proben mit abweichenden Spurenelementmustern

11.3.9.1 Metagabbro

Der Metagabbro CM_301 grenzt sich durch seine sehr hohen Elementkonzentrationen und durch sein nahezu horizontal verlaufendes Muster bei den REEs markant von allen anderen Proben ab. Im Vergleich mit dem Serie 2 Amphibolgabbro (vgl. Abb.11.2.B mit E), der das am weitesten differenzierte Kumulatgestein der kartierten Serien 1 bis 3 darstellt (s. Kap.4; 6; 8–10), grenzt sich der Metagabbro neben seinem Muster vor allem durch seine deutlich höheren Elementkonzentrationen in den Seltenen Erden (~10 fach C1 für die HREEs bei dem Amphibolgabbro und ~20-30 fach C1 für die HREEs des Metagabbros) sowie bei den HFS-Elementen (~0,5-0,6 fach MORB im Amphibolgabbro und ~ 1 fach MORB im Metagabbro s. Abb.A5.3) ab. Bei den LIL-Elementen weist der Metagabbro nur eine unwesentliche Erhöhung im Vergleich zu den REEs auf, im Gegensatz zu den Kumulaten der Serien 1 (Abb.A5.3).

Der Metagabbro zeigt anhand seines neoproterozoischen Alters von 556-579 Ma. (Wallin et al., 1988; 1990) keinerlei genetische Beziehung zu den paläozoischen Plutonen (404-435 Ma. Wallin et al., 1995; Wallin and Metcalf, 1998). Somit lässt sich ein kogenetischer Ursprung zu den Serie 1 bis 3 ausschließen, was hier erstmals auch von Seiten der Geochemie bestätigt wird (s. Kap.9-10).

11.3.9.2 Peridotit (Plagioklas-Lherzolith)

Die Pyroxene (Klino- und Orthopyroxen) des Plagioklas-Lherzolith PA_2b grenzen sich anhand ihrer Muster und ihren erhöhten Spurenelementkonzentrationen von den Pyroxenen der pyroxenitischen und gabbroischen Trinityproben ab (Abb.11.6.-7.). Somit können sie als Quelle der beprobten Klinopyroxene der Kumulatserien 1 bis 4 (einschließlich Wehrlit) nahezu ausgeschlossen werden.

Einen fertilen Gesamtgesteinschemismus besitzen auch einige der im Anhang A5.2.A gezeigten Trinity Peridotite aus Literaturdaten (Harzburgite und Lherzolithe z.T. plagioklasführend; Quellen: Brouxel and Lapierre, 1988; Gruau et al., 1991; Gruau et al., 1993; Gruau et al., 1995). So kann in der Abbildung A5.2.A zwischen fertilen Peridotiten mit Elementkonzentrationen > 1 fach chondritischen Gehalten und verarmten Peridotitproben unterschieden werden. Auch hinsichtlich ihres Musters lassen sich zwei Gruppen in der Abbildung A5.2.A differenzieren. Für die Muster kann zwischen LREE verarmt (positive Steigung) mit Ce_N/Sm_N Verhältnissen zwischen 0,17 und 0,19 (Gruau et al., 1991) und nahezu waagrecht verlaufenden Mustern (LREE~MREE~HREE) unterschieden werden. Wenige fertile Peridotite besitzen ein schwach negative Europium Anomalie und führen wenige modale Prozente an Plagioklas (Gruau et al., 1991; Brouxel and Lapierre, 1988). Die absoluten REE Gehalte in den verarmten Proben sind um einen Faktor von 5-25 niedriger als in den fertilen Proben (Gruau et al., 1991). Ein kogenetischer Ursprung zwischen den fertilen Proben und den Trinity Kumulaten kann aufgrund der unterschiedlichen Muster und Konzentrationen ausgeschlossen werden. Allerdings zeigen die fertilen Peridotite mit ihren nahezu waagrecht verlaufenden Mustern eine deutliche Ähnlichkeit mit dem Metagabbro auf (vgl. Abb.A5.2.A mit 11.2.E). Auch die höheren Elementkonzentrationen des Metagabbros sprechen für eine vergleichsweise fertile Quelle als sein Ursprung (wie z.B. die fertilen Peridotite aus der Abb.A5.2.A).

11.3.9.3 Dolerit BC_212

Der Dolerit BC_212 besitzt ein auffallend anderes Muster sowie deutlich höhere Elementkonzentrationen als die typischen Trinity Dolerite und der N-MORB (N-MORB aus Juteau and Maury, 1999). Aufgrund seines Musters wurde er mit Vorbehalt der Copley Suite zugeordnet (11.1.2.4; Brouxel et al., 1987; Brouxel and Lapierre, 1988; Brouxel et al., 1988). Die Basalte der Copley Suite werden auf ein Alter von ~ 400 Ma. datiert (Lindsley-Griffin, 1994;

Miller, 1989) und weisen somit ein zum Teil deutlich jüngeres Alter auf als die auf 404-435 Ma. datierten Plutonen (Wallin et al., 1988; 1995; Wallin and Metcalf, 1998).

Keine Kumulatphase (in den eigenen wie auch in den Fremddaten s. Abb.A5.2.A-I) weist ein dem BC_212 entsprechendes Muster auf, vielmehr besitzen alle ein dem ersten Trend kongruentes Muster. So bleibt es fraglich, ob im Trinity Komplex die (passenden) Kumulate zu den Copley Mustern existieren.

11.3.9.4 Olivin-Gabbonorit

Der Olivin-Gabbonorit zeigt mit einem Eu/Eu^* Verhältnis von 1,1 nur eine schwach positive Anomalie für Europium (Abb.11.2.F) trotz seiner 15 Vol. % an Plagioklas (s. Tab.A2.3). Somit bestätigt er seine Sonderstellung die sich durch seine hohen Gehalten an Nickel und Chrom im Gesamtgestein wie auch in seinen Olivinen und Klinopyroxenen (s. Kap.9+10) aufzeigt, sowie durch sein isoliertes Auftreten im Gelände (s. Kap.8). Die Ursache der erhöhten Elementgehalte (Ni, Cr) kann auf eine xenokristische Komponente zurückgeführt werden. Der potentiell zugefügte (xenokristische) Mantelolivin hätte bezüglich der inkompatiblen Spurenelementsignatur allerdings nur einen „verdünnten“ Einfluss, so dass die Ähnlichkeit des Musters zu den Serie 1 Pyroxeniten nicht überraschend ist.

11.3.9.5 Serie 4 Klinopyroxen

Auffällig sind die Klinopyroxene der Serie 4, da sie von allen beprobten Klinopyroxenen die niedrigsten inkompatiblen Elementgehalte, bei gleichem Muster aufweisen (Abb.11.6.C). Im Gegensatz zum Klino- zeigt der Orthopyroxen der Serie 4 Elementgehalte (und Muster), wie sie typisch sind für die Serie 3 Orthopyroxene (s. Abb.11.7.B) und weist auf ein deutliches mineralchemisches Ungleichgewicht (primitiver Klino- und rel. evolvierter Orthopyroxen) zwischen den beiden Mineralphasen in der Probe CM_438 hin.

Hohe Gehalte an Cr_2O_3 in den Kernen von Klinopyroxenen werden als Hinweis auf eine Generation primitiver Kristalle gewertet (Coogan et al., 2000; Suhr et al., 2006). Für einen primären Ursprung und gegen eine xenokristische Natur der primitiven Klinopyroxene spricht eine deutliche Zonierung im Cr_2O_3 Gehalt im Cpx. So weist der Rand nur noch 0,1 wt% Cr_2O_3 auf im Vergleich zu 0,6 wt% im Kern (s. Tab.A.3.2-2). Wie im Kapitel 5.5 diskutiert, zeigt die Probe CM_438 (s. Abb.5.7.) eine Platznahme in eine noch heiße Serie 3 Umgebung. Da die Probe aus dem Kontaktbereich zur Serie 3 stammt, scheint eine Herkunft des Orthopyroxens als

Xenokrist aus der Serie 3, durch Intrusionsprozesse während der Platznahme der primitiven Serie 4, somit am wahrscheinlichsten.

11.3.10 Diskussion der Subduktionszonenkomponente

Die FMM Modellierung (s. 11.3.7) verwendete die Elemente: Nb, Zr, Ti, Y und Yb zur Festlegung des Grades der Verarmung der Quelle anhand vorhergehender Aufschmelzung. Daraus folgte, dass die Trinity Proben aus einer verarmten Quelle stammen, die vor Bildung der Trinity Proben schon einmal eine mittlere Aufschmelzung von 13 Prozent erfuhr. Bezierend auf das FMM Modell und Pearce et al. (1984) wurde, basierend auf obigen Elementen und den gemessenen Elementkonzentrationen, eine Basislinie für den primitivsten Dolerit mit einer Mg# von 74, generiert (Abb.11.16.).

Die Basislinie interpoliert und extrapoliert die niedrigsten Elementgehalte auf die Umgebung und beinhaltet alle mittleren und schweren Seltenen Erden. Für Elemente mit stärkerer Inkompatibilität als Zirkonium zeigen sich deutliche, bis extreme Anreicherungen um dis zu drei Größenordnungen (bei Cs Faktor ~ 1300) gegenüber der extra- und interpolierten Basislinie.

Eine genauere Betrachtung des Diagramms (Abb.11.16.) zeigt, dass es sich bei den Elementen fast ausschließlich um LIL-Elemente handelt. Verbleibende HFS-Elemente zeigen im Vergleich zu den LIL-Elementen deutlich geringere Anreicherungs faktoren (Tab.11.5.).

Eine solche Anreicherung an LIL-Elementen in den Doleriten lässt sich aufgrund der fluidmobilen Eigenschaften der LILE auf zwei Möglichkeiten zurückführen. (1) Eine Hoch- und/oder Niedertemperaturalteration, oder (2) auf eine Subduktionszonenkomponente (Pearce, 2003).

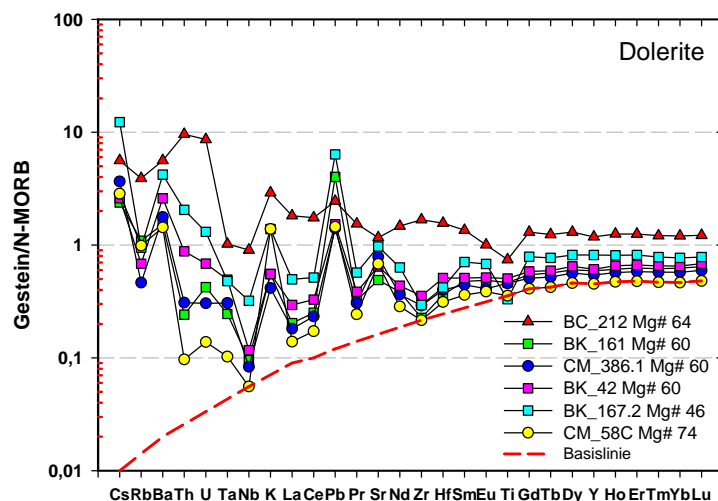


Abb. 11.16. Elementkonzentrationen der Dolerite (N-MORB normiert nach Sun and McDonough, 1989). In rot eingetragen ist die Basislinie für den primitivsten Dolerit (CM_58C). Die Mg# der Dolerite ist in der Legende ersichtlich. Disk. im Text.

Eine exakte Aufschlüsselung, welche Anreicherung in den Proben auf eine Alterations- und welche auf eine Subduktionszonenkomponente zurückgeführt werden kann, ist hier nicht möglich. Geben zwar die sehr frischen Pyroxenite anhand ihrer REE Anomalien (s. 11.1.2.1 und 11.3.5) Hinweise auf eine schwache Modifizierung durch Alterationsprozesse, so zeigen jedoch

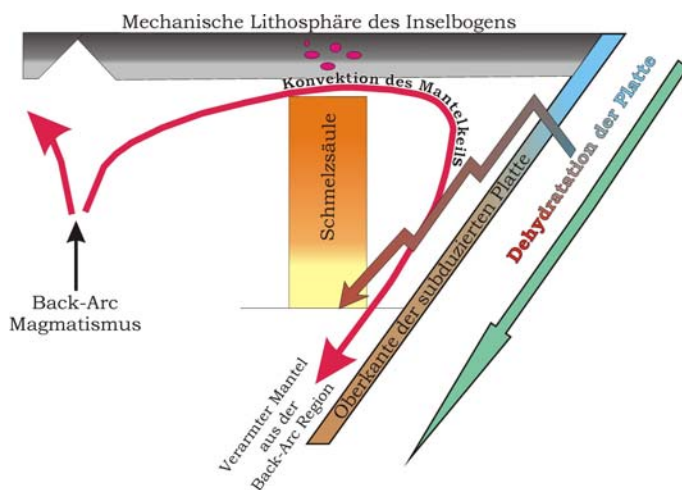


Abb. 11.17. Schmelzgenese in einem Subduktionszonenenvironment (verändert nach Pearce and Parkinson, 1993 und Schmidt and Poly, 1998). Der komplexe Transfer des Wassers ist hier nur schematisch wiedergegeben, die verschiedenen Stationen seines Transportes in verschiedenen Mineralphasen mit anschließenden Dehydrationsprozessen und erneutem Einbau in eine neue Mineralphase sind durch Pfeile angedeutet. Nicht maßstäblich.

die Dolerite in ihren REE Mustern keine solchen Anomalien (vgl. Abb.11.1. mit 11.4.). Dies wird hier insofern gedeutet, dass der überwiegende Teil einer Anreicherung der LIL-Elemente in den Doleriten vornehmlich auf eine Subduktionszonenkomponente zurückführbar ist. Das wird bestätigt durch die niederen Strontiumgehalte in den Doleriten (Abb.11.16.), da Strontium zusammen mit Blei ein hoch fluidmobiles Element darstellt (Chauvel et al., 1995). Keiner der typischen Dolerite weist Sr-Gehalte von über 1-fach MORB auf (s. Abb.11.16.; vgl. mit New Britain Laven in Abb.11.21. bis 4-fach MORB), dass gleiche gilt auch für alle Plagiogranite und die Kumulate (Abb.A5.3.). Ebenfalls korreliert der Sr-Gehalt im Gesamtgestein sowohl mit dem Eu-Gehalt, der Mg# und dem modalen Plagioklasgehalt im Gesamtgestein, wie auch der Sr-Gehalt im Plagioklas mit dem Eu-Gehalt im Plagioklas, was sich gut in der Abbildung A5.8.A-D im Anhang A5 zeigt. Somit kann eine sekundäre Anreicherung an Sr durch Alterationsprozesse bzw. Interaktionen mit Meerwasser in den analysierten Proben nahezu ausgeschlossen werden.

Eine Subduktionszonenkomponente repräsentiert die Modifizierung des unter dem Inselbogen liegenden Mantels durch einen Elementtransfer von der abtauchenden Platte in den darüber liegenden Mantelkeil (Abb.11.17. Pearce et al., 1995; Pearce, 2003; Schmidt and Poly, 1998; Stolper and Newman, 1994). Alle Inselbogensvulkanite zeigen diese Subduktionszonenkomponente (Pearce et al., 1995; Pearce, 2003), so dass der Nachweis in den Doleriten gleichzeitig ein sehr starkes Argument für die Bildung Trinity Dolerite in einem SSZ

Milieu ist. Dies bestätigt somit die geochemische Einstufung des Trinity Komplex als SSZ Ophiolith von Metcalf et al. (2000) und Wallin and Metcalf (1998).

Die Ursache und Herkunft der mobilisierten Elemente kann im wesentlichen in zwei Prozessen gesehen werden. (1) Fluide Phasen stammen aus Dehydratationsprozessen der z.T. stark hydratisierten ozeanischen Lithosphäre, oder (2) der auflagernden pelagischen Sedimente (Elliot et al., 1997; Schmidt and Poly, 1998; Tatsumi, 1989). Der alternative Transport von LILE via „*Slab Melts*“ (Defant and Drummond, 1990; Elliot et al., 1997; Hawkesworth et al., 1998; Yogodzinski et al., 1995) wird hier nicht betrachtet da bei diesem Prozess die HFSE Teil des Transfers sind, was die Abbildung 11.16. für die Trinity Dolerite weitgehend ausschließt. Entsprechende Lokation mit einem HFSE Transfer sind im folgenden Kapitel aufgeführt.

Für die Petrogenese des BC_212 Dolerits scheint die Subduktionskomponente einen deutlich stärkeren Anteil zu besitzen als in den typischen Trinity Doleriten, da alle LIL-Elemente deutlich zu MORB erhöht sind (Abb.11.16.). Aufgrund ihrer Einstufung in die Copley Suite (11.1.2.4) und ihren viel höheren Gehalten an HFS-Elementen im Vergleich zu den typischen Trinity Doleriten wird die Probe BC_212 bei der folgenden Diskussion der Subduktionszonenkomponente ausgeschlossen. Im dem relativen Vergleich zwischen den LIL- und HFS-Elementen zeigt aber auch diese Probe, die für SSZ Vulkanite typische Verarmung der HFSE gegenüber den LILE (Pearce et al., 1995).

In der Tabelle 11.5. sind für alle in den Abbildungen 11.16. und 11.17.-18. aufgeführten Elemente jeweils drei Werte aufgelistet: (1) die minimale Anreicherung relativ zur Basislinie („factor low“); (2) die maximale Anreicherung relativ zur Basislinie („factor high“) und (3) der Anreicherungsbereich, ausgedrückt als das Verhältnis von Max zu Min („factor h/l“). Zusätzlich sind in der Abbildung 11.16. noch die Mg# der Dolerite aufgeführt. Diese korrelieren grob mit dem maximalen Anreicherungsbereich.

Im einfachsten Modell wäre der Abstand von der Basislinie zu dem minimalen Anreicherungsbereich ein primitives Magma mit Subduktionszonenkomponente (SZK), der maximale Anreicherungs Wert dasselbe, aber für ein nunmehr evolviertes Magma, denn alle Elemente sind inkompatibel und reichern sich daher mit der Fraktionierung an.

Für die M-HREE fällt die Basislinie mit der Konzentration des primitivsten Dolerits zusammen, womit die SZK unerheblich für die Magmenzusammensetzung ist. Bei den M-HREE

Daten: Element	Eigene			Metcalf*			Willse*		
	factor low	factor high	factor h/l	factor low	factor high	factor h/l	factor low	factor high	factor h/l
Cs	239	1226	5	143	2714	19	786	2000	3
Rb	36	84	2	45	580	13	140	326	2
Ba	71	210	3	18	499	27	77	191	2
Th	4	85	21	11	57	5	5	97	19
U	4	34	9	4	30	7	7	32	4
Ta	2	9	5	1	3	3	2	3	1
Nb	1	6	6	1	2	2	1	2	2
K	6	20	3	2	59	27	12	58	5
La	2	6	4	1	4	4	2	5	3
Ce	2	5	3	1	3	6	2	4	2
Pb	12	53	4	4	36	10	2	7	4
Pr	2	4	2	1	3	3	1	2	2
Sr	3	6	2	1	8	7	3	5	2
Nd	1	3	2	1	3	3	1	2	2
Zr	1	2	2	1	2	2	1	2	2
Hf	1	2	2	1	2	4	1	2	2
Sm	1	2	2	1	3	2	1	2	2
Eu	1	2	2	1	2	2	1	2	2
Ti	1	1	1	1	2	2	1	1	1
Gd	1	2	2	1	2	2	1	2	2
Tb	1	2	2	1	2	2	1	2	2
Dy	1	2	2	1	2	2	1	2	2
Y	1	2	2	1	2	2	1	2	2
Ho	1	2	2	1	2	2	1	2	2
Er	1	2	2	1	2	2	1	2	2
Tm	1	2	2	1	2	2	1	2	2
Yb	1	2	2	1	2	2	1	1	1
Lu	1	2	2	1	2	2	1	2	2

Tab. 11.5. Anreicherungsfaktoren der Subduktionszonenkomponente für die eigenen Dolerite (ohne BC_212), die Dolerite aus Metcalf* (Metcalf et al., 2000) und Willse* (Willse, 1999). Eingetragen in der Tabelle ist die minimale Anreicherung relativ zur Basislinie („factor low“), die maximale Anreicherung relativ zur Basislinie („factor high“) und der Anreicherungsbereich definiert als Max/Min („factor h/l“). Die jeweilige Basislinie ist in den Abbildungen 11.16.; 11.18. und 11.19. rot eingezeichnet. Disk. im Text.

sind die anderen Dolerite maximal um einen Faktor zwei gegenüber der Basislinie angereichert. Da die Mg# in den Doleriten systematisch dabei von 74 bis 46 variiert (Abb.11.16.), lässt sich diese Anreicherung allein durch Fraktionierungsprozesse erklären. Für stärker inkompatible Elemente als die MREE kann diese „passive“ Anreicherung etwas stärker sein, bei zum Beispiel 75 % Fraktionierung würde ein perfekt inkompatibles Element um den Faktor 4 angereichert werden.

Tatsächlich variiert das Verhältnis zwischen „factor low“ und „factor high“ (Tab.11.5.) aber bis zu einem Faktor von 21, bzw. 27 bei den Doleriten von Metcalf et al. (2000). Wie sind diese hohen Bereiche erklärbar? Sicher nicht mehr durch Fraktionierung allein. Hier wird daher gefordert, dass Stammagmen mit verschiedenen starken Subduktionszonenkomponenten existieren. Anders ausgedrückt, es wird vermutet, dass primitive Magmen mit verschiedenen minimalen Anreicherungsfaktoren (=SZK) existierten.

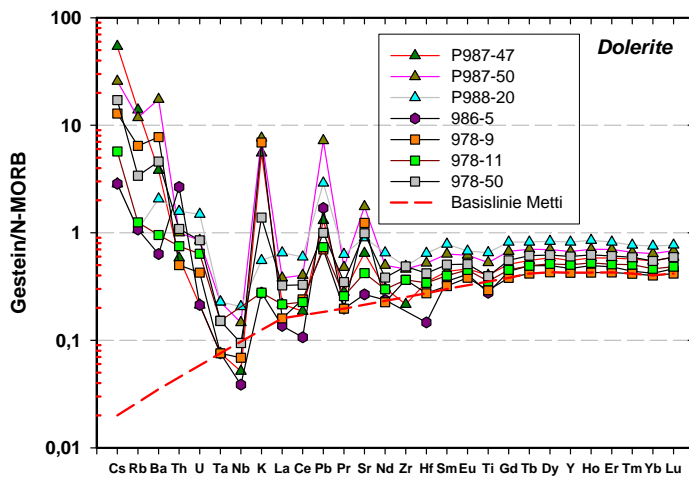


Abb. 11.18. Elementkonzentrationen (N-MORB normiert nach Sun and McDonough, 1989) der Dolerite von Metcalf et al. (2000). In rot für die primitivsten Elementgehalte ist eine Basislinie eingezeichnet. Disk. im Text.

Bei den in den Abbildungen 11.18.-19. aufgetragenen Doleriten handelt es sich ebenfalls um Proben aus dem Trinity Komplex (Abbildung 11.18.: Metcalf et al., 2000; 11.19.: Willse, 1999). Für die primitivsten Proben wurden in die Abbildungen ebenfalls eine Basislinie eingetragen. Ein Vergleich mit den eigenen Daten (Tab.11.5.) anhand einer X-Y Korrelation (Abb.11.20.A+B) ergibt, dass Elemente die

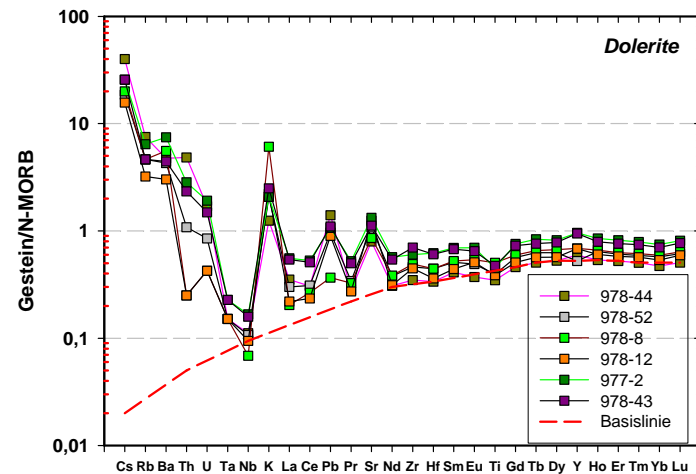


Abb. 11.19. Elementkonzentrationen (N-MORB normiert nach Sun and McDonough, 1989) der Dolerite von Willse (1999). In rot für die primitivsten Elementgehalte ist eine Basislinie eingezeichnet. Disk. im Text.

besonders stark in den eigenen Doleriten angereichert sind ebenfalls bei Metcalf et al. (2000) und Willse (2000) stark angereichert sind. Auffallend ist allerdings der Anreicherungsbereich (Ausgedrückt als „factor h/l^c“ bei Willse (1999) (Tab.11.5.). Dieser ist deutlich enger als bei Metcalf et al. (2000) und den eigenen Daten. Dies wird darauf zurückgeführt, dass die Dolerite von Willse (1999) aus einem einzigen Pluton (BK) stammen. Wie bereits oben angedeutet wird vermutet, dass es sich dabei um ein spezifisches Stammagma mit einer singulären SZK für die Proben von Willse (1999) handelt, während es sich bei den eigenen und den Daten von Metcalf et al. (2000) um mehrere Stammagmen mit verschiedenen Subduktionszonenkomponenten (anzutreffen in verschiedenen Plutonen) handelt.

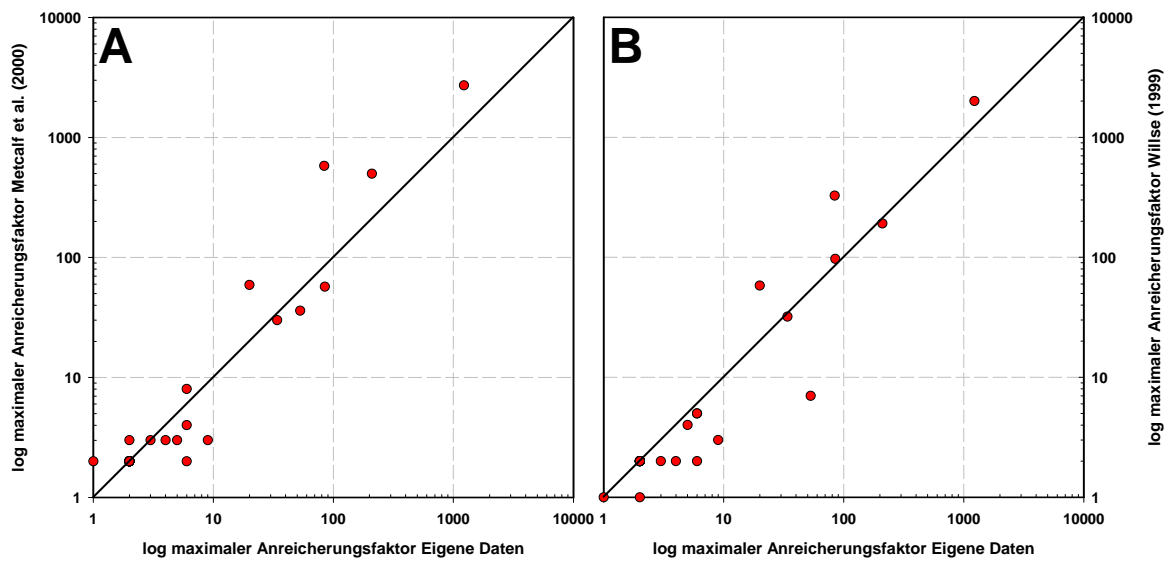


Abb. 11.20. Korrelation für die maximalen Anreicherungsfaktoren (SZK) der A) eigenen Dolerite (X-Achse) und Metcalf (Y-Achse) sowie B) für die eigenen Daten (X-Achse) und Willse (Y-Achse) (logarithmisch aufgetragen ist der „factor high“ aus der Tab.11.5). Disk. im Text.

11.3.11 Vergleich der Trinity Dolerite mit Vulkaniten aus anderen Lokationen

Um die Stellung der Trinity Vulkanite hinsichtlich ihres tektonischen Settings weiter einzugrenzen, findet sich in der Abbildung 11.21.A-H ein Vergleich mit anderen, zum Großteil rezenten Subduktionszonen-Vulkaniten (der Bereich der typischen Trinity Dolerite ist gelb hinterlegt, der Dolerit BC_212 ist separat aufgetragen). Zum Vergleich wurden Laven des New Britain Inselbogens (Forearc) gewählt (11.21.A-C; Woodhead et al., 1998); dem Manus Back Arc Basin im New Britain System (11.21.D; Woodhead et al., 1998), ozeanischen Basalten der Solomonen Platte (Abb.11.21.E; Woodhead et al., 1998); Laven (Basalte, Boninite, Andesite) des Troodos Ophiolithes (Abb.11.21.F; Zusammenstellung aus König et al., 2008) und von Laven des Marianen Inselbogens (Abb.11.21.G-H; Elliott et al., 1997). Der Troodos Ophiolith wurde als markanter Vertreter eines SSZ-Ophioliths ausgewählt (z.B. Rautenschlein et al., 1985; Robinson et al., 1983; Miyashiro, 1973; Moores et al., 1984), der New Britain Inselbogen weil dort junge ozeanische Kruste (25-35 Ma.) unter einem flachen Winkel (30°) subduziert wird (Juteau and Maury, 1999; Woodhead et al., 1998) und die Marianen aufgrund der Subduktion alter ozeanische Kruste (> 140 Ma.) unter einem steilem Winkel von 80° (Juteau and Maury, 1999; Elliott et al., 1997; Stern et al., 1996).

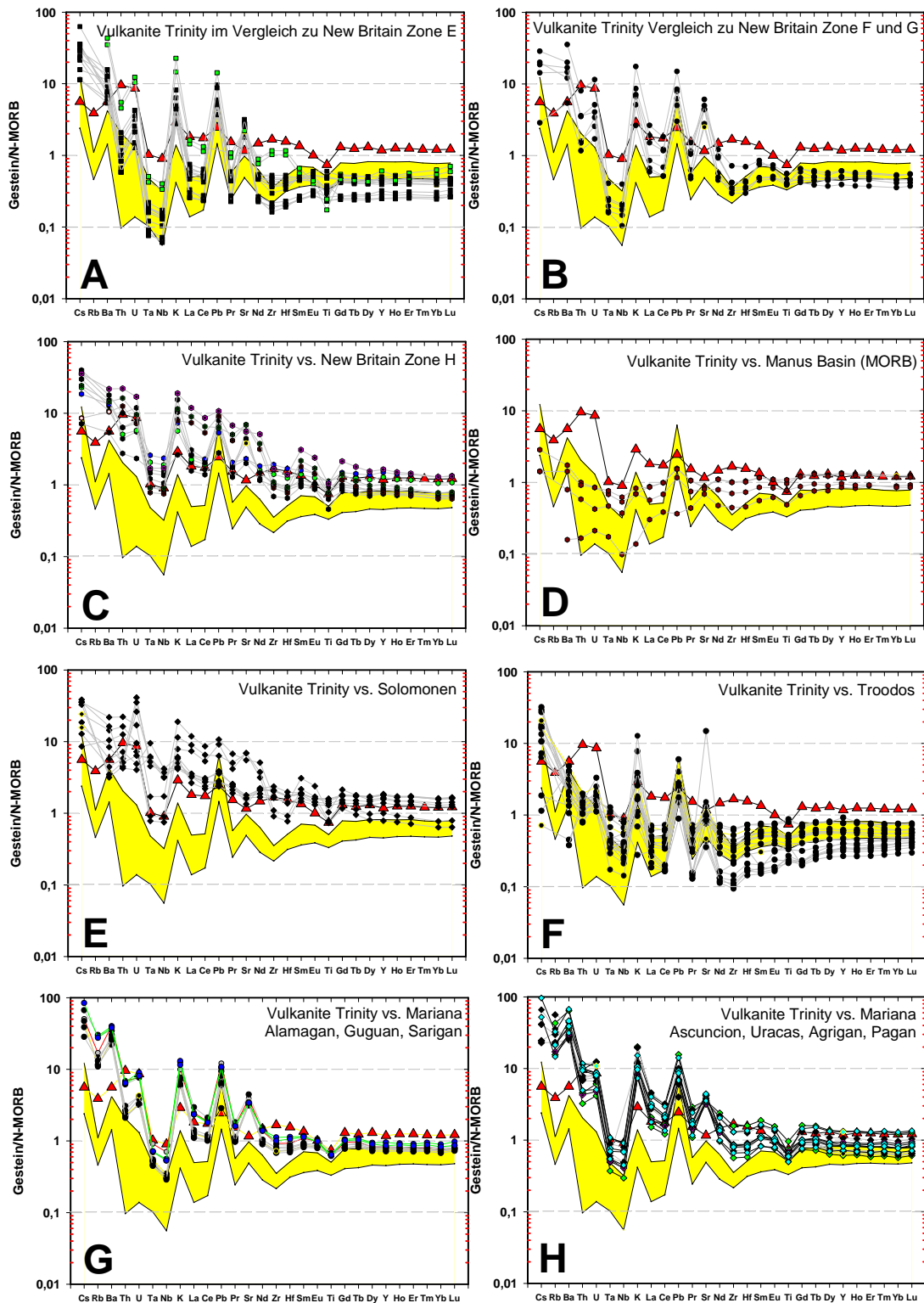


Abb. 11.21. Vergleich der typischen Trinity Dolerite (gelb hinterlegt), und des Dolerits BC_212 (rot) mit Doleriten aus SSZ-Environments. A-C) New Britain (Woodhead et al., 1998), D) Manus (Woodhead et al., 1998), E) Solomonen (Woodhead et al., 1998), F) Troodos (Zusammenstellung aus König et al., 2008) G-H) Marianen (Elliott et al., 1997). Alle Elementkonzentrationen N-MORB normiert nach Sun and McDonough (1989). Disk. s. Text.

Die typischen Trinity Dolerite positionieren sich aufgrund ihrer Elementkonzentrationen an Seltenen Erden zwischen den New Britain Zone F und G (Abb.11.21.B), sowie den Troodos Laven (Abb.11.21.F). Für die Gehalte an HFS-Elementen, insbesondere für Niob und Tantal, weisen die typischen Dolerite vergleichbar niedere Gehalte auf wie die New Britain Zone E (Abb.11.21.A) und die Troodos Laven (Abb.11.21.F). Das bestätigt weiterhin eine verarmte Quelle der Trinity Schmelzen, da die Bildung der New Britain Laven wie auch die der Troodos Laven einer verarmten Mantelquelle zugeschrieben wird (Cameron, 1985; Woodhead et al., 1998). Mit der Ausnahme von Blei weisen die typischen Trinity Laven deutlich niedrigere Konzentrationen in ihren Gehalten an LIL-Elementen auf als die Troodos, New Britain, Solomonen und Marianen Laven (Abb.11.21.A-C; E; F; G-H). Nur die Manus Basalte (MORB) zeigen erwartungsgemäß niedrigere LILE- und höhere HFSE-Gehalte (Abb.11.21.D). Allerdings sind die Unterschiede in den LIL-Elementkonzentrationen, mit Ausnahme von Blei und Caesium, relativ gering (Abb.11.21.D).

Für den Dolerit BC_212 finden sich nur zwei Gruppen, die vergleichbare Elementkonzentrationen aufweisen und vor allem seinem charakteristischen Buckel in den Elementen Nd, Zr, Hf, Sm, Eu entsprechen. Interessanterweise sind es neben den Marianen Laven aus Agrigan (Abb.11.21.H) die ozeanischen Basalte der Solomonen Platte (Abb.11.21.E), die MOR-Basalte von Manus weisen zwar gleiche Gehalte an Seltenen Erden auf, aber für die Mehrheit der LILE und HFSE besitzen die Manus Laven geringere Elementkonzentrationen (Abb.11.21.D).

Um einen besseren Vergleich zwischen dem Einfluss der Subduktionszonenkomponente für die eigenen Daten (ohne BC_212) und den obigen Inselbogenvulkaniten zu erhalten, wird hier auf den Ansatz des vorigen Abschnitts zurückgegriffen. Für einen Vergleich der SZK mit den Trinity Doleriten wurden dabei die aufgrund ihres qualitativ vergleichbaren Elementspektrums (Gehalte der M-HREE, sowie der HFSE sehr ähnlich s. Abb.11.21.B), die New Britain Zone F und G Laven ausgewählt.

In der Abbildung 11.22. sind die Laven aufgetragen und um eine Basislinie ergänzt. Die minimalen und maximalen Anreicherungen sowie der Anreicherungsbereich der New Britain Zone F und G Laven im Vergleich mit den eigenen Daten finden sich in der Tabelle 11.6. Aus der Tabelle wird anhand der höheren Anreicherungsfaktoren (sowohl für die minimalen wie auch

die maximalen) klar ein größerer Einfluss der SZK auf die New Britain Laven ersichtlich. Der Unterschied ist auch grafisch in der Abbildung 11.23. (log Skalierung!) deutlich zu erkennen.

Somit scheint der Einfluss der Subduktionszonenkomponente (SZK) auf die Trinity Laven deutlich geringer als in den New Britain Zone F und G Laven wie auch im Vergleich zu den übrigen Laven der Abbildung 11.21.

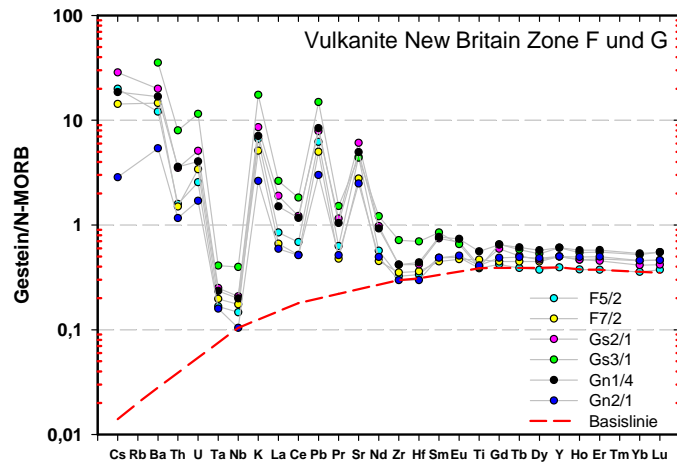


Abb. 11.22. Elementkonzentrationen (N-MORB normiert nach Sun and McDonough, 1989) der New Britain Zone F und G Laven aus der Abbildung 11.20. (Woodhead et al., 1998).

Letzteres bestätigt sich anhand typischer Elementverhältnisse: So drücken die niederen

Daten:	Eigene			New Britain Zone F und G			Mean Trinity		
Element	factor low	factor high	factor h/l	factor low	factor high	factor h/l	factor low	factor high	factor h/l
Cs	239	1226	5	204	8673	42	389	1980	9
Rb	36	84	2				73	330	6
Ba	71	210	3	193	1264	7	56	300	11
Th	4	85	21	30	205	7	7	80	15
U	4	34	9	33	221	7	5	32	7
Ta	2	9	5	2	5	3	2	5	3
Nb	1	6	6	1	4	4	1	3	3
K	6	20	3	22	145	7	7	45	12
La	2	6	4	4	19	4	1	5	3
Ce	2	5	3	3	10	4	1	4	4
Pb	12	53	4	15	76	5	6	32	6
Pr	2	4	2	2	7	3	1	3	2
Sr	3	6	2	10	24	2	2	6	3
Nd	1	3	2	2	4	3	1	3	2
Zr	1	2	2	1	2	2	1	2	2
Hf	1	2	2	1	2	2	1	2	3
Sm	1	2	2	1	3	2	1	2	2
Eu	1	2	2	1	2	2	1	2	2
Ti	1	1	1	1	1	1	1	2	2
Gd	1	2	2	1	2	2	1	2	2
Tb	1	2	2	1	2	2	1	2	2
Dy	1	2	2	1	1	1	1	2	2
Y	1	2	2	1	2	2	1	2	2
Ho	1	2	2	1	2	2	1	2	2
Er	1	2	2	1	2	2	1	2	2
Tm	1	2	2				1	2	2
Yb	1	2	2	1	1	1	1	2	2
Lu	1	2	2	1	2	2	1	2	2

Tab. 11.6. Anreicherungsfaktoren der Subduktionszonenkomponente für die eigenen Dolerite (ohne BC_212), die gemittelten Faktoren der Trinity Daten (Mittelwerte der Dolerite von Metcalf et al., 2000; Willse, 1999 und den eigenen Daten) und die New Britain Zone F und G Laven (Woodhead et al., 1998). Abkürzungen s. Tab.11.5. Die jeweiligen Basislinien finden sich in den Abbildungen 11.15.; 11.17.; 11.18. und 11.21. Disk. im Text.

Sr-Gehalte in den Trinity Doleriten auch die Sr/Nd Verhältnisse, die zusammen mit dem U/Th Verhältnis für Subduktionszonen Magmen charakteristisch hoch sind (Elliot et al., 1997; Woodhead et al., 1998). In Tabelle 11.7. sind die Elementverhältnisse zum Vergleich mit den Inselbogenvulkaniten aus der Abbildung 11.21 eingetragen. Die typischen Trinity Dolerite zeigen

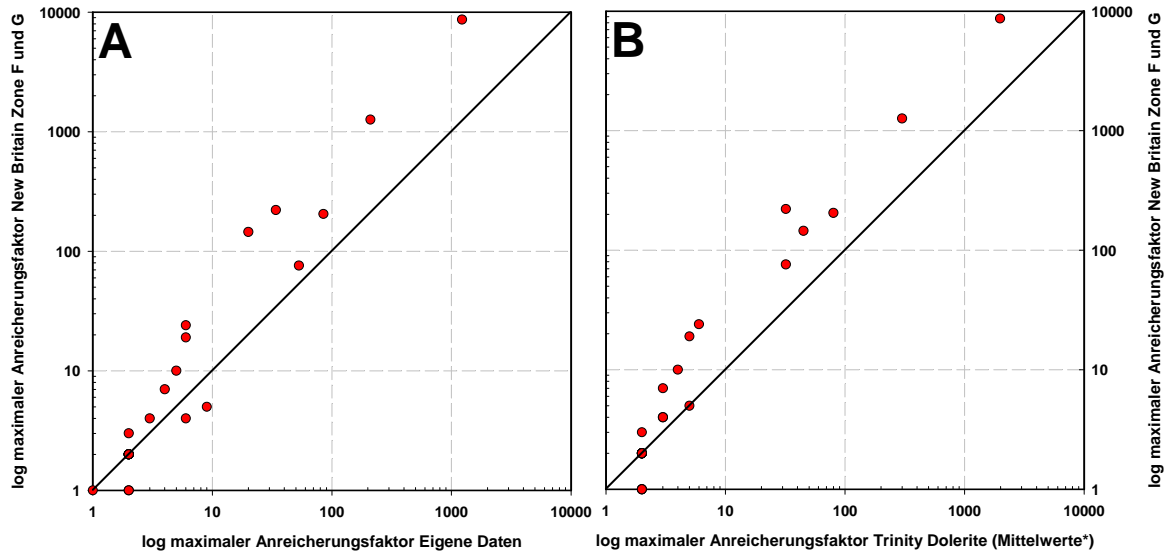


Abb. 11.23. Korrelation für die maximalen Anreicherungs faktoren (SZK) der A) eigenen Dolerite (X-Achse) und den New Britain Laven (Y-Achse) sowie B) für die gemittelten Trinity Daten (Mittelwert der Daten von Willse, 1999; Metcalf et al., 2000 und den eigenen Daten, s. Tab.11.6. auf der X-Achse) und den New Britain Laven (Y-Achse) (logarithmisch aufgetragen ist der „factor high“ aus der Tab.11.6.). Disk. im Text.

sowohl niedrigere Sr/Nd wie auch U/Th Verhältnisse im Vergleich zu den Vulkaniten aus Abbildung 11.21.

Zur Differenzierung zwischen dem Einfluss einer Subduktionszonen- und einer Sediment/Schmelzkomponente (Stichwort „Adakite“) bei den Trinity Laven selbst und im Vergleich zu den Laven aus den anderen Lokationen, wurden Verhältnisplots gewählt

Lokation:	Sr/Nd	Mean	n=	U/Th	Mean	n=	Quelle:
Trinity	15-29	20	5	0,25-0,6	0,44	5	1
BC 212	10	X	1	0,35	X	1	1
Trinity 2	17-67	31	14	0,13-0,66	0,33	4	2+3
Troodos	14-507	65	18	0,3-0,86	0,54	18	4
Marianen	18-50	35	23	0,38-0,64	0,47	23	5
New Britain	13-138	57	29	0,22-1	0,68	29	6
Manus	9-18	12	4	0,28-0,5	0,37	4	6
Solomonen	9-12	10	6	0,26-3,1	1,5	6	6

Tab. 11.7. Elementverhältnisse (unnormiert) der Trinity Dolerite und der Laven aus der Abbildung 11.20. Abkürzungen: Mean= Mittelwert, n= Anzahl der Probe; Quelle: Literaturdaten, Datenquelle 1: Eigene Daten; 2: Metcalf et al., 2000; 3: Willse, 1999; 4: König et al., 2008; 5: Elliot et al., 1997; 6: Woodhead et al., 1998.

(Abb.11.24.A-E) in denen der Einfluss der jeweiligen Subduktions- und/oder Schmelzkomponente auf die Elementzusammensetzung ersichtlich wird.

In Abbildung 11.24.A ist das Verhältnis von Th/Yb gegen Nb/Yb der Vulkanite (Trinity sowie die Vergleichsproben aus der Abb.11.21.), sowie für ein N-MORB

und OIB als Mantelquelle (Sun and McDonough, 1989) aufgetragen. Eine vorübergehende Schmelzabgabe führt zu einer Abnahme in beiden Verhältnissen, da sich jedes einzelne Verhältnis

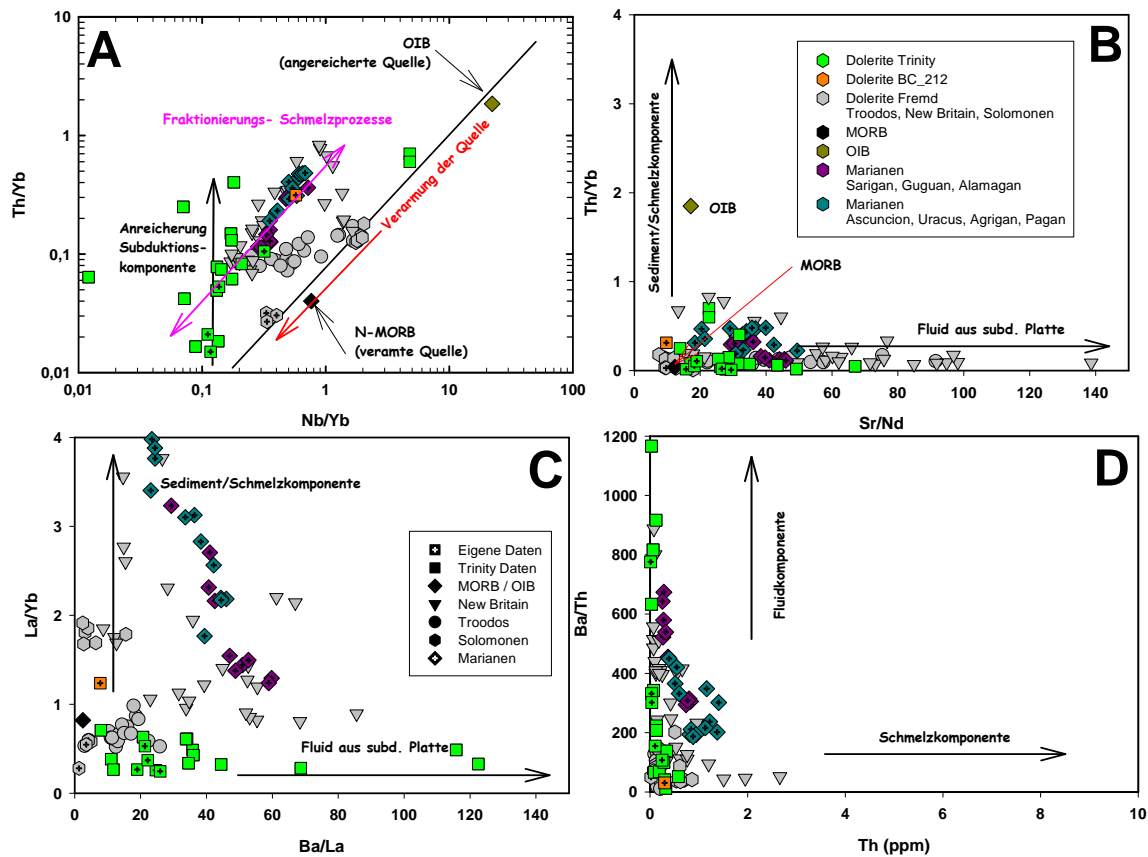


Abb. 11.24. Spurenelement Verhältnisplots zur Herausstellung der Subduktionskomponente. Grün Trinity Dolerite (BC_212 separat geplottet in orange), Troodos, New Britain, Solomonen Laven Grau und Marianen Laven türkis und violett. Datenquellen wie in Abb.11.22. A) Th/Yb vs. Nb/Yb nach Pearce et al. (1995), B) Th/Yb vs. Sr/Nd nach Woodhead et al. (1998), C) La/Yb vs. Ba/La nach Woodhead et al. (1998) und D) Ba/Th vs. Th (ppm) nach Hawkesworth et al. (1997). Diskussion im Text.

aus der Konzentration eines stärker inkompatibleren Elementes zu einem weniger stark inkompatiblen Element zusammensetzt. Das Resultat ist ein Verarmungsvektor. Die Addition einer Subduktionszonenkomponente führt zu einer Erhöhung des Th/Yb Verhältnisses, nicht aber des Nb/Yb Verhältnisses, da im Gegensatz zu Th weder Nb noch Yb von Subduktionskomponenten in der resultierenden Schmelze beeinflusst werden (Pearce et al., 1995). So ergibt sich der Subduktionskomponenten-Vektor (Abb.11.24.A), dessen Extrapolation in Richtung seines Ursprunges Hinweise auf die Zusammensetzung der Mantelquelle gibt (Pearce et al., 1995). Für die Trinity Proben (grüne Quadrate, BC_212 orange) zeigt sich in der Abbildung (11.24.A) neben einer Abstammung aus einer stark verarmten Quelle eine Anreicherung durch eine Subduktionszonenkomponente. Während sich die Entwicklung parallel des Verarmungsvektors durch Fraktionierungsprozesse erklären lässt (Pearce et al., 1995), ist der vertikale Scatter auf den variablen Einfluss der Subduktionskomponente zurückzuführen

und/oder auf einen variabel verarmten Mantelperidotit als Quelle (Pearce et al., 1995). Der vertikale Scatter für die Trinity Dolerite, die Proben stammen aus vier Plutonen, wird hier aufgrund der Ergebnisse in der obigen Diskussion (11.3.10) auf mehrere Stammmagmen, mit verschiedenen Subduktionszonenkomponenten zurückgeführt.

In den Abbildungen 11.24.B und 11.24.C sind Th/Yb gegen Sr/Nd bzw. La/Yb gegen Ba/La aufgetragen. Die Anreicherung entlang der y-Achse (Th/Yb; La/Yb) lässt sich auf Assimilation von Sedimentmaterial und/oder auf eine Modifizierung durch aufgeschmolzene Sedimente (Adakitkomponente) aus der abtauchenden Platte zurückführen (Davidson, 1987; Elliott et al., 1997; Woodhead et al., 1998). Die Anreicherung entlang der x-Achse der fluidmobilen Elemente Sr und Ba reflektiert den Einbezug von Meerwasser auf die Proben, entweder aus einer fluiden Subduktionskomponente, oder durch hydrothermale Zirkulation von Meerwasser durch die Kruste (Chauvel et al., 1995; Elliot et al., 1997; Hawkesworth et al., 1994; Kogiso et al., 1997; Pearce and Cann, 1973; Pearce et al., 1995; Tatsumi et al., 1986; Woodhead et al., 1998). Für den Großteil der Proben weist der Trinity eine im Vergleich zu den anderen Laven geringere Modifikation von einer fluiden Phase auf. Einen Einfluss einer Sediment/Schmelzkomponente auf die typischen Trinity Dolerite lässt sich hingegen anhand der Abbildungen wohl ausschließen. Die Probe BC_212 (oranges Quadrat) positioniert sich wieder etwas abseits der typischen Dolerite, hin zu einem höheren Einfluss einer Sediment- bzw. Schmelzkomponente.

Barium ist deutlich mobiler in Subduktionszonenfluiden als Thorium (Pearce and Cann, 1973; Pearce et al., 1995; Hawkesworth et al., 1997), wohingegen Thorium erst bei sehr hohen Temperaturen aufgrund der zunehmenden Mischbarkeit von Fluid- und Schmelzkomponenten (Kessel et al., 2005), eine mit Barium vergleichsweise Löslichkeit, respektive Mobilität, erfährt. Neben einigen New Britain und Marianen (Agrigan) Laven, fallen auch der Dolerit BC_212 und 978-40 (Wilse, 1999) in der Abbildung 11.23.E weiter in den Einflussbereich einer Schmelzkomponente hinein, wie die übrigen Proben. Für die typischen Trinity Dolerite zeigt sich auch hier ein Überwiegen der Fluidkomponente gegenüber der Schmelzkomponente.

11.4 Zusammenfassung

Die Ergebnisse der Geochemie bestätigten die Aussagen der Petrografie hinsichtlich einer Kristallisationsreihenfolge von Pyroxen vor Plagioklas. Gleichfalls zeigte sich anhand der Diskrepanz zwischen den primitiven Gesamtgesteinsgehalten und den Mineralgehalten (LA-ICP-

MS und Mikrosonde) in der Serie 3 wie wichtig neben einem Abgleich mit anderen Analysemethoden, auch die modale Kontrolle der Proben ist. So konnten die primitiven Elementgehalte in den Gesamtgesteinsanalysen durch die hohen modalen Anteile von Plagioklas und Orthopyroxen erklärt werden, wodurch die relativ hohen Konzentrationen in den Klinopyroxenen gänzlich unterdrückt werden. Erhöhte Gehalte an Lanthan und Praseodym im Gesamtgestein werden auf sekundäre Phasen in den Proben zurückgeführt.

Die im Wesentlichen nur parallel zu höheren Konzentrationen verschobenen Muster in den Gesamtgesteinen, wie auch in den Mineralen, zeigen für die intrusiven Serien, ausgehend von den Wehrliten über die Kumulate der Serien 1-3 bis zu den Doleriten, einen kogenetischen Ursprung auf. Dies wird durch eine Modellierung bestätigt. Literaturdaten von Trinity Kumulaten und Doleriten können zwanglos in die Interpretation mit einbezogen werden. Von der kogenetischen Suite grenzen sich der Metagabbro, der Dolerit BC_212 sowie der Lherzolith PA_2b aufgrund ihrer abweichenden Muster und deutlich höheren Elementkonzentrationen ab. Der Lherzolith kann als Quelle der verarmten Trinity Gesteine aufgrund seiner Fertilität ausgeschlossen werden.

Durch die niederen Gehalte an Seltenen Erden, wie auch an HFS-Elementen gegenüber N-MORB, weisen die Trinity Dolerite auf eine Abstammung aus einer verarmten Quelle hin. Dies wurde durch Modellierungen dahingehend bestätigt, dass die Quelle der Trinity Plutone schon einen mittleren Aufschmelzgrad von 13 % erfahren hatte, bevor sie durch ein abermaliges Aufschmelzen von etwa 11 % die Trinity Gabbros produzierte.

Die Bilanzierung der Spuren- und Hauptelemente anhand der aufgeschlossenen Proportionen der einzelnen Serien zeigte, dass es sich bei den Plutonen nicht um ein geschlossenes System gehandelt haben kann. Vielmehr sollte der Anteil der mittleren Doleritzusammensetzung von beobachteten 15 Vol. % auf 35 Vol. % erhöht werden. Dies wird dahingehend gedeutet, dass eine dünne, extrusive Kruste mit Doleritzusammensetzung existiert hat.

Die im Vergleich zu MORB erhöhten LILE Gehalte reflektieren die Anreicherung der Trinity Schmelzen durch eine Subduktionszonenkomponente (SZK) und charakterisieren somit die Schmelzen als Subduktionszonen-Magmen. Weiterhin zeigte sich anhand der

unterschiedlichen Anreicherungsfaktoren, dass im Trinity Stammmagmen mit verschieden starken SZK existieren.

Im Vergleich zu anderen typischen Subduktionszonen-Vulkaniten weisen die Trinity Dolerite allerdings durchwegs einen relativ geringen Einfluss der Subduktionszonenkomponente auf.

12 Diskussion der Ergebnisse und Synthese

12.1 *Einleitung*

Die hier vorliegende Arbeit wurde mit dem Ziel begonnen, das Verständnis der ozeanischen Unterkrustenbildung für Systeme mit langsamen Spreizungsraten ($< 3\text{-}4\text{ cm/a}$) durch Arbeiten im Trinity Ophiolith zu erweitern. Hierbei sind als wichtigste Punkte zu nennen: Die Platznahme, Organisation sowie Aufbau der plutonischen Körper, speziell der interne Aufbau der Gabbros und die mit einem solchen heterogenen System assoziierte tektonische Dehnung. Es wurde weiterhin erwartet, mit den Ergebnissen die - notgedrungenen Maßen eindimensionalen - Aufschlüsse von ODP/IODP Bohrungen besser in ihren geologischen Kontext einordnen zu können. Anlass zur Wahl des Trinity Massivs war die Klassifikation als Typlokation eines langsam spreizenden Rückens (Boudier et al., 1989; Cannat and Lecuyer, 1991; Le Sueur et al., 1984; Nicolas, 1989).

Ein Ophiolith repräsentiert ein ozeanisches Spreizungszentrum, mit dem wesentlichen Merkmal einer vorherrschenden Dehnungsrichtung, markiert durch einen charakteristischen Gangkomplex. Lithologisch-strukturell umfasst ein Ophiolith einen ultramafischen Bereich an seiner Basis, einen auflagernden gabbroischen Komplex der in einen mafischen Gangkomplex übergeht und mit einem vulkanischem Gebilde samt auflagernden Sedimenten an seinem Top abschließt (Participants, 1972). Diese Definition beinhaltet durchaus das Auftreten von gestörten Kontakten und das Fehlen ganzer Sektionen. Im Laufe der Zeit wurde erkannt, dass die Bildung von Ophiolithen neben ozeanischer Lithosphäre vermutlich auch intraozeanische Becken und Inselbogensysteme umfasst (Moores, 1982; Participants, 1972; Pearce, 2003).

Im Folgenden werden die in den vorausgegangenen Kapiteln erzielten Ergebnisse im Zusammenhang mit relevanten Fragestellungen diskutiert. In den anschließenden Abschnitten 12.9 – 12.12 werden weitergehende Fragestellungen eruiert und eine Synthese präsentiert.

12.2 *Plutonaufbau: Verschachtelte Intrusionen mit kalten Kontakten*

Ein pseudostratigrafisch geordneter, ophiolithischer Plutonaufbau, wie von Le Sueur et al. (1984), Boudier et al. (1989), Nicolas (1989) und Cannat and Lecuyer (1991) u.a. in Schemazeichnungen postuliert, wurde im Trinity nicht erkannt, obwohl alle Gesteinstypen eines Ophioliths im Trinity vertreten sind (s. Kap.4-8). Auch ein Aufbau dem Modell einer klassischen

Magmenkammer mit geordnetem internen Aufbau entsprechend, wie von Ceuleneer and Le Sueur (2008) postuliert, konnte ebenfalls nicht bestätigt werden.

An dessen Stelle treten drei ineinander verschachtelte intrusive Einheiten („Serien 1-3“ s. Abb.3.1.-3.3.), die als Intrusionszentren (= ein „Pluton“) in einer Umgebung aus Mantelperidotit liegen.



Abb. 12.1. Xenolithe von Mantelperidotit in Serie 1 Pyroxenit, Aufschluss TL_3, Tamarack Lake.

Die Größe der Intrusionszentren, sowie die Anzahl und Ausbildung der sie aufbauenden intrusiven Einheiten variieren von Pluton zu Pluton (s. Kap.8 und geol. Karten). Das Modell der intrusiven Serien wurde aus Geländebefunden abgeleitet (Kap.3; 4; 8). Neben Lithologie und Schnittbeziehungen waren es vor allem fragmentreiche Bereiche, die eine Untergliederung der Plutone und damit einhergehend eine zeitliche Abfolge der Serien unter- und zueinander

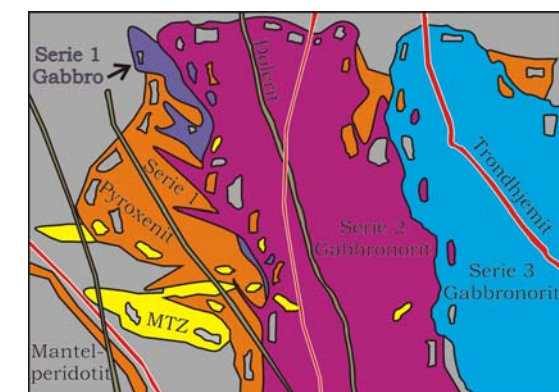


Abb. 12.2. Stark vereinfachte Schnittbeziehung zwischen den intrusiven Serien untereinander und zum Nebengestein. Nicht maßstäblich. Farbgebung entsprechend der geol. Karte.

ermöglichten (Ausnahme: Neoproterozoikum s. 12.3). Aufgrund der zumeist eckigen bis nur leicht angerundeten Fragmente/Xenolithe (Abb.4.6.; 4.24.; 4.29.-30.; 8.6.-7.; 8.18.; 8.21.; 8.30.-31.; 8.37.-39.; 8.46.-47.) konnte abgeleitet werden, dass es sich bei den intrusiven Serien um diskrete, zeitlich voneinander getrennte Schübe handelt bei denen – beispielsweise – frühe, schon erstarrte Pyroxenite durch spätere Gabbros zerlegt werden (Abb.4.24.; 8.7.; 8.47.; 12.1). So ergeben sich die relativen Alter und Kontakte der Serien aus Fragmenten der älteren in den jeweiligen jüngeren Serien. Nach Platznahme der Wehrlite ist die Serie 1 früh, die Serie 3 spät und die Serie 2 liegt zeitlich in der Mitte. In der Abbildung 12.2. sind stark vereinfacht die zeitlichen- sowie die Schnittbeziehungen der Serien untereinander aufgetragen. Die Farbgebung in der Abbildung entspricht der geologischen Karte. Die Größe

der Fragmente variiert im cm- Bereich bis hin zu hausgroßen Blöcken.

Die Plutone selbst stellen eine Vielzahl an in sich verschachtelten Magmenkammern bzw. Schmelzschüben dar, auch innerhalb der einzelnen Serien. So besteht z.B. der Serie 2 Hauptkörper des China Mountain Körpers aus vielen kleinen Schmelzschüben, deren Einzelvolumen etwa zwischen der Größe des Cabin Meadows (~200 x 100 m aufgeschlossene Fläche) und den nördlichen Serie 2 Einzelkörpern (~1000 x 1000 m) variiert (s. Kap.8.3; 8.9). Fragmente von Peridotit, Pyroxenit, Wehrlit sowie abgeschnittene interne Serie 2 Fragmente dienen als interne Kontaktmarker der einzelnen Schübe (s. Kap.4; 6; 8).

In Abbildung 12.3. ist der schematische Aufbau eines Plutons stark vereinfacht gezeigt. Die diverse Ausbildung der Plutone im Gelände kann aus der Abbildung 12.3. dadurch abgeleitet

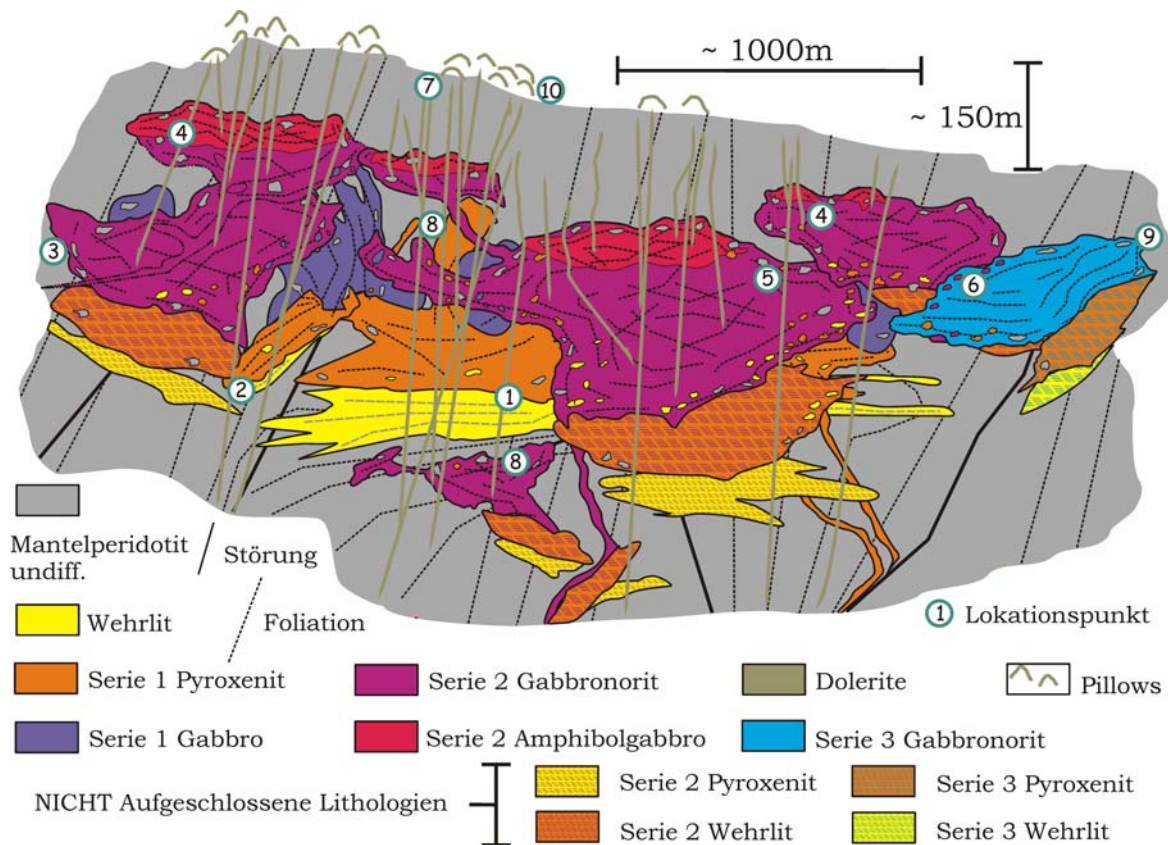


Abb. 12.3. Stark schematisierter Aufbau eines typischen Trinity Plutons. Disk. im Text. Die Lokationspunkte geben Hinweise auf den Aufschluss der die skizzierten Eigenschaften aufzeigt. 1) Flach liegende MTZ im Mantel intrudiert von Pyroxenitgängen: Aufschluss BC_20, Bear Creek. 2) Steile MTZ: Aufschluss BK_110, Bonanza King sowie Randposition im China Mountain, CM_408. 3) Steiler Pluton und Kontakt zum Mantelperidotit: z.B. Aufschluss CM_81 Cabin M.; CM_100, CM_103 South China Mtn. 4) Serie 2 Amphibolgabbro z.T. mit Doleritgängen und Mantelperidotit Fragmenten: Aufschlüsse CM_57-59 South China Mtn. oder BK_80 Bonanza King. 5) Relikte von Mantelperidotit und/oder Serie 1 Pyroxenit in Serie 2 Gabbronorit: Aufschluss CM_403 China Mtn.; BC_140 Bear Creek; BK_120B. 6) Serie 3 Gabbronorit liegt strukturell unter Serie 2 Gabbronorit: S-E Flanke China Mountain. 7) Doleritgänge im Mantelperidotit: z.B. W-Flanke Bonanza King, BK_163-170. 8) Mantelperidotit überlagert den Gabbropluton: Kangaroo Lake, Tamarack Lake, Topbereich China Mountain. 9) Steiler Kontakt zwischen Mantelperidotit und Serie 3 Gabbronorit sowie Peridotit Xenolithe innerhalb der Serie 3: E-Flanke Bear Creek, z.B. Aufschluss BC_78. 10) Pillow Laven: Aufschluss CM_49, CM_72-73, südlich Cabin Meadows.

werden, indem das Magmenvolumen pro Serie und das Anschnittsniveau variiert wird.

Der in der Literatur vorherrschende Eindruck, dass im Trinity Massiv eine klassische Ophiolithabfolge vorliegt, entstand vermutlich aus der Integration einer 1) gut ausgebildeten MTZ an der Basis des Bear Creek Plutons 2) einer lagigen Gabbrosequenz unter den variabel texturierten Gabbros im China Mountain und 3) von isotropen Gabbros, die im Bonanza King Pluton in einen Doleritkomplex übergehen. Tatsächlich aber ergibt sich aus den zusammenhängenden Geländebefunden für den Trinity ein Aufbau, in dem verschiedenste mafische Lithologien – im klassischen Ophiolithmodell vertikal angeordnet – im Trinity auf ein und demselben strukturellen Niveau zu finden sind (Abb.12.3.).

Ein weiteres Charakteristika für den Trinity ist die Abwesenheit von plastischer und die nur lokal bzw. nur schwach im Vergleich zu ODP 735B und vielen Ophiolithen ausgebildeten magmatischen Gefüge (Cannat, 1991; Cannat et al., 1991; Dick et al., 2000; Natland and Dick, 2001; Nicolas, 1989). Dies weist zusammen mit den xenolithischen Kontakten auf eine relativ statische (lithosphärische) Umgebung während der Gabbrobildung hin.

Als eine weitere Besonderheit der Trinitykörper ist Mantelperidotit im Dachbereich des Tamarack Lake, Kangaroo Lake und Bonanza King Pluton aufgeschlossen (z.B. Abb.8.37.-38.). Im China Mountain geben Relikte von Peridotit in den topografisch und strukturellen Toplagen gleichfalls Hinweise auf eine frühere Existenz von Mantel über dem Pluton (s. geol. Karten). Solch ein Vorkommen von Mantelperidotit im Hangende der Gabbroplutone ist nicht konsistent mit einem klassischen Ophiolithaufbau und spricht gegen einen erfolgreichen Riftingprozess wie er für ein Spreizungszentrum gefordert werden sollte (s. Kap.8.7).

Die Platznahme der Schmelzen erfolgte lokal auch entlang von Störungen, wie z.B. der inaktiven China Mountain Shear Zone (CMSZ), aber auch entlang von Serpentinnetzwerken (Abb.8.49.). Strukturell erfolgte die initiale Platznahme der Gabbros vergleichbar einem plutonischen Gangschwarm (Mahan et al., 2003; Suhr and Cawood, 2001). Dieser steile, gangartige Aufbau, lässt sich besonders in den kleineren Einzelkörpern (z.B. Cabin Meadows) beobachten. Dort finden sich am Kontaktbereich zum Peridotit Blöcke und verwurzelte Screens von Mantelperidotit, die klar auf ein gangförmiges Aufreißen während der Gabbroplatznahme in einer lithosphärischen Umgebung hinweisen (s. Abb.8.21.A; 8.31.; 8.32.; 8.36.). Bei großen Körpern dominieren mittelsteile bis flache Strukturen besonders in den Zentralbereichen, wo sie

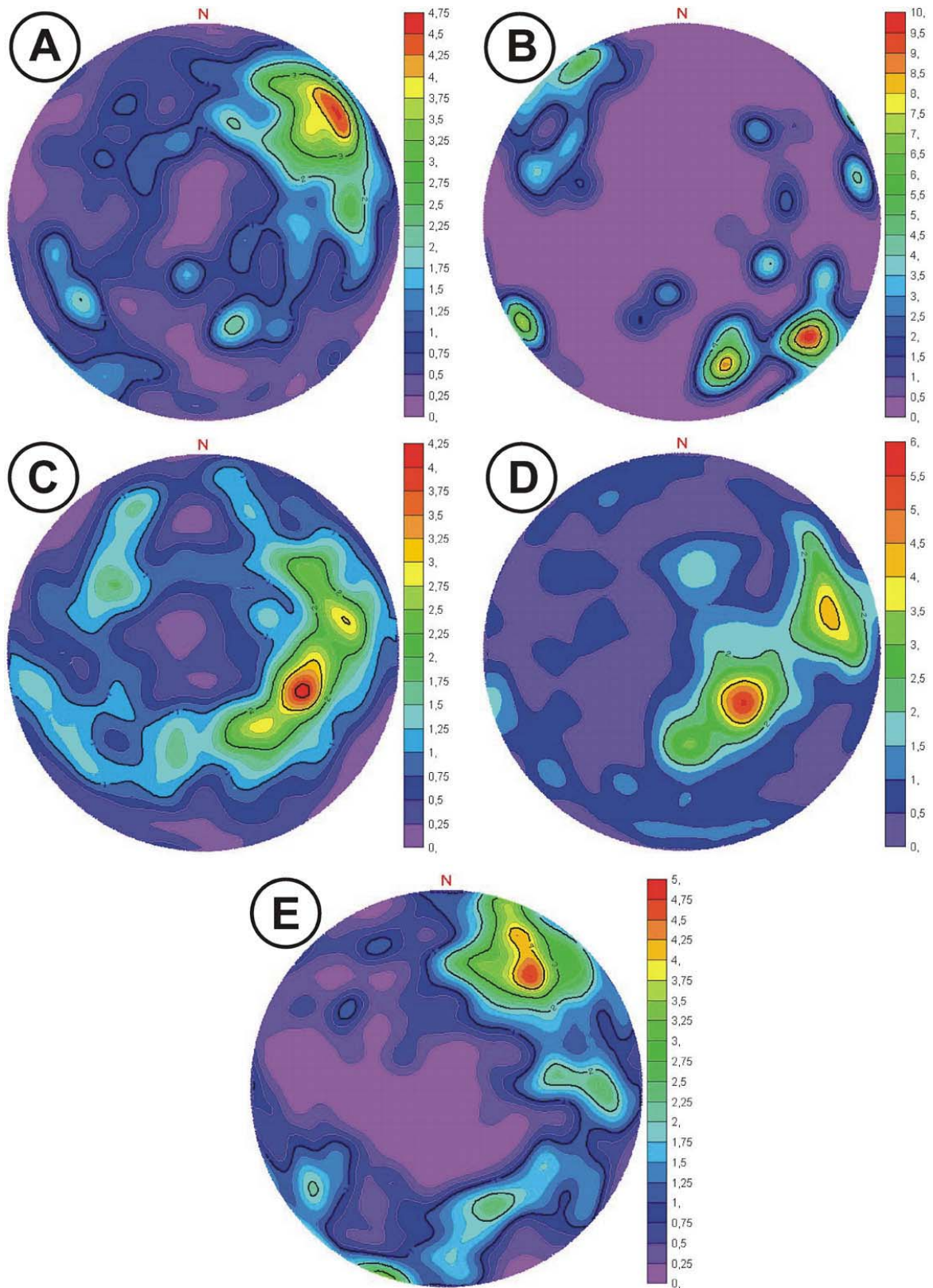


Abb. 12.4. Konturdiagramm der Polpunkte von A) Foliation im Mantelperidotit, alle Massive einschl. der Kangaroo Lake Daten (Burckhardt, 2007), $n=409$; B) Lineationen im Mantelperidotit, eigene Daten, $n=100$; C) Foliation im Gabbro aller Serien, $n=678$; D) Lagenbau im Gabbro aller Serien, $n=385$ und E) Orientierung der Dolerite, alle Massive, $n=287$; Projektion: Schmidtsches Netz, untere Halbkugel.

oft ein sehr heterogenes Einfallen aufzeigen (v.a. im variabel texturiertem Serie 2 Gabbronorit). An den Ränder hingegen weisen die größeren Körper (unabhängig von der Lithologie) wieder steile magmatische Strukturen auf, vergleichbar mit den kleineren Körpern (s. geol. Karten). Dies ist auch in der Abbildung 12.3. angedeutet, wonach der übergeordnete Aufbau der Plutone relativ flach gestapelten und an- sowie ineinandergesetzten Sills entspricht, vergleichbar einer Kombination aus dem Sill-Modell von Kelemen et al. (1997) für die Unterkruste des Oman und den verschachtelten Magmenkammern des Troodos Ophioliths von Malpas (1990). Steile Strukturen im Zentrum eines Plutons können somit lokal die Ränder von verschachtelten Schmelzschüben repräsentieren. Dies bietet auch für die heterogenen Strukturdaten in den Gabbrokörpern eine gute Begründung (s. Abb.12.4.C-D; 8.16.D; 8.20.C; 8.28.B; 8.35.B; 8.45.C).

Insgesamt lässt sich ein klassischer Magmenkammeraufbau der Trinity Plutone, wie von Ceuleneer and Le Sueur (2008) für den Bear Creek Körper beschrieben, ausschließen. Vielmehr wird eine Plutonbildung durch multiple Schmelzschübe aus einer in der Tiefe liegenden Magmenkammer/Schmelzpool favorisiert.

12.3 *Das Neoproterozoikum*

Im Nordwesten des Trinitykörpers tritt nach Lindsley-Griffin (1991, 1994) und Wallin et al. (1995) neoproterozoische Kruste auf (vgl. Kap.2; 4; 5; 8). Hier zeigten die Geländearbeiten, dass der in der Literatur postulierte tektonische Kontakt (Lindsley-Griffin, 1991, 1994) zwischen dem regionalmetamorph überprägten, meist metagabbroisch ausgebildeten Neoproterozoikum und der Trinity Sequenz (Wehrlite und Serie 2 Gabbronorite) intrusiv ist. Ein tektonischer Kontakt existiert nur lokal zwischen Neoproterozoikum und Mantelperidotit (Kap.8). So weist gleichfalls die Intrusionen von späten und undeformierten Wehrliten und Serie 2 Gabbronoriten in den deformierten Metagabbro und entlang von Teilen des Störungskontaktes, auf eine schon ortsfeste Konfiguration von Neoproterozoikum und Mantelperidotit hin, mit einer zur Zeit der Platznahme der paläozoischen Serien bereits inaktiven CMSZ-Störungszone (s. Kap.8.3).

Strukturell weist der Metagabbro anhand seiner tektonischen (Amphibolitfazies) Gefüge eine Konkordanz mit der übergeordneten Richtung (NW-SE) der vorherrschenden Mantelfoliation auf (s. Kap.8; Abb.8.14.A,D,E). Auch die Orientierung der Doleritgänge im Metagabbro (Kap.4.3.3.3; 8.3) ist einheitlich mit einer NW-SE Streichrichtung (Abb.8.16.A). Fragmenthaft ausgebildete Kontakte zwischen dem Metagabbro und den paläozoischen Serien konnten nicht beobachtet werden.

Die Interpretation des Körpers von Lindsley-Griffin (1991; 1994) und Lindsley-Griffin et al. (2006) als eigenständiger Ophiolith, der in keiner Beziehung zu den jüngeren Plutonen des Trinity steht, konnte bestätigt werden. Ungeklärt bleibt in der vorliegenden Arbeit allerdings der Mantelanteil des neoproterozoischen Körpers, da – im Gegensatz zu Lindsley-Griffin (ibidem) – die Diskriminierung im Gelände zwischen einem neoproterozoischen und einem mit den jüngeren Plutonen assoziierten Mantel (als „ordovizischer Trinitymantel“ bezeichnet bei Lindsley-Griffin, 1991; 1994; Kap.8.3) hier nicht möglich war.

Vielmehr stellt sich die Frage, ob es sich bei dem gesamten aufgeschlossenen Mantelperidotit des Trinity Massivs nicht um eine einzige zusammengehörige Mantelsequenz handelt, die mit der neoproterozoischen Kruste kogenetisch ist und in die später, in einem geotektonisch andersartigen Umfeld, die Gabbroplutone des Trinity platzgenommen haben.

12.4 *Phasenpetrologie: MORB oder Inselbogen?*

Die petrografische Untersuchung der Dünnschliffe bestätigte die schon im Gelände postulierte Ausscheidungsreihenfolge: Olivin => Klinopyroxen => Orthopyroxen => Plagioklas => Amphibol => Quarz, wobei einige Proben der Serie 3 eine Kristallisation von Opx => Cpx => Plag aufzeigen (Kap.4; 6). Das Auftreten und die frühe Kristallisation von Pyroxen ist untypisch für Kumulate, die sich an ozeanischen Spreizungssystemen bilden (Nicolas, 1989; Ross and Elthon, 1997) und weist auf eine im Vergleich zu MORB bei niederen Druckbedingungen generierte, SiO₂ wie auch H₂O reichere, kalk-alkaline Schmelzzusammensetzung hin, wie sie typisch für Inselbogenmagmen ist (Pearce et al., 1984; Ross and Elthon, 1997). Die Differentiationsreihenfolge der Gesteine ist damit Wehrlit => Websterit => Gabbronorit => Amphibolgabbro => plagiogranitische Gesteine. Ferrogabbros wie auch Troktoithe fehlen in den Intrusionen.

Für den neoproterozoischen Metagabbro zeigt sich hingegen eine MORB typische Kristallisationsreihenfolge von Plagioklas vor Klinopyroxen. Orthopyroxen wurde in der Gesteinsserie nicht gefunden. Die gesamte neoproterozoische Serie weist eine regionalmetamorphe Überprägung im Bereich der oberen Grünschiefer bis unteren Amphibolitfazies auf (Kap.6.3).

12.5 Mineralchemie: Hinweise auf eine gemeinsame, verarmte Schmelze mit hohem Wassergehalt

Mit dem Auftreten von interstitiellem magmatischen (meist < 1 Vol. %) wie auch sekundären Amphibol, zusammen mit der vorherrschenden Ausscheidungsreihenfolge, geben die Kumulate erste Indizien auf eine wasserreiche Schmelze. Ein hoher Wassergehalt wird nicht nur für die Kristallisation von magmatischem Amphibol benötigt (Berndt et al., 2005; Gillis and Meyer, 2001; Sisson and Grove 1993a), sondern unterdrückt auch die frühe Kristallisation von Plagioklas (Gaetani et al., 1993; Sisson and Grove, 1993a; s. Kap.9.3.5 und 9.5).

Ein hoher Wassergehalt in den Schmelzen – typisch für Inselbogenmagmen (Beard, 1986) – ist in Übereinstimmung mit den durchgehend hohen Anorthitgehalten (An_{80-90}) in den Plagioklasen der Serien 1 bis 4 (Abb.9.13.-14.; Kap.9.3.5). So folgen die Trinity Gabbros (Serien 1 - 3) dem Trend wässriger Schmelzen einer verarmten Quelle, wohingegen der neoproterozoische Metagabbro deutlich niedrigere Anorthitgehalte bei einer gegebenen Mg# zeigt und somit den

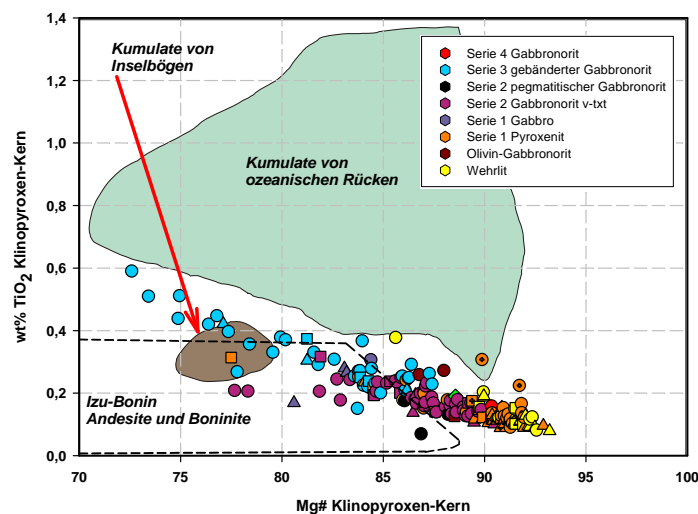


Abb. 12.5. Mg# vs. Gehalt (wt%) an TiO_2 in den Klinopyroxenkernen der Trinity Proben. Zum Vergleich sind Felder von Klinopyroxenen aus ozeanischen Kumulaten (Zusammenstellung aus Nonnotte et al., 2005), Inselbogen Kumulaten („lower crustal gabbronorites“ aus Greene et al., 2006) und von Klinopyroxenen aus Vulkaniten des Izu-Bonin Inselbogens (Nonnotte et al., 2005) eingetragen.

niederen Chrom- und Titangehalte (N-MORB Cpx > 0,4 wt% TiO_2 , z.B. Dick et al., 2000) sowie der eingeschränkten Entwicklung der Mg# von denen typischer ozeanischer Gabbros ab (Abb.12.5.; 9.9.-10).

Trends vom Mid-Atlantic (MAR) oder Southwest Indian Ridge (SWIR) in der Abbildung 9.14. entspricht. Kombiniert man die obigen Resultate zusammen mit den sehr niederen Aluminium-, Natrium- und Titangehalten der Klinopyroxene (Abb.9.4.-9.; 12.5.), so ergeben sich deutliche Hinweise auf eine Abstammung aus einer verarmten Schmelze und damit einhergehend vermutlich einem verarmten Mantel (Dick et al., 2004; Lundstrom et al., 1998; Kap.9+10). Die Klinopyroxene grenzen sich klar anhand ihrer

In erster Näherung können alle Serien mit Ausnahme des Metagabbros mineralchemisch aus einem Stammagma abgeleitet werden. Die Serien unterscheiden sich nur dadurch, dass sie unterschiedlich breite Differentiationsräume abdecken (Abb.9.4.-6.; 9.11.; 9.13.).

12.6 Spurenelementchemie: Bestätigung einer gemeinsamen, extrem verarmten Quelle

Durch die generell sehr niederen Konzentrationen an Seltenen Erden (REE) und High Field Strength (HFSE) Elementgehalten (Kap.11), geben die Trinity Gabbros und die Dolerite Hinweise auf eine Abstammung aus einer verarmten Mantelquelle. Modellierungen zeigen, dass die Quelle der Trinity Plutone in einem früheren Schmelzevent eine mittlere Aufschmelzung von 13 % erfahren hatte, bevor sie durch abermaliges Aufschmelzen von etwa 11 % die Trinity Gabbros generierte (s. Kap.11.3.6). Die Dolerite variieren in ihrer Klassifikation zwischen basaltischen Andesit bis Andesit (Abb.10.6.), wobei die primitiveren Dolerite eine boninitische Affinität aufzeigen (Crawford et al., 1989; Kap.10.4). Die Doleritchemie wurde auch hinsichtlich der Streichrichtung der zugrunde liegenden Gänge ausgewertet (s. Kap.11.1.2.3). Es zeigte sich jedoch keine Beziehung zwischen der Geochemie und einer der vier Streichrichtungen.

Mit Ausnahme der Probe BC_212 sind die Dolerite kogenetisch zu den beprobten Kumulaten (Abb.11.11.; 11.14.-15.). Der Dolerit BC_212 grenzt sich bei einer Mg# von 62 aufgrund seines Musters und deutlich höheren Elementkonzentrationen insbesondere für die HFSE, markant von den kogenetischen Trinity Doleriten ab (Abb.11.5.). So wird er aufgrund seines Musters und Elementkonzentrationen in einem ersten Ansatz den jüngeren Copley Basalten zugeordnet (Kap.11.1.2.4).

In erweiterten Spurenelementdiagrammen (Abb.11.16.; Abb.12.6.-7.)

weisen die mafischen Kumulate wie auch die kogenetischen Dolerite einen deutlichen Einfluss einer Subduktionszonenkomponente auf. Dies zeigt sich durch die erhöhten Konzentrationen an LIL-Elementen im Vergleich mit den HFS-Elementen (Pearce, 2003; Pearce et al., 1995; Kap.11.3.10). Damit bestätigt sich die *geochemische* Einstufung des Trinity Komplexes als Inselbogen- (Brouxel and Lapierre, 1988; Brouxel and Lapierre, 1989; Gruau et al., 1995; Saleeby

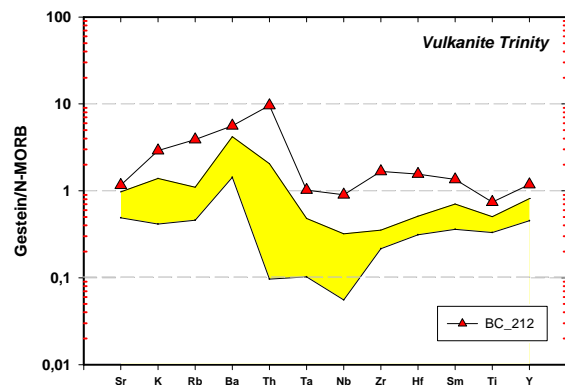


Abb. 12.6. MORB normiertes (nach Sun and McDonough, 1989) Diskriminierungsdiagramm für die LIL- (links) und HFS- Elemente (rechts) der Trinity Dolerite. Disk. im Text.

et al., 1990) respektive SSZ-Ophiolith (Metcalf et al., 2000; Wallin and Metcalf, 1998; Willse, 1999).

Ein Vergleich mit SSZ-Vulkaniten (Andesite-Boninite) aus New Britain, Marianen, Solomonen sowie dem Troodos Ophiolith (Abb.11.21.-22.) zeigt, dass die

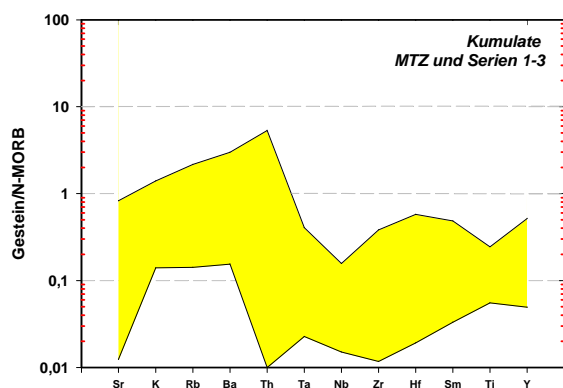


Abb. 12.7. MORB normiertes (nach Sun and McDonough, 1989) Diskriminierungsdiagramm für die LIL- (links) und HFS- Elemente (rechts) der Trinity Kumulate (alle Serien).

Subduktionszonenkomponente (Kap.11.3.11) auf eine flache Subduktion vergleichsweise junger Kruste hindeutet (Hawkesworth et al., 1994; Juteau and Maury, 1999).

Mit Ausnahme des Metagabbro und des Dolerit BC_212 zeigen alle Serien einschließlich der Wehrlite durch ihre Muster und Elementkonzentrationen einen kogenetischen Ursprung und lassen sich gut anhand fraktionierter Kristallisation aus einer gemeinsamen Quelle modellieren (Abb.11.14.-15.; Kap.11.3.7). Betreffend die HFS-Elemente (wie auch die Hauptelemente) ähneln sich die Serien (Kumulate und Dolerite) sehr stark. Bei den LIL-Elementen ist allerdings aufgrund der sehr abweichenden Konzentrationen, bzw. Anreicherungen (s. Tab.11.5) eine variabel starke Subduktionszonenkomponente zu fordern (Kap.11.3-11.4).

12.7 Trinity Peridotit: Welche Beziehung zu den Plutonen?

Charakteristisch für Gesteine der Mantel-Krusten Übergangszone (MTZ) in Ophiolithen (Dunite, Wehrlite) ist eine durchgreifende Hochtemperaturdeformation der Olivine (Boudier and Nicolas, 1995). Dies soll nach Boudier et al. (1989) auch für den Trinity Ophiolith zutreffen. Die mikrostrukturellen Untersuchungen der MTZ Wehrlite aus den Bear Creek, Bonanza King und Tamarack Lake Plutonen konnten nur Anzeichen einer geringen Deformation

finden (undulöse Auslöschung, uneinheitlich orientierte Tiltwalls, kaum Neoblasten; s. Kap.6.4.2). Zudem sind die von Boudier et al. (1989, Fig.3b) gemessenen Oliviningefüge durchaus vereinbar mit einem Kumulatsprung (vgl. dazu Fig.3b aus Boudier et al., 1989 mit Fig.2.3.e aus Nicolas, 1989; s. Kap.6.4.2-3). Weiter wird die feinkörnige Ausbildung der Gesteine (Korngröße der Basiswehrlite < 1 mm; s. Kap.6.4.2) als Hinweis auf eine Platznahme in eine schon abkühlende lithosphärische Mantelumgebung (~ 850 - 950°C), anstatt einer „normalen“ Bildung im Solidusbereich von $\sim 1200^{\circ}\text{C}$ (Nicolas, 1989) gedeutet. Auch findet sich im Trinity Komplex keine klassische dunitische MTZ (Boudier and Nicolas, 1996; Nicolas and Prinzhofer, 1983; Nicolas, 1989; s. Kap.4.4.1 und 6.4), da anstelle von Reaktionsdunit im Trinity ein Kumulatdunit lokal die Basis der MTZ ausbildet (Ceuleneer and Le Sueur, 2008). So lässt sich das Fehlen einer klassischen MTZ mit reaktivem Wehrlit und Dunit durch eine relativ kalte (lithosphärische) Umgebungstemperatur erklären. Die Bildung von Kumulatolivinen wird z.B. durch niedrigere NiO Gehalte in MTZ Olivinen von $< 0,25$ wt% im Vergleich zu Mantelolivinen mit NiO Gehalten von $> 0,35$ wt% angezeigt (Abb.9.1.).

Die Mantelgesteine des Trinity Massivs weisen lokal Plagioklas auf und sind daher ein Hauptargument für die Einstufung des Trinity als LOT („*Lherzolite Ophiolite Type*“; Nicolas, 1989; Nicolas and Dupuy, 1984) und damit als Typlokation eines langsam spreizenden Rückens. Petrografisch enthalten die Plagioklasperidotite undeformierten, interstitiellen Plagioklas und Klinopyroxen (Abb.4.2.; 6.4.-6.; 12.8.), was auf eine späte Imprägnation hinweist und nicht auf einen primären Mineralbestand der Mantelquelle (vgl. Dick and Bullen, 1984; Piccardo et al., 2007).

Wie schon mehrfach betont, erscheint innerhalb der Trinity Kumulatabfolge Plagioklas sehr spät auf dem Liquidus. Damit erscheint es unwahrscheinlich, dass der (imprägnierte) Plagioklas der Plagioklasperidotite aus den selben Schmelzen kommt, welche die Trinity Gabbros gebildet haben. Zum selben Ergebnis kommt auch eine Spurenelementbetrachtung (Kap.11), da die Mineralphasen des

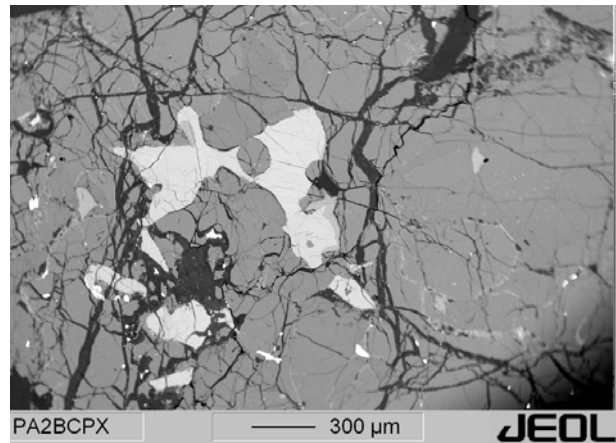


Abb. 12.8. Rückstreuungselektronenbild der Probe PA_2b (plagioklasführender Lherzolite). Im Bild gut sichtbar (weiße Farbe) liegt eine Klinopyroxen auf einer interstitiellen Position inmitten einer Matrix aus Olivin (grau).

plagioklasführenden Lherzolith (PA_2b) deutlich höhere Gehalte an inkompatiblen Spurenelementen aufweisen als die der meisten Trinity Kumulate (z.B. Abb.11.6).

In klassischen Ophiolithen besteht eine strukturelle Konkordanz zwischen Mantel und der Basis der lateral aushaltenden Kruste (Nicolas, 1989). Für das Trinity Massiv wurde postuliert, dass unmittelbar unter den Plutonen das - an die Geometrie des Spreizungszentrums gekoppelte (Cannat and Lecuyer, 1991; Boudier et al., 1989; Le Sueur et al., 1984; Nicolas, 1989) - Hochtemperaturgefüge von vertikal zu horizontal umbiegt.

Beobachtete Kontakte zwischen Mantelperidotit und Pluton sind nach dieser Arbeit fast ausschließlich bruchhafter, abrupter Natur und ohne Konkordanz zwischen Mantelgefügen und Plutonlithologien. Weitaus am verbreitetsten sind dabei (fragmenthafte) Kontakte zwischen Gabbro und Peridotit, sowohl an der Basis, lateral, wie auch am Dach des Plutons. Beispielhaft für einen lateralen, spröden Kontakt zwischen Gabbro und Mantelperidotit wird hier auf die Abbildung 12.9 aus dem Kangaroo Lake Pluton verwiesen (vgl. Burckhard, 2007). Der Kontakt zwischen Gabbro und Peridotit fällt etwa 60° ein. Diese Beobachtungen sind in



Abb. 12.9. Kontakt zwischen Serie 2 Gabbro (rechts) und Mantelperidotit (links) im Kangaroo Lake Pluton. Der Kontakt fällt steil ($\sim 60^\circ$) nach Süden (links) ein. C. Burckhardt steht auf dem Kontakt. Disk. im Text.

Übereinstimmung mit denen von Lipman (1964), Irwin (1966) und Quick (1981a/b), wonach die mafischen Sektionen intrusiv im umgebenden Peridotit liegen. Le Sueur et al. (1984) hingegen erklären die steilen Kontakte zwischen Gabbro und Peridotite durch ein Aufsteilen ehemals subhorizontaler Kontakte, im Zuge einer späteren Serpentinisierungsphase.

Im Zuge der Kartierarbeiten wurde nur eine einzige Lokation gefunden, in welcher der Übergang zwischen Mantelperidotit und einer lagigen ultramafischen Einheit („MTZ“) so gut aufgeschlossen ist, dass eine gute strukturelle Beschreibung gemacht werden konnte. Diese findet sich an der NW Flanke des Bear Creek Pluton. Dort liegen feinkörnige, lagige, nicht plastisch deformierte Lherzolite, Harzburgite und Wehrlite mit konkordantem Gefüge zum darunter liegendem Mantelperidotit. Die lagigen Ultramafite gehen nach wenigen zehner Meter im Hangenden in eine heterogene Einheit aus poikilitischen Wehrlit, Mantelperidotit, Pyroxenit (Websterit, Klinopyroxenit) und querschlagenden pegmatitischen Gabbrogängen über. Inwieweit sich diese konkordanten, lagigen Kumulate kogenetisch mit den darüber liegenden Gesteinen gebildet haben, oder – analog zu Cannat and Lecuyer (1991) - sich zeitlich vor einer Gabbrophase gebildet haben, konnte nicht endgültig geklärt werden. Sicher ist, dass ein gradueller Übergang von plastisch deformierten ultramafischen MTZ Gesteinen in die darüber liegende Kumulatabfolge nicht im Trinity Massiv existiert. Ein Umbiegen von Mantelstrukturen wie von Boudier et al. (1989) beschrieben, konnte nicht beobachtet werden, ebenso wie die Ausbildung einer MTZ an der Basis eines jeden Plutons.

Eine weitere Besonderheit des Trinitymantels sind die durch Fragmentierung und Xenolithe (Abb.12.1.) markierten Kontakte zu den mafischen Plutonen. Diesbezüglich stellen vor allem die kalten Kontakte zwischen Peridotit und Serie 2 Gabbronorit wichtige Marker dar. Die größtenteils eckigen Fragmente von Peridotit besitzen oft einen Saum bzw. einen Reaktionsrand aus Tremolit und/oder Aktinolith (Kap.4.2.3.4 und 6.2.6; Abb.4.5.; 6.12.; 8.39; 8.47.). Für Schwindinger and Anderson (1987) ist dies das Hauptargument für einen Peridotit, der schon vor Platznahme der Schmelzen seine Serpentinisierung erfuhr. Die eigenen Geländebefunde mit dem Auffinden von solchen Reaktionsränder an den xenolithisch ausgebildeten Kontakten des Bear Creek, Bonanza King und Tamarack Lake, bestätigen dies für weitere Körper. Auch die fehlende Deformation in den plutonischen Körpern spricht für eine Intrusion in eine lithosphärische Umgebung. Für eine zumindest schon teilweise Serpentinisierung des Mantels spricht auch die prograde Metamorphose in Duniten aus dem Bereich des China Mountain Körpers (Suhr, 2008).

Sie deutet auf einen, zum Zeitpunkt der Gabbroplatznahme, bereits schon kühlen Mantel und daher nicht mit den mafischen Phasen kogenetisch Mantel (Suhr, 2008).

Diese Beobachtungen lassen vermuten, dass der gesamte Mantel strukturell wie auch chemisch deutlich älter ist als die Trinity Plutone. Jacobsen et al. (1984) hatten für einen Plagioklasperidotit aus dem China Mountain Massiv ein Alter von 472 ± 32 Ma. bestimmt, deutlich älter als die Trinity Plutone (404 - 431 Ma., Wallin et al., 1995; Wallin and Metcalf, 1998; Metcalf et al., 2000; s. Tab.3.1). Aufgrund der phasenpetrologischen (Kap.6) und geochemischen Daten (Kap.11) der Metagabbros bzw. der Plagioklasperidotite (beide weisen auf Plagioklas als frühe Liquidusphase hin und beide sind deutlich weniger verarmt als die Magmen der Trinity Plutone/Dolerite) bietet sich alternativ an, dass der gesamte Mantel im Zusammenhang mit dem Neoproterozoikum der Metagabbros steht (s. 12.3).

12.8 Diskussion der strukturellen Pro-Spreizungszentrum Argumente

Eine Vielzahl der Pro-Ophiolith Argumente der Literatur für den Trinity basieren auf der strukturellen wie auch petrologischen Verbindung von Kruste (= hier die Plutone des Trinity) und dem Mantel, der Ausbildung einer ophiolithypischen MTZ an der Basis eines jeden Plutons (siehe oben) und einer einheitlichen und übergeordneten Richtung in der Mantelfoliation und den Doleritgängen. So favorisieren die Arbeiten von Le Sueur et al. (1984), Boudier et al. (1989) und Cannat and Lecuyer (1991) anhand der nahezu vertikalen plastischen Hochtemperaturfoliation („*flow plane*“) des Mantels und seiner horizontalen Lination („*flow line*“), eine Bildung an einem ozeanischen Spreizungszentrum und schließen anhand der aufgeschlossenen horizontalen Lination, einen rein diapirischen Ursprung wie von Quick (1981a/b) bevorzugt aus. Ein weiteres Argument für die Bildung in einem Spreizungszentrum ist für Le Sueur et al. (1984), Boudier et al. (1989) und Cannat and Lecuyer (1991) die übergeordnete Richtung der Foliation im Mantelperidotit, die mit einem NW-SE Streichen und einem generell steilen Einfallen über das gesamte Massiv hinweg konsistent erscheint. Gleichermäßen weisen die Doleritgänge eine ebenfalls übergeordnete Richtung im gesamten Massiv auf, die mit einer Streichrichtung von NW-SE parallel zur Foliation im Mantelperidotit verläuft (Le Sueur et al., 1984; Boudier et al., 1989; Nicolas, 1989; Cannat and Lecuyer, 1991). Diese beiden Ergebnisse kombiniert sind das Hauptargument für eine Genese des Trinity Komplexes in einem Spreizungsmilieu und seine Einstufung als Typlokation eines langsam spreizenden Rückensystem (Le Sueur et al., 1984; Boudier et al., 1989; Nicolas, 1989; Cannat and Lecuyer, 1991). Auch spätere, zum Teil kombinierte Arbeiten (Strukturen und/oder Geochemie) kommen u.a. durch die Struktur und die

Orientierung der Doleritgänge unisono zu dem Schluss einer Bildung des Trinity Komplexes in einem Spreizungsmilieu, wenn auch abweichend in einem SSZ-Setting (Brouxel and Lapierre, 1988; Brouxel et al., 1988; Saleeby et al., 1990; Lindsley-Griffin, 1991; Peterson et al., 1991; Lindsley-Griffin, 1994; Wallin and Metcalf, 1998; Willse, 1999; Metcalf et al., 2000; Ceuleneer and Le Sueur, 2008).

Die eigenen strukturellen Befunde (s. Kap.8) stehen in einem klaren Widerspruch bezüglich der zwei obig aufgeführten strukturellen Hauptargumente. Vor allem zeigte sich für die Foliation im Mantelperidotit (Abb.12.4.A) eine zweite NE-SW orientierte Richtung, die senkrecht auf der postulierten Spreizungsachse steht. Diese Richtung, als NE-SW Submaxima bei Boudier et al. (1989) in der Abbildung 2a (S. 822 ibidem) sowie in der Übersichtskarte 1b (S. 820, ibidem) und den Plutonkarten (Abb.7-10; p. 825-828, ibidem) ersichtlich aber nicht weitergehend erläutert, zeigt vor allem im östlichen Teil des China Mountain Plutons (s. geol. Karte) eine deutlich Dominanz gegenüber der NW-SE Richtung auf (vgl. Abb.8.14.A mit Abb.12.4.A). Auch in anderen Plutonen konnte diese Orientierung, wenn auch zumeist untergeordnet (s. Kap.8), gefunden werden (s. geol. Karten; Abb.8.5.A; 8.14.A; 8.28.A und 8.35.A).

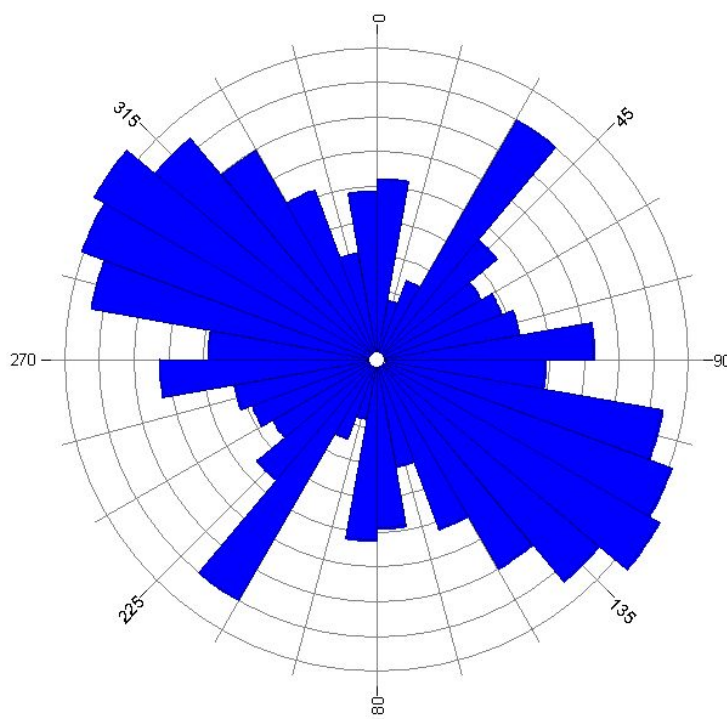


Abb. 12.10. Rosendiagramm der Orientierung (Streichrichtung) der Doleritgänge, alle Massive; n=287.

Auch für die Dolerite (s. Kap.8) konnten mehrere Streichrichtungen aufgezeigt werden (s. Abb.12.4.E und 12.10.), was die Literaturangaben bestätigte (s. Tab.12.1.). So führten zum Beispiel Brouxel et al. (1988) für die Dolerite aus dem Bereich um die Ortschaft Dunsmuir neben einer NW-SE auch eine NE-SW bis E-W streichende Richtung auf. Weitere Arbeiten bestätigten das Vorkommen von zumindest vier unabhängigen Richtungen in den Doleriten. In der Tabelle

12.1. sind die Richtungen, die Massive in denen sie auftreten und die dazugehörigen

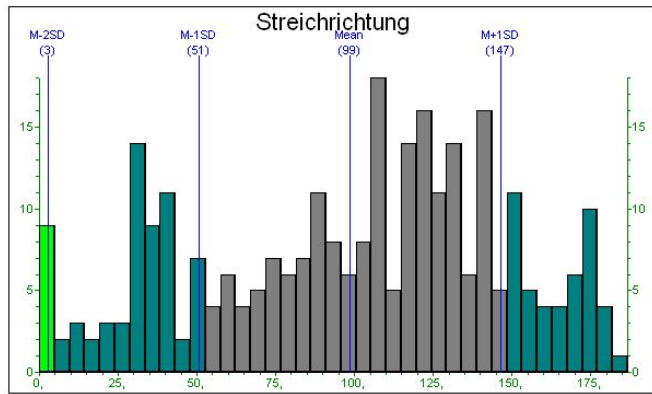


Abb. 12.11. Histogramm für die Orientierung der Doleritgänge; n=287. Erläuterung im Text.

Literaturquellen aufgetragen. So zeigen die eigenen Daten und der Literaturvergleich weder eine einheitliche Streichrichtung im gesamten Massiv noch in den einzelnen Plutonen (Tab.12.1). Auf die Konsequenzen von mehr als einer aufgeschlossenen Richtung wird in keiner der zitierten Arbeiten näher eingegangen. In der Abbildung 12.10.

sind alle Streichrichtungen der eigenen Dolerite in ein Rosendiagramm eingetragen. Hier repräsentiert die Länge der Tortenstücke die Häufigkeit der Richtung. Ergänzend sind die Daten

Massiv	Richtung*	Quelle	Richtung*	Quelle	Richtung*	Quelle	Richtung*	Quelle
Billys Peak	E-W	5						
Bonanza King	N-S	6; 9	E-W	6; 9	NW-SE	3; 6; 9	NE-SW	9
Cabin Meadows	NE-SW	9						
Castle Lake	NW-SE	3; 4; 9						
China Mountain	NW-SE	1; 3; 9	NE-SW	9				
Dunsmuir Area	NE-SW	2	E-W	2				
Kangaroo Lake	NW-SE	8	NE-SW	8				
Porcupine Lake / BC	NW-SE	9	NE-SW	9				
Seven Lakes	NW-SE	7	E-W	7				
Tamarack Lake	N-S	4	NE-SW	4; 9	E-W	9		
Toad Lake / BC	NW-SE	4; 9	NE-SW	9				
Trinity gesamt	NW-SE	1; 3; 4						
BC: Bear Creek	1: Le Sueur et al. (1984); 2: Brouxel et al. (1988); 3: Boudier et al. (1989);							
*: Streichrichtung	4: Cannat and Lecuyer (1991); 5: Peterson et al. (1991); 6: Willse (1999);							
	7: Andreasson (2000); 8: Burckhardt (2007); 9: Eigene Daten.							

Tab. 12.1. Richtungsdaten für die Dolerite in allen Plutonen des Trinity Komplexes. Eigene und fremde Daten. Disk. im Text.

in der Abbildung 12.11. als Histogramm aufgetragen. Deutlich zeigen sich bei den eigenen Daten vier Richtungen, welche Richtung wo (Pluton) aufgeschlossen ist, lässt sich der Tabelle 12.1. und den jeweiligen geologischen Karten entnehmen.

Bei den Plutonen zeigt sich weder hinsichtlich ihrer (aufgeschlossenen) Form noch anhand ihrer magmatischen Gefüge eine übergeordnete Richtung. So sollten bei einer einheitlichen Dehnungsrichtung neben den Doleriten auch die Plutone selbst eine übergeordnete Form seitens einer Streckung parallel der Dolerite aufweisen, was sich ebenfalls intern durch eine magmatische Foliation und/oder einen Lagenbau analog der übergeordneten Richtung äußern

sollte. Weder die auskartierten Formen (s. geol. Karten) noch die internen Strukturen (s. Abb.12.4.C+D) bestätigen dies. Auch beträgt der Anteil der Dolerite vom gesamten aufgeschlossenen Gesteinsvolumen nur etwa 10-15 Vol. % (gemittelt auf alle bearbeiteten Massive; s. Tab.A.1.1). Dies weist auf eine nur geringe magmatische Dehnung von entsprechend 10-15 % im Trinity hin und grenzt das Massiv somit deutlich von einem MOR-System, das 100 % Dehnung (magmatische und tektonische) aufweist, ab (Nicolas, 1989).

12.9 Repräsentiert der Trinity Ophiolith ein Spreizungszentrum?

Eine Betrachtung der Ergebnisse (s. oben) dieser Arbeit führt zu dem Schluss, dass es sich beim „Trinity Ophiolith“ nicht um einen Ophiolith nach der ursprünglichen Definition handelt (Participants, 1972) und seine Klassifizierung als Typlokation für einen langsam spreizenden Rücken (Le Sueur et al., 1984; Boudier et al., 1989; Nicolas, 1989) überdacht werden sollte. Die Gründe hierfür sind mannigfaltig:

- 1) Doleritgänge („*sheeted dikes*“) als typische Indikatoren der gerichteten Spreizung treten nur lokal auf, sowohl innerhalb der Plutone wie auch innerhalb des Mantels, mit einer aufgeschlossenen Häufigkeit von maximal nur 10-15 %. Hinweise auf eine Oberkruste mit 100% Dikes sind nicht bekannt.
- 2) Eine bevorzugte Streichrichtung der Gänge (NW-SE) tritt zwar auf, doch ist ein bedeutendes weiteres Submaxima der Streichrichtungen (senkrecht dazu) vorhanden, insgesamt finden sich im Massiv vier Streichrichtungen für die Doleritgänge (Abb.12.10.; Tab.12.1.).
- 3) Die Plutone selbst liegen in einer Umgebung aus Mantelperidotit (Quick, 1981a/b), haben aber dort keinerlei Ausrichtung senkrecht zu einem potentiellen NE-SW Dehnungsvektor, der die Spreizungsrichtung (NW-SE) abbildet. Vielmehr besitzen die Plutone eine Lakkolithform: Sie liegen in einem recht flachen Milieu und sind aufgeschlossen maximal 1 km mächtig bei einer lateralen Ausdehnung von 5 bis 10 km (Abb.12.3.). Somit kann aufgrund ihrer (aufgewölbten) Form auf einen vertikalen Dehnungsvektor geschlossen werden.

- 4) Die Geochemie entspricht in keiner Weise der eines modernen Spreizungszentrums. Vielmehr wird auf eine stark verarmte Quelle mit hohem Wassergehalt, aber nur vergleichsweise moderatem LIL-Elemente Input geschlossen.
- 5) Es gibt gesicherte Hinweise auf eine vorhandene alte ozeanische Kruste (neoproterozoisch), vielleicht sogar mit einem assoziiertem alten Mantel. Auch dies unterstützt die Deutung, dass es sich bei dem Trinity Massiv nicht um eine erfolgreiche Riftbildung handeln kann. Der Hinweis auf eine vorhandene Serpentinisierung der Plutonumgebung unterstützt dieses Modell einer vorhandenen, alten Lithosphäre.
- 6) Aufgrund der Häufigkeit der Doleritgänge (ca. 10-15 % pro Pluton) oder alternativ der Plutone (ca. 30-35 % des Trinity Gesamtkörpers) sind nur maximal 30–35 % der Dehnung magmatisch, d.h. 65-70 % der Dehnung müssten somit tektonisch sein. Typische Kennzeichen für einen solch hohen Betrag an nicht-magmatischer Dehnung sind Abschiebungen, Detachment Faults, Verkippungen und Scherzonen, die in und um die bearbeiteten Plutone nicht erkannt wurden.
- 7) Auch die Abwesenheit von plastischer und die nur lokal bzw. nur schwach im Vergleich zu ODP 735B und vielen Ophiolithen ausgebildeten magmatischen Gefüge weisen, zusammen mit den xenolithischen Kontakten, auf eine relativ statische (lithosphärische) Umgebung während der Gabbro Bildung hin.
- 8) Geht man von einer Altersspanne der Plutone von 20-30 Ma. (s. Tab.3.1.) bei einer Ausdehnung von 50 km (Distanz zwischen Bonanza King Pluton, auf 431 Ma. datiert und dem Bear Creek Pluton, auf 404 Ma. datiert s. Tab.3.1.; Alter aus: Wallin and Metcalf, 1998) aus, würde dies einer Spreizungsrate von 2 mm/a entsprechen. Eine solch langsame Spreizungsrate wäre nach konventionellen Vorstellungen für die erfolgreiche Ausbildung eines Rifting ungenügend (Kusznir and Park, 1986).

12.10 *Reaktive Dunite und ihre Verbindung zu den Trinity Schmelzen*

Kennzeichnend für die Trinity Plutone ist, wie schon mehrfach aufgezeigt, eine kalte, lithosphärische Umgebung. Gleichmaßen gibt es allerdings eine große Anzahl von Mantelduniten, deren reaktive Bildung (Morgan et al. 2008; Suhr, 2008; Quick, 1981a) hohe Temperaturen impliziert und damit aller Wahrscheinlichkeit nach eher asthenosphärische als

lithosphärische Bedingungen widerspiegelt. Die Dunite haben eine refraktäre Chemie (Morgan et al., 2008; Suhr, 2008; eigene Daten; Quick, 1981a) und können daher Vorbehalten weiteren Untersuchungen, als kogenetisch mit den Schmelzen der Trinity Plutone betrachtet werden. Auch Kumulatdunite und –wehrlite wurden chemisch direkt mit den Plutonen in Verbindung gesetzt (Ceuleneer and Le Sueur, 2008; Quick, 1981a/b; Daten dieser Arbeit).

Der refraktäre Charakter der Mantel- und Krustendunite erschließt sich aus der Abbildung 12.12., in welcher TiO_2 im Klinopyroxen gegen NiO im assoziierten Olivin aufgetragen ist (Kumulatdunite von Ceuleneer and Le Sueur, 2008 und Quick, 1981a; reaktive Dunite von Morgan et al., 2008; Suhr, 2008 und eigene Daten; Wehrlite von Ceuleneer and Le Sueur, 2008 und eigene Daten).

Die Abbildung 12.12. zeigt den niederen NiO Gehalt im Olivin der Kumulat-Wehrlite und Dunite sowie den hohen NiO Gehalt in den Mantelduniten. Damit grenzen sich die Wehrlite des Trinity von klassischen

„ophiolitischen“ MTZ-Wehrliten ab, die von Mantelolivinen (asthenosphärisches Environment, hohe NiO Gehalte $> 0,3 \text{ wt\% NiO}$, Nicolas, 1989) dominiert werden. Die refraktäre Chemie der Proben zeigt sich schon anhand der niederen TiO_2 Gehalte in den Klinopyroxenen. Die Manteldunite haben TiO_2 -Gehalte zwischen $0,1$ und $0,2 \text{ wt\%}$. Bezüglich des TiO_2 sind sie damit ähnlich, wenn auch nicht ganz so verarmt wie die Kumulatdunite (s. Abb.12.12.). Bei den REE zeigen sich die Klinopyroxene in den Mantelduniten hinsichtlich ihrer Muster und Konzentrationen kongruent mit dem primitivsten Klinopyroxenen BC_20 (Wehrlit), welche in den Plutonen gemessen wurden (Abb.12.13.; Daten Cpx im Dunit von Morgan et al., 2008).

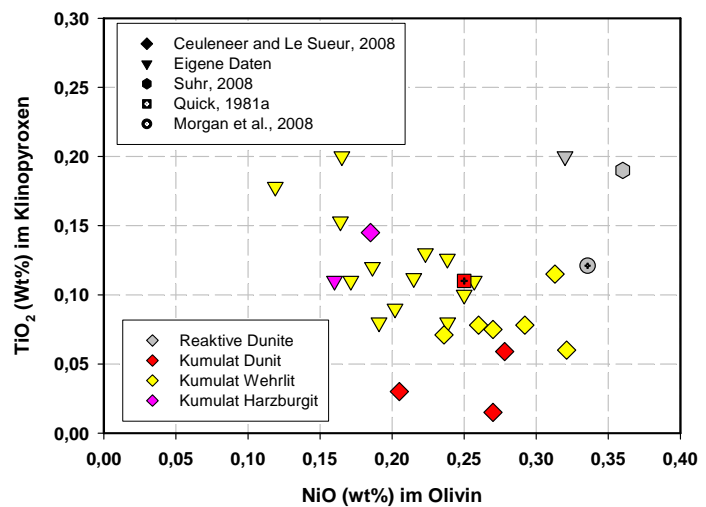


Abb. 12.12. Plot TiO_2 (wt%) im Klinopyroxen vs. NiO (wt%) im Olivin in Duniten und Harzburgiten. Daten: Quick, 1981a Probe: 140-201; Ceuleneer and Le Sueur, 2008 Proben: 01T1A, 01T13D1B, 01T16C, 01T6E, 02T6F1d, 02T6F1e, 02T8, 02T99A1, 03T46H1a1, 03T46H1a2, 03T46H1b2, 03T46H1b4, 03T38; Suhr, 2008 Mittelwert des Dunitprofiles (n=13) der Proben: P2.2, p4, P5, p8, p11, p15, P17, p18, P20.1, P23, p24, P27, P28.2; Morgan et al., 2008 Mittelwerte des Dunitprofils (n=8) Proben: TP90-20.2, 3001Z03, 3001Z06, 3001Z07, 3001Z08, 3001Z09, 3001Z10, TP90-20.3; sowie eigene Daten. Diskussion im Text.

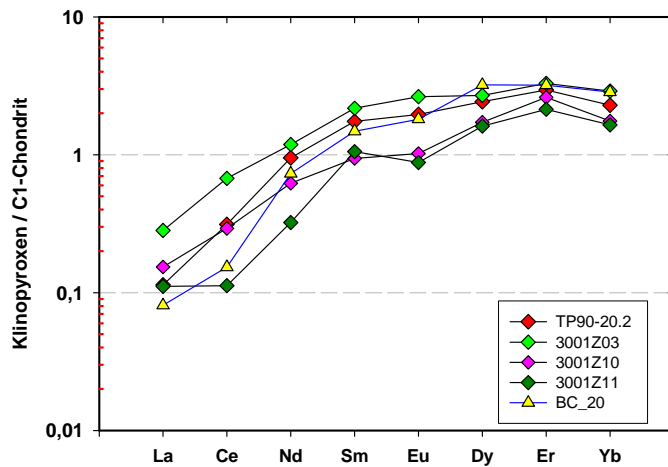


Abb. 12.13. Elementkonzentrationen der Seltenen Erden (C1-normiert nach Sun and McDonough, 1989) in Klinopyroxenen. Vergleich des Klinopyroxens im Wehrlit BC_20 (eigene Daten) mit Klinopyroxenen aus dem Dunitprofil (Proben: TP90-20.2; 3001Z03; 3001Z10; 3001Z11) von Morgan et al., 2008. Disk. s. Text.

verwandt (Abb.12.12.-13).

Eine Besonderheit des Trinity ist es, dass diese reaktiven Dunite – auf den Maßstab des Trinity gesehen – im selben Höhenniveau aufgeschlossen sind wie die Kumulat- MTZ Gesteine, die Pyroxenite, Gabbros, Dolerite und Trondhjemite. Gleichfalls finden sich Xenolithe von Dunit, Wehrlit und Pyroxenit in den späteren gabbroischen Serien. Das heutige „neben- und ineinander liegen“ von Gesteinstypen, die sich bei gänzlich unterschiedlichen Umgebungstemperaturen gebildet haben (z.B. Dunite: 1180-1250°C Quick, 1981a; Dolerite ~500°C) führt zu der Interpretation, dass der Trinity während seiner Bildung (Wehrlite – Pyroxenite – Gabbros – Dolerite – Trondhjemite, ohne das Neoproterozoikum!) eine deutliche Exhumierung und Abkühlung erfahren hat.

12.11 Ein neues petrotektonisches Modell für den Trinity

In Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Geochemie wird das Setting in ein Fore-Arc Milieu gelegt und mit der Subduktion eines Rückens in Verbindung gebracht (Abb.12.14.). Subduktionszonen einschließlich der Subduktion eines Spreizungsrücken charakterisieren die fossile wie auch rezente akkretionale Tektonik der amerikanischen Westküste (z.B. Klein and Karsten, 1995; Michaud et al., 2006; Rogers et al., 1985; Thorkelson and Taylor, 1989), gleichfalls

Allgemein lässt sich so hinsichtlich der Mantelgesteine im Trinity folgende Entwicklung aufzeigen: 1) Mantelbildung; 2) Plagioklasimprägation des Mantels (fertil) möglicherweise in Zusammenhang mit der Bildung der neoproterozoischen Kruste; 3) Dunite (refraktär reaktive und Kumulatdunite). Die reaktiven Dunite reagieren mit einem schon im Mantel vorhandenen Plagioklasperidotit, sind also jünger als dieser. Chemisch sind diese Dunite mit den Plutonen eindeutig

die der Klamath Mountains seit dem Paläozoikum (Alt and Hyndman, 2000; Irwin and Wooden, 1999).

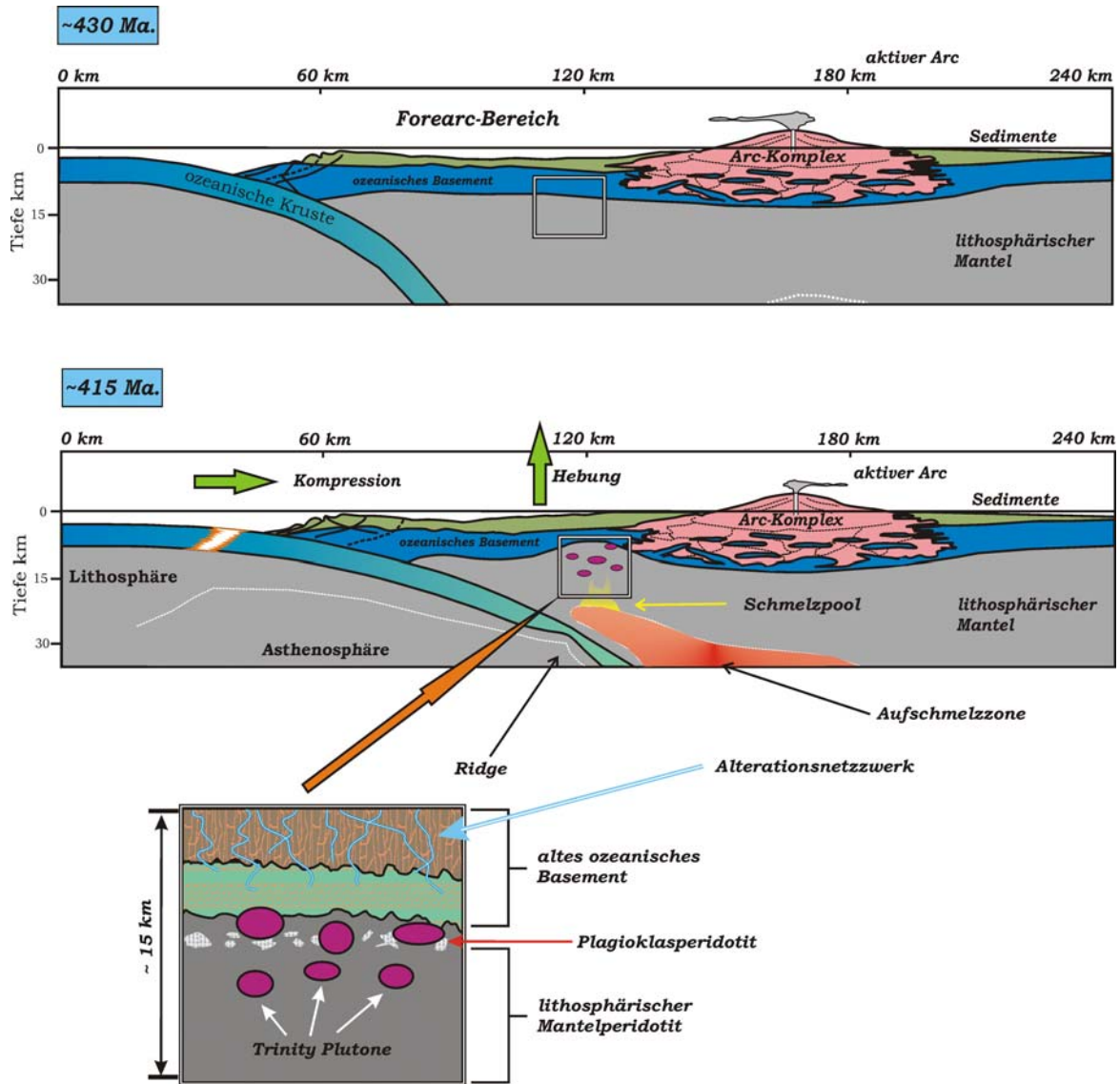


Abb. 12.14. Modell für das tektonische Bildungssetting des Trinity Komplexes. Die obere Abbildung zeigt die Situation vor ca. 430 Ma., in einer aktiven Subduktionszone liegt die stark gestörte neoproterozoische Kruste zusammen mit plagioklasführendem Mantelperidotit als Teil einer Fore-Arc Lithosphäre. Das Quadrat zeigt die Position in der sich der zukünftige Trinity Pluton bildet. In der mittleren Abbildung ist die Situation vor ca. 415 Ma. dargestellt. Aufgrund der Subduktion eines aktiven Rückens werden Teile des Mantelkeils aufgeschmolzen und die Trinity Plutone werden generiert. Die untere Abbildung stellt eine Vergrößerung des Quadrates dar. In ihm sind schematisch die Plutone sowie die neoproterozoische Lithosphäre eingezeichnet.

Ein solches Fore-Arc Setting erlaubt die Zufuhr von Wasser und relativ geringe Abfuhr vom LIL-Elementen in den Mantelkeil, da die Sedimentmächtigkeiten der abtauchenden, jungen Platte recht gering sind (Hawkesworth et al., 1994; Juteau and Maury, 1999; s. Disk.12.6).

Ebenfalls bietet sich der Fore-Arc Bereich an, um die Anwesenheit einer alten Lithosphäre zu erklären (das Neoproterozoikum), die durch vorangehende Ereignisse dem Bereich angegliedert wurde. Ein weiteres Kennzeichen des Fore-Arc Mantelkeils ist seine extreme Heterogenität (Parkinson and Pearce, 1998; Pearce, 2003; Pearce and Parkinson, 1993) wie auch seine oftmals stark verarmte chemische Natur (Pearce and Parkinson, 1993; Woodhead et al., 1998). Zudem finden sich im Mantelkeil große Bereiche von serpentinisierendem Peridotit, die neben Auftrieb (Exhumation) und Abkühlung auch weitere wichtige Prozesse auslösen, wie z.B. anhand ihrer Dehydration partielle Schmelzbildung (Grove et al., 2006; Hattori and Guillot, 2003; Pearce, 2003; Kogiso et al., 1997; Schmidt and Poli, 1998).

Durch den abtauchenden Rücken (Abb.12.14.) ist ein hoher Wärmefluss gewährleistet, sowie das Fehlen einer lateralen Dehnungskomponente da es zu keinem Rollback der Platte kommt. Die vom Mantel abgegebene Schmelzmenge ist vermutlich gering (nur maximal 30-50 % der Gesamtfläche des aufgeschlossenen Trinity Massivs werden von Plutonen aufgebaut, 50-70 % bestehen aus Peridotit vgl. Abb.2.6.) was sich auf einen stark verarmten Mantel (s. Geochemie; Reid and Jackson, 1981) und eine geringmächtige Aufschmelzzone zurückführen lässt. Letzteres ergibt sich anhand der Geometrie der sehr flach ($< 25^\circ$) abtauchenden Platte. Solch geringe Schmelzmengen und damit eine advective Wärmezufuhr können erklären, dass zwischen den einzelnen Intrusionsereignissen (die Gabbroserien 1-3) die Umgebung durch Hebung und Abkühlung von oben schon wieder soweit abgekühlt war, so dass es zur Fragmentierung kam.

Neben dem tektonischen Modell wurde ein neues Modell zur Platznahme der Plutone entwickelt. So gibt die Abbildung 12.15. ein detailliertes Bild zur Platznahme der Trinity Plutone im obigen Fore-Arc Bereich. Für den China Mountain Pluton mit der Beziehung zwischen der Serie 2 und dem Neoproterozoikum, sei speziell auf die Abbildung 8.49. verwiesen. Beide Abbildungen (12.15. und 8.49.) stellen vergrößerte Ausschnitte des Quadrates der Abbildung 12.14. dar. Der unterste Sketch der Abbildung 12.15. zeigt die Platznahme einer wehrilitischen Schmelze an der Lithosphären-Asthenosphären Grenze (LAB) in einem heterogenen Mantel, der lokal sowohl serpentinierte wie auch plagioklasführende Partien aufweist. So zeigen z.B. seismische Modellierungen das Auftreten von serpentinierten Bereichen unterhalb der seismischen Moho in der Nähe eines aktiven Rückensystems (Gakkel Ridge; Urlaub et al., 2009). Die Gegenwart von plagioklasführendem Peridotit spricht für die Intrusion in ein flaches Mantelniveau (~5-15 km Tiefe, Nicolas, 1989), was sich in Übereinstimmung mit Schwindinger and Anderson (1987) zeigt. Letztere postulieren eine Intrusion der Trinity Gabbros im Bereich

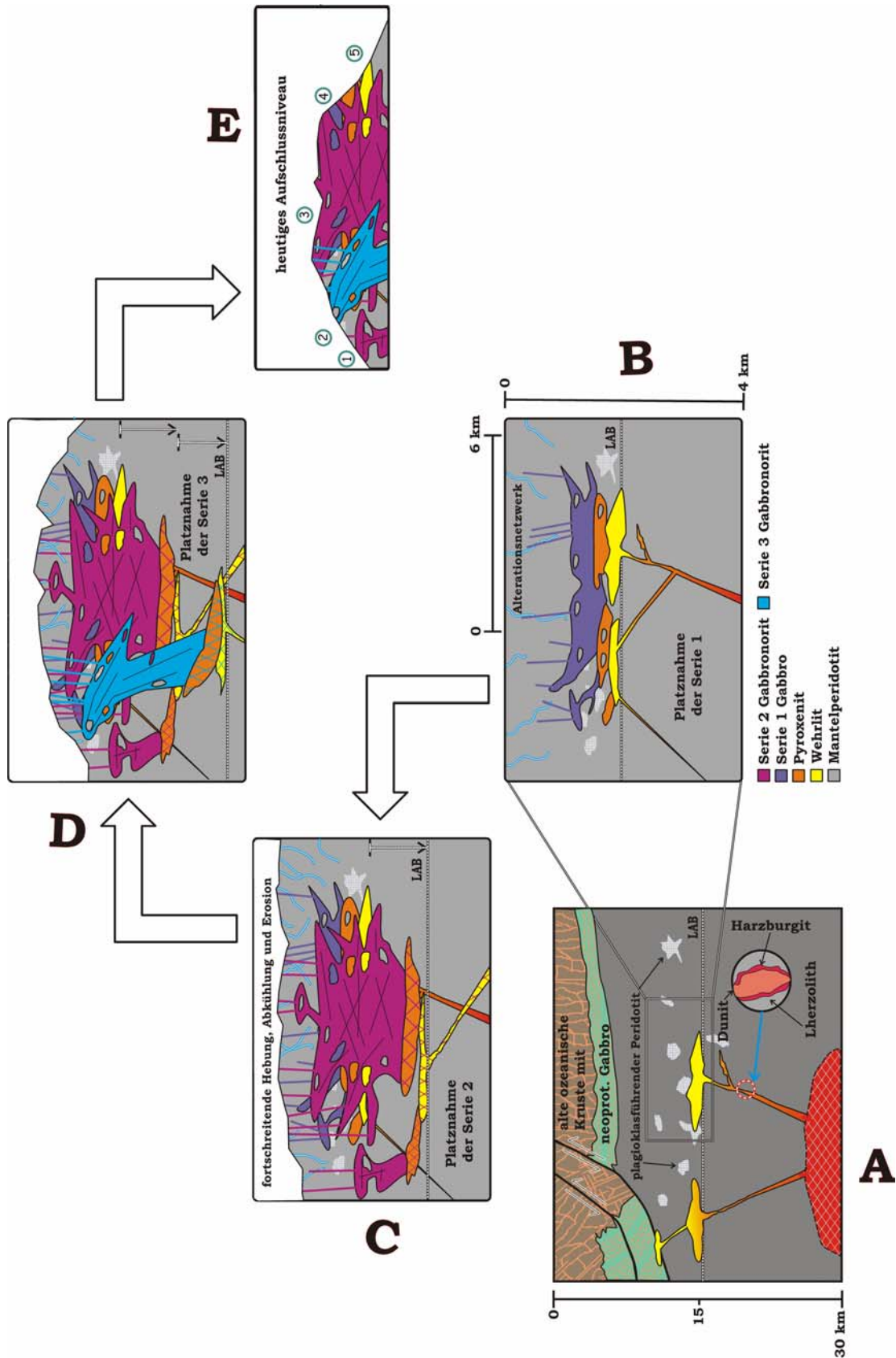


Abb. 12.15. Petrotektonisches Modell zur Platznahme der Trinity Serien. Das Modell entwickelt sich ausgehend von der untersten Abbildung den Pfeilen folgend. Die unterste Abbildung entspricht dem Quadrat der Abbildung 12.12. Disk. im Text. Die Zahlen geben Aufschlusslokationen an: 1: Cabin Meadows Pluton; 2: S-E Flanke China Mountain; 3: Topbereich China Mountain, Bonanza King und Bear Creek; 4: N-W Flanke Bear Creek Pluton; 5: W-Flanke Bear Creek Pluton.

von ~2-3 kbar. Den Top der Sektion ausbildend findet sich alte (neoproterozoisch) ozeanische Kruste, bestehend aus Metagabbro (geochemisch dem Plagioklasperidotit ähnlich) und assoziierten Doleriten, lokal stark gestört. Da sich keine Hinweise auf Scherzonen und/oder Abschiebungen im Trinity finden lassen, muss die Platznahme über spröde Störungen im Mantel in Kombination mit Serpentin aufgenommen worden sein.

Der folgende Sketch (Abb.12.15.B) fokussiert sich auf die Platznahme der Serie 1 innerhalb eines etwa 4 km mächtigen Mantelausschnittes aus der vorigen Abbildung, was stark schematisch einen durchschnittlichen Pluton repräsentiert. So entwickeln sich aus den Wehrliten die Serie 1 Pyroxenite, wie auch nachfolgend die Serie 1 Gabbros. Auch die vereinzelte Ausbildung assoziierter Doleritgänge ist möglich. Vom Top her breitet sich ein Alterationsnetzwerk aus und kühlt das System von oben ausgehend ab, während es durch den Wärmeinput von unten und die Umwandlung von Peridotit in Serpentin in Kombination mit tektonischen Prozessen (mögliche kurzzeitige Kopplung zwischen Ober- und Unterplatte; Hyndman and Wang, 1995) gehoben wird. Analog erfolgt eine Erosion des Fore-Arc Bereichs. Eine Hebungskomponente kann auch in der Geometrie der Subduktionszone begründet liegen, da eine flache Subduktion zu einer Transpression im Fore-Arc Bereich führt (Stüwe, 2000). Brandon et al. (1998) zeigten für den Fore-Arc Bereich der Cascadia Subduktionszone (Washington State, USA) eine Hebung anhand einer Kombination von flacher Subduktion ($< 30^\circ$) und einem hohen akkretionalen Sedimentflux. So konnten Exhumierungsraten von ~0,75 km/Ma. für den Cascadia Fore-Arc Bereich rekonstruiert werden (Brandon et al., 1998).

Das nur sehr begrenzte Auftreten von Olivin in den Gesteinen lässt sich durch den Chemismus der Schmelzen in Kombination mit der Temperatur der Umgebung bei der Plutonbildung erklären: Olivin findet sich nur in den primitiven Partien der Serie 1 Pyroxenite. In den evolvierteren Pyroxeniten wie auch in den gabbroischen Serien ist Olivin nicht mehr ausgebildet (s. Kap.6). Demnach ist Olivin nach Bildung der olivinführenden Serie 1 Pyroxenite nicht mehr stabil, was auf ein relativ kleines Olivinstabilitätsfeld hindeutet, verursacht vermutlich durch die SiO_2 reichen Schmelzen (Nicholls and Ringwood, 1973).

Bei der Ausbildung der Kontakte wird unterschieden, ob diese diffus oder scharf sind, ohne oder mit Abschreckungserscheinungen und ohne oder mit Xenolith/Fragmentbildung. Dabei stellt die erste Alternative der drei Ausbildungen jeweils die höhere Temperatur dar, die zweite Alternative die Ausbildung mit einer kälteren Umgebungstemperatur.

Wehrlite zeigen meist scharfe Kontakte ohne jedwedes Abschreckungsgefüge zum umgebendem Mantelperidotit (s. Abb.4.11.; 12.16.), sie sind also in eine hohe Umgebungstemperatur eingedrungen. Eine Ausnahme bilden die intrusiv im Metagabbro sitzenden Wehrlite mit scharfen, abgeschreckten Kontakten. Primitive, olivinführende Pyroxenite der Serie 1 weisen scharfe Kontakte zum Nebengestein auf, wenn auch mit leicht abgeschreckten Rändern (s. Abb.4.18.). Lokal finden sich vereinzelt gerundete Xenolithe von Peridotit in den olivinführenden Partien (s. Abb.8.6.a). Die Umgebungstemperatur war also wohl schon etwas geringer als bei der Wehrlit Platznahme. In den olivinfreien Serie 1 Pyroxeniten lassen sich lokal an den Kontaktbereichen zum Nebengestein leicht angerundete bis eckige Fragmente von Peridotit finden, selten allerdings mit einem Reaktionsrand. Hier ist die



Abb. 12.16. Scharfe intrusive Kontakte (Pfeil) zwischen olivinführenden Serie 1 Pyroxenit und Dunit (fleischfarbenes Band). Aufschluss BC_41.

Umgebungstemperatur vergleichsweise am niedrigsten. Reaktionsränder finden sich sehr häufig um die Peridotitxenolithe im Serie 1 Pyroxenit des Tamarack Lake Plutons (s. Abb.8.46.-47).

Die Gesamtheit der Beobachtungen wird dahin gehend interpretiert, dass eine Platznahme der Schmelzen in ein flaches und sich progressiv abkühlendes lithosphärisches Niveau (wie in der Abbildung 12.15.A-E dargestellt) stattfand.

Im nächsten Sketch (Abb.12.15.C) hat sich der Block weiter abgekühlt und gehoben, wodurch sich die LAB weiter in die Tiefe (Pfeil) verschoben hat. Gleichfalls nimmt die Serie 2 Platz, indem sie große Teile der Serie 1 intrudiert (multiple Schmelzschübe) und fragmenthaft (Xenolithe von Serie 1 in Serie 2, z.B. Abb.8.7.) zerlegt. Das Modell zeigt die Annahme einer Entwicklung der Serie 2 Gabbro-norite-Amphibol-gabbros-Dolerite ausgehend von komagmatischen Serie 2 Wehrliten (MTZ) über Pyroxenite (beide mit violetter Kreuzschraffur).

Der folgende Sketch (Abb.12.15.D) zeigt die Platznahme der Serie 3. Anhand Abkühlungs-, Hebungs- und Erosionsprozessen hat sich die LAB zu noch tieferen Partien des Blocks hin verlagert (Pfeil). Auch diese Serie entwickelt sich analog der Serie 2 aus einem neuen (multiplen) Schmelzschub und auch für diese Serie wird eine Entwicklung ausgehend von Wehrliten über Pyroxeniten (blaue Kreuzschraffur) angenommen.

Im letzten Sketch ist verallgemeinert die heutige Aufschlusssituation dargestellt. Die Zahlen geben Hinweise auf Aufschlüsse, auf denen sich das Modell gründet bzw. die dort skizzierte Aufschlusssituation ansteht (s. Text der Abbildung). So liegen im Trinity neben den Duniten und lokal plagioklasführende Mantelpartien vor allem die verschiedenen Gabbroserien nebeneinander. Im China Mountain Pluton ist als Besonderheit der intrusive Kontakt zwischen den Serie 2 Gesteinen und der alten ozeanischen Lithosphäre aus dem Fore-Arc (Abb.12.15.), dem Neoproterozoikum, aufgeschlossen (Abb.8.50.). Vermutlich lag die alte ozeanische Kruste auch auf bzw. neben den anderen Plutonen, was lokal durch Aufschlussrelikte eines feinkörnigen, dunklen Metagabbros u.a. in Bereichen des Bonanza King und in östlichen und südlichen Teilen des China Mountain Massivs bestätigt wird (s. Kap.4).

Im Gelände konnten keine Serie 2 sowie Serie 3 Wehrlite wie auch Pyroxenite identifiziert werden. In der Abbildung 12.15. wird davon ausgegangen, dass diese vorhanden aber entweder nicht aufgeschlossen oder alternativ nicht als Serie 2 bzw. 3, sondern als Serie 1 klassifiziert wurden. Allerdings ist es durchaus auch möglich, dass diese zur Differentiation von einem Mantelmagma zu einem Gabbro bei der fraktionierten Kristallisation benötigten Gesteinseinheiten sich weitaus tiefer befinden, z.B. in einer größeren Magmenkammer an der Basis einer lithologischen Grenze, (Basis des serpentinierten Peridotits? Basis der Lithosphäre?). So führen neuere Untersuchungen und Modellierungen an basaltischen Gläsern und Schmelzeinschlüssen vom 85° E Segment des Gakkel Rückens (Ultraslow-Spreading Ridge, Arktik) Shaw et al. (2010) zu einem Modell, einer im oberen Mantel liegenden Zone (~9-20 km Tiefe) wo kleine Schmelzmengen aus tieferen Mantelbereichen kommend (~25-40 km Tiefe) gepoolt werden, bevor sie weiter aufsteigen. Auch Farina et al. (2010) postulieren für den Monte Capanne Pluton (Batholith/Lakkolith, Elba) einen Aufbau anhand drei zeitlich, petrografisch wie auch geochemisch verschiedener Schmelzschübe, ausgehend von einem gemeinsamen Reservoir in der Tiefe.

Abschließend gibt die Abbildung 12.17. eine interpretative regionaltektonische

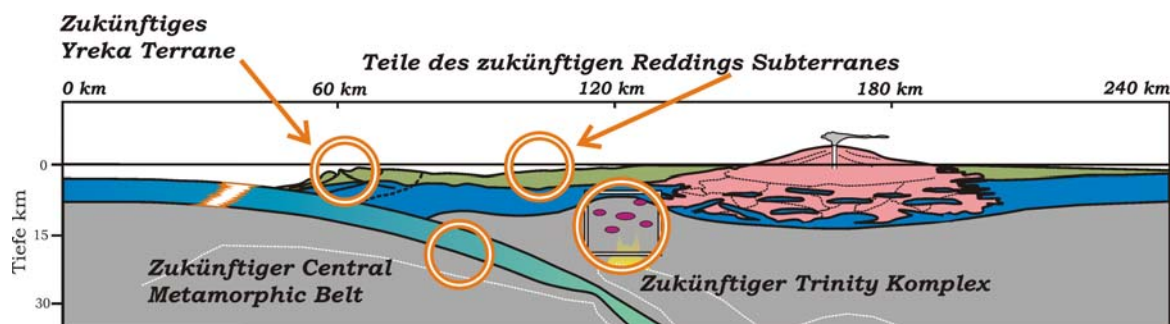


Abb. 12.17. Regionaltektonische, interpretative Übersicht über die Lage der den Trinity Komplex umgebenden und mit seinem Bildungsmilieu assoziierten Terranes.

Übersicht über die Lage der den Trinity umgebenden Subterranea, zur Zeit der Bildung des Trinity Massivs in einem gemeinsamen Supra Subduction Setting (vgl. mit Kap.2 und Abb.2.6.).

12.12 Vergleich der Ergebnisse mit ODP/IODP

Eigentlich erwartete offensichtliche Analogien zu Gabbros von ODP 735B und IODP 1309D wurden nicht angetroffen, da sich im Laufe der Arbeit immer mehr Unterschiede zwischen dem Krustenaufbau des Trinity und dem eines Slow-Spreading Ridges (Typ MAR) herausstellten. Die beiden klassischen Legs ODP 735B und IODP 1309D führten zur Interpretation von mehreren 100 Meter mächtigen, subhorizontalen Intrusionszyklen (Dick et al., 2000; 2002), die intern nach oben differenzieren und möglicherweise durch Mantelscreens getrennt sind (Suhr et al., 2008), wobei die Mantelscreens dann allerdings meist komplett zu olivinreichen Trokolithen bei hohen Temperaturen reagiert haben (Abb.12.18).

Ein ganz anderes Bild zeigt der Trinity. Einzelne Intrusionszyklen (Serien) sind durch Xenolithkörper im cm bis dekameter Bereich markiert und geben klare Hinweise auf eine kalte Intrusionsumgebung. Die verschiedensten mafischen Einheiten liegen nicht übereinander, sondern nebeneinander auf nahezu einem strukturellen Niveau (Abb.12.18.). Auch zeigen sich durch das spröde (lithosphärische) Zerlegen der Serien keinerlei Hinweise auf eine mineralchemische Reaktionen zwischen den einzelnen Serien durch Schmelz-Perkolationen, wie für die Legs 735B und 1309D vorgeschlagen (Natland and Dick, 2001; Suhr et al., 2008). Ein weiterer deutlicher Unterschied zu ozeanischen Systemen zeigt sich im Fehlen von großräumigen Abschiebungen, da solche „Detachment Faults“ ein Charakteristika für langsam spreizende Systeme darstellen (Tucholke et al., 1998).

Als einzige Analogie des Spreizungszentrum-Modells für den Trinity bliebe eine mögliche Ähnlichkeit zum Gakkel Ridge (arktischer Ozean). Markant für dieses bisher nur rudimentär bekannte Ultraslow-Spreading Ridge sind das Fehlen von Transform Störungen und

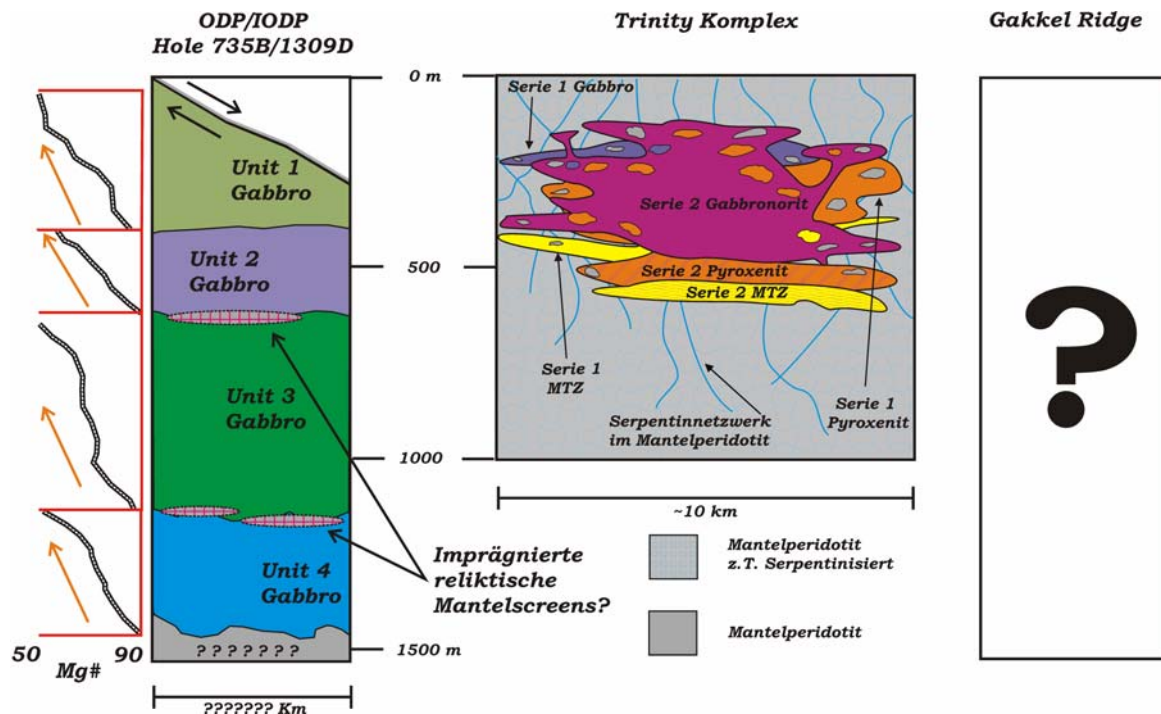


Abb. 12.18. Vergleich der plutonischen Sektionen von ODP/IODP mit dem Trinity Komplex und dem Gakkel Ridge. ODP/IODP Sektion (links) stark vereinfacht nach Dick et al. (2000; 2002) und Suhr et al. (2008).

der Wechsel zwischen magmatischen und nicht-magmatischen Zonen entlang des Rückens, sowie häufige hydrothermale Zellen und ein CO_2 reicher Magmatismus (Michael et al., 2003; Shaw et al., 2010). Ein weiteres Kennzeichen ist sein sehr heterogener, lokal auch plagioklasführender Mantel (Jokat et al., 2003; Liu et al., 2008; Michael et al., 2003), eine Gemeinsamkeit die er mit dem Trinity teilt (s. Kap.11). Auch hinsichtlich der chemischen Entwicklung seiner Schmelzen besitzen beide zwei weitere Gemeinsamkeiten. So führen Shaw et al. (2010) die Schmelzen nicht nur auf ein gemeinsamen Schmelzpool in der Tiefe zurück (s.o.), sondern sie zeigen auch auf, dass alle Schmelzen aus einer gemeinsame Quelle ableitbar sind („single liquid line of descent“). Allerdings finden sich viele deutliche Unterschiede, so besitzt zwar der Gakkel eine für einen Spreizungsrücken sehr geringe Krustenmächtigkeit zwischen 1,9-4 km (1,9-3,3 km entlang des Riftvalleys, Jokat et al., 2003; 3-4 km für den westlichen Teil zw. 7° W und 70° E, Coakley and Cochran, 1998) aber doch eine im Vergleich zum (aufgeschlossenen) Trinity deutlich mächtigere Kruste. Auch in der Geochemie zeigen sich zwei markante Unterschiede, zwar sind die Gakkel Basalte wie die Trinity Dolerite relativ verarmt, weisen aber ein T-MORB Muster auf und sind komagmatisch mit dem Rückenmantel (Shaw et al., 2010). Vorbehaltlich weiteren Daten aus dem

Gakkel Krustenaufbau kann angenommen werden, dass die Randbedingungen im Gakkel Rücken (passive Dehnung löst erste Aufschmelzung im Mantel aus) sehr verschieden vom Trinity sind (s.o.). Auch wäre zu erwarten, dass der Krustenaufbau im Gakkel durch mehr tektonische Dehnung assoziiert ist als im inselbogenbezogenen Trinity Komplex.

Ein interessanter Punkt bei beiden Massiven ist allerdings die (überraschende) Einheitlichkeit in der Spurenelementzusammensetzung der Schmelzen/Gesteine (Shaw et al., 2010; Kap.11). Dies ist wie von Shaw et al. (2010) für die Gakkel Schmelzen diskutiert eher ungewöhnlich, da für einen Ultraslow-Spreading Ridge und einer damit assoziierten „*Non-Steady State*“ Magmenkammer, der Prozess der Magmenmischung generell weniger effizient sein sollte. Gleiches sollte auch für den Trinity gelten.

Für den Trinity genügt zur Erklärung der Hauptelemente und den HFSE ein einziges Stammagma. Bei den LILE wurde jedoch gezeigt, dass unterschiedliche Input-Zusammensetzungen oder Anteile zu fordern sind (s. Kap.11.3.10).

12.13 *Ausblick*

Mehrere wichtige und interessante Aspekte bleiben allerdings weiterhin unbeantwortet. So stellt sich die Frage nach den Anteilen des aufgeschlossenen Trinitymantels. Besteht der Mantelperidotit des Trinity aus einer oder zwei unterschiedlichen (geochemisch und zeitlich) Mantelsequenzen? Zur Zeit ist leider keine Klärung dieser Problemstellung möglich. Weiterhin konnten im Laufe der Arbeit keine Hinweise auf eine Asthenosphäre gefunden werden, die dem 404 bis 435 Ma. Ereignis, der Bildung der Gabbroplutone, kogenetisch ist. Wenn diese Asthenosphäre tatsächlich nicht im Trinity aufgeschlossen ist, so bestätigt dies die obig in der Zusammenfassung aufgeführten Hinweise auf limitierte Dehnung mit einer zwar ausgedünnten, aber noch vorhandenen alten Lithosphäre (vgl. Abb.12.19).

Ein weiteres Element bleibt in diesem Modell nur schwer erklärbar. Dies betrifft die in der Literatur belegte Altersspanne von 20-30 Ma. Jahren, welche die Gesamtheit aller Plutone abdeckt (s. Tab.3.1.; Metcalf et al., 2000; Wallin et al., 1995; Wallin and Metcalf, 1998). Es ist zu betonen, dass die kartierten und analysierten Serien (einschließlich der Fremdanalysen von Brouxel and Lapierre, 1988a; Gruau et al., 1995; Metcalf et al., 2000; Willse, 1999) zwanglos (bis auf die LILE) mit einer einzigen Magmazusammensetzung vereinbar sind (Kap.11). Auch fehlen keine wesentlichen geochemischen Anteile (s. Bilanzierung 11.3.8), so dass sich das Bild eines in

sich geschlossenen Systems ergibt. Wie eine solche – refraktäre – Zusammensetzung über den genannten Zeitraum von 20-30 Ma. ohne markante Veränderung des Stammmagmas erhalten

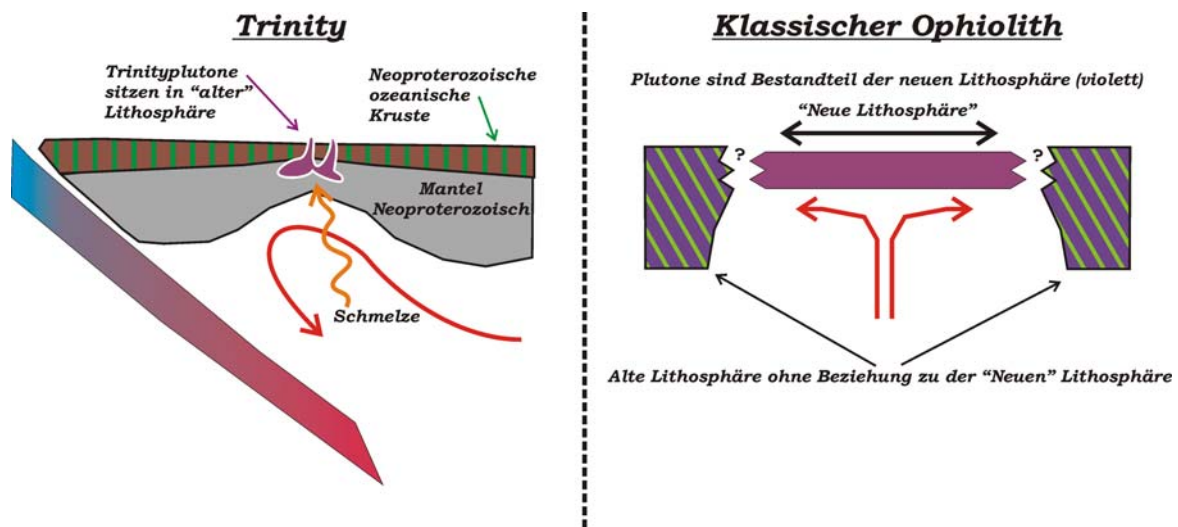


Abb. 12.19. Vergleich der Bildungssituation des Trinity Komplexes (links) mit der eines klassischen Ophioliths (rechts) an einem ozeanischen Spreizungssystem. Der deutliche Unterschied zwischen den beiden Situationen zeigt sich durch ein sehr limitiertes Spreizen im Trinity und damit keiner Neubildung von ozeanischer Lithosphäre. Während die Gabbros eines klassischen Ophioliths in der von ihm neugebildeten Lithosphäre Platz nehmen, intrudieren die Trinity Gabbros in bereits existierender, alter (neoproterozoischer?) Lithosphäre.

bleiben kann, bleibt rätselhaft. Das gleiche gilt für die ungeklärte Frage, wie sich eine offenbar relativ stabile thermische Situation (sehr ähnliche Ausbildung der Gabbrokörper über 20-30 Ma.) über den genannten Zeitraum halten kann.

Ein weitere Aspekt betrifft den Verbleib des Inselbogens (s. Abb.12.14. und 12.17.). In welcher heutigen Position befindet sich der Inselbogen, bzw. ist er überhaupt aufgeschlossen/existent? Das Redding Terrane, dass laut den Modellen von Wallin and Metcalf (1998) und Metcalf et al. (2000) den vulkanischen Dachbereich (Arc) des Trinity repräsentiert, erweist sich hinsichtlich der aufgeschlossenen zeitlichen Sequenz problematisch, da die ältesten aufgeschlossenen Einheiten, die Copley Basalte und die Balaklala Rhyolithe, in das Unterdevon gestellt werden (Kinkel et al., 1956; Albers and Bain, 1985). Mit der Korrelation des 400 Ma. alten Mule Mountain Stocks als kogenetische Suite zu den Balaklala Rhyolithen, bestätigt sich ein devonisches Alter (Albers et al., 1981), womit sich in dem Subterrane keine Vulkanite mit einem den Gabbroplutonen equivalentem Alter finden lassen. Auch grenzen sich die Copley Basalte geochemisch von den Doleriten ab, die hier mit den Plutonen assoziiert werden (s. Dolerit BC_212 und Brouxel et al., 1987; Brouxel and Lapierre, 1988; Brouxel et al., 1988). Weiterhin wird in der Literatur, anders als bei Wallin und Metcalf (1998) dargestellt, die Kontakte zwischen dem Trinity und dem Redding Subterrane widersprüchlich diskutiert. So wird der Kontakt

zwischen den beiden Subterrane zwar von Charvet et al. (1990) lokal als konkordanten depositionellen Kontakt beschrieben, aber von Schweickert and Irwin (1989) wie auch von Irwin (1994; 1997) eindeutig als tektonischer Kontakt („*detachment fault*“) interpretiert (s. Kap.2).

Somit ergeben sich drei Möglichkeiten für den Verbleib des Arcs: 1) Unter der Annahme eines kogenetischen Redding Subterrane entspricht der Arc dem heutigen Redding Subterrane und die fehlenden älteren Vulkanite liegen in einer nicht aufgeschlossenen Position im Liegenden der Copleys; 2) Der Arc entspricht nicht dem Redding Subterrane und liegt noch weiter in (heutiger) östlicher Richtung, bzw. findet sich in der Fortsetzung der Klamath Mountains in einem der kogenetische Terranes des Sierra Nevada Komplexes (Feather River Terrane, Shoefly Complex?) 3) Aufgrund der komplexen akkretionären Tektonik wurde der Arc rausgeschert („*wrench tectonic*“) und wurde nicht mit akkretioniert.

13 Literaturverzeichnis

- Albers, J. P., Kistler, R. W., and Kwak, L. (1981). "The Mule Mountain stock, an early Middle Devonian pluton in northern California." Isochron/West, v. 31, p. 17.
- Albers, J. P. and Bain, J. H. C. (1985). "Regional setting and new information of some critical geologic features of the West Shasta District, California." Economic Geology, v. 80, p. 2072-2091.
- Alt, D. D. and Hyndman, D. W. (2000). "Roadside geology of Northern and Central California." Mountain Press Publishing, Missoula, Montana, 370 pp.
- Alt, D. D. and Hyndman, D. W. (2004). "Northwest Exposures. A Geologic Story of the Northwest." Mountain Press Publishing, Missoula, Montana, 443 pp.
- Andreasson, G. (2001). "The Seven Lakes Basin Gabbro." Master thesis, University Of Southern California, Los Angeles, 100 pp.
- Arai, S. and Takemoto, Y. (2007). "Mantle wehrlite from Hess Deep as a crystal cumulate from an ultra-depleted primary melt in East Pacific Rise." Geophysical Research Letters, v. 34, p. 1-4.
- Auzende, J. M., Bideau, D., Bonatti, E., Cannat, M., Honnorez, J., Lagabrielle, Y., Malavieille, J., Mamaloukas-Frangoulis, V., and Mevel, C. (1989). "Direct observation of a section through slow-spreading oceanic crust." Nature, v. 337, p. 726-729.
- Bach, W., Alt, J. C., Niu, Y., Humphris, S. E., Erzinger, J., and Dick, H. J. B. (2001). "The geochemical consequences of late-stage low-grade alteration of lower ocean crust at the SW Indian Ridge: results from ODP Hole 735B (Leg 176)." Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 65, p. 3267-3287.
- Beard, J. S. (1986). "Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: Implication for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis." Geology, v. 14, p. 848-851.
- Beccaluva, L., Coltorti, M., Guinta, G., and Siena, F. (2004). "Tethyan vs. Cordilleran ophiolites: a reappraisal of distinctive tectono-magmatic features of supra-subduction complexes in relation to the subduction mode." Tectonophysics, v. 393, p. 163-174.
- Bédard, J. H. (1994). "A procedure for calculating the equilibrium distribution of trace elements among the minerals of cumulate rocks, and the concentration of trace elements in the coexisting liquids." Chemical Geology, v. 118, p. 143-153.
- Bédard, J. H., Hebert, R., Berclaz, A., and Varfalvy, V. (2000). "Syntaxis and the genesis of lower oceanic crust." *In*: Dilek, Y., Moores, E. M., Elthon, D., and Nicolas, A. (Eds.), Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and the Ocean Drilling Program. Geological Society of America, Special Paper Nr. 349, p. 105-119.

- Benn, K. and Allard, B. (1989). "Preferred Mineral Orientations Related to Magmatic Flow in Ophiolite Layered Gabbros." Journal of Petrology, v. **30**, p. 925-946.
- Berndt, J., Koepke, J., and Hotz, F. (2005). "An Experimental Investigation of the Influence of Water and Oxygen Fugacity on Differentiation of MORB at 200 MPa." Journal of Petrology, v. **46**, p. 135-167.
- Blakely, R. J., Jachens, R. C., Simpson, R. W., and Couch, R. W. (1985). "Tectonic setting of the southern Cascade Range as interpreted from its magnetic and gravity fields." Geological Society of America Bulletin, v. **96**, p. 43-48.
- Bonatti, E., Brunelli, D., Fabretti, P., Ligi, M., Asunta Portaro, R., and Seyler, M. (2001). "Steady-state creation of crust-free lithosphere at cold spots in mid-oceanic ridges." Geology, v. **29**, p. 979-982.
- Bosch, D., Jamais, M., Boudier, F., Nicolas, A., Dautria, J. M., and Agrinier, P. (2004). "Deep and High-temperature Hydrothermal Circulation in the Oman Ophiolite: Petrological and Isotopic Evidence." Journal of Petrology, v. **45**, p. 1181-1208.
- Boudier, F., Godard, M., and Armbruster, C. (2000). "Significance of gabbronorite occurrence in the crustal section of the Semail ophiolite." Mar. Geophysical Research, v. **21**, p. 307-326.
- Boudier, F., Le Sueur, E., and Nicolas, A. (1989). "Structure of an atypical ophiolite; the Trinity Complex, eastern Klamath Mountains, California." Geological Society of America Bulletin, v. **6**, p. 820-833.
- Boudier, F. and Nicolas, A. (1985). "Harzburgite and Lherzolite Subtypes in Ophiolitic and Oceanic Environments." Earth and Planetary Science Letters, v. **76**, p. 84-92.
- Boudier, F. and Nicolas, A. (1995). "Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite." Journal of Petrology, v. **36**, p. 777-796.
- Boudier, F., Nicolas, A., and Ildefonse, B. (1996). "Magma chambers in the Oman ophiolite: Fed from the top and the bottom." Earth and Planetary Science Letters, v. **144**, p. 239-250.
- Boudier, F., Nicolas, A., and Mainprice, D. (2005). "Does Anisotropy of Thermal Contraction Control Hydrothermal Circulation at the Moho Level below Fast Spreading Oceanic Ridges?" International Geology Review, v. **47**, p. 101-112.
- Boudreau, A. E. (1992). "Volatile fluid overpressure in layered intrusions and the formation of potholes." Aust. J. Earth Sci., v. **39**, p. 277-287.
- Boudreau, A. E. (1995). "Crystal aging and the formation of fine-scale igneous layering." Mineralogy and Petrology, v. **54**, p. 55-69.
- Boudreau, A. E. and McBirney, A. R. (1997). "The Skaergaard layered series; Part III, Non-dynamic layering." Journal of Petrology, v. **8**, p. 1003-1020.

- Brandeis, G., Jaupart, C., and Allegre, C. J. (1984). "Nucleation, crystal growth and the thermal regime of cooling magmas." Journal of Geophysical Research, v. **89**, p. 10161-10177.
- Brandon, M. T., Roden-Tice, M. K., and Garver, J. I. (1998). "Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State." Geological Society of America Bulletin, v. **110**, p. 985-1009.
- Brouxel, M. and Lapierre, H. (1988). "Geochemical study of an early Paleozoic island-arc-Back-arc basin system. Part 1: The Trinity Ophiolite (northern California)." Geological Society of America Bulletin, v. **100**, p. 1111-1119.
- Brouxel, M., Lapierre, H., Michard, A., and Albarede, F. (1987). "The deep layers of a Paleozoic arc: Geochemistry of the Copley-Balaklala series, northern California." Earth and Planetary Science Letters, v. **85**, p. 386-400.
- Brouxel, M., Lapierre, H., Michard, A., and Albarede, F. (1988). "Geochemical study of an early Paleozoic island-arc-Back-arc basin system. Part 2: Eastern Klamath, early to middle Paleozoic island-arc volcanic rocks (northern California)." Geological Society of America Bulletin, v. **100**, p. 1120-1130.
- Brouxel, M., Lapierre, H., and Zimmermann, J. L. (1989). "Upper Jurassic mafic magmatic rocks of the eastern Klamath Mountains, northern California: Remnant of a volcanic arc built on young continental crust." Geology, v. **17**, p. 273-276.
- Burckhard, C. (2007). "Kartierbericht des Kangaroo Lake - Bluff Lake Gebietes". Diplom Kartierung. Institut für Geologie und Mineralogie, Universität zu Köln, 60 pp.
- Buseck, P. R., Nord, G. L., and Veblen, D. R. (1980). "Subsolidus phenomena in pyroxenes." *in* C. T. Prewitt eds., Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Vol. **7** (Pyroxenes), p. 117-212.
- Cameron, W. (1985). "Petrology and origin of primitive lavas from the Troodos ophiolite, Cyprus." Contributions to Mineralogy and Petrology, v. **89**, p. 239-255.
- Cann, J. R. (1974). "A model for oceanic crustal structure development." Geophys. J. R. astr. Soc., v. **39**, p. 169-187.
- Cannat, M. and Boudier, F. (1985). "Structural study of intra-oceanic thrusting in the Klamath Mountains, Northern California; implications on accretion geometry." Tectonics, v. **4**, p. 435-452.
- Cannat, M. and Lécuyer, C. (1991). "Ephemeral magma chambers in the Trinity Peridotite, Northern California." Tectonophysics, v. **186**, p. 313-328.
- Cannat, M. (1991). "PLASTIC DEFORMATION AT AN OCEANIC SPREADING RIDGE: A MICROSTRUCTURAL STUDY OF THE SITE 735 GABBROS (SOUTHWEST INDIAN RIDGE)." *In*: Von Herzen, R. P., Robinson, P. T., et al. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Vol. **118**, College Station, Texas, Ocean Drilling Program, p. 399-408.

- Cannat, M. (1993). "Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid-ocean ridges." Journal of Geophysical Research, v. **98**, p. 4163-4172.
- Cannat, M. (1996). "How thick is the magmatic crust at slow spreading oceanic ridges?" Journal of Geophysical Research, v. **101**, p. 2847-2857.
- Cannat, M., Lagabrielle, Y., Bougault, H., Casey, J., deCoutures, N., Dmitriev, L., and Fouquet, Y. (1997). "Ultramafic and gabbroic exposures at the Mid-Atlantic Ridge: geological mapping in the 15 degrees N region." Tectonophysics, v. **279**, p. 193-213.
- Cannat, M., Mevel, C., Maia, M., Deplus, C., Durand, C., Gente, P., Agrinier, P., Belarouchi, A., Dubuisson, G., Humler, E., and Reynolds, J. (1995). "Thin Crust, Ultramafic Exposures, and Rugged Faulting Patterns at Mid-Atlantic Ridge (22-Degrees 24-Degrees-N)." Geology, v. **23**, p. 49-52.
- Cannat, M., Mevel, C., and Stakes, D. (1991). "NORMAL DUCTILE SHEAR ZONES AT AN OCEANIC SPREADING RIDGE: TECTONIC EVOLUTION OF SITE 735 GABBROS (SOUTHWEST INDIAN RIDGE)." *in*: Von Herzen, R. P., Robinson, P. T., et al. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Vol. **118**, College Station, Texas, Ocean Drilling Program, p. 415-429.
- Cannat, M., Sauter, D., Mendel, V., Ruellan, E., Okino, K., Escartin, J., Combier, V., and Baala, M. (2006). "Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge." Geology, v. **34**, p. 605-608.
- Casey, J. F. and Karson, J. A. (1981). "Magma chamber profiles from the Bay of Islands ophiolite complex." Nature, v. **292**, p. 295-301.
- Cashman, S. M. (1980). "Devonian metamorphic event in the northeastern Klamath Mountains, California." Geological Society of America Bulletin, v. **91**, p. 453-459.
- Ceuleneer, G. and LeSueur, E. (2008). "The Trinity Ophiolite (California); the strange association of fertile mantle peridotite with ultra-depleted crustal cumulates." Bulletin de la Societe Geologique de France, t 179, no. **5**, p. 503-518.
- Charvet, J., Lapierre, H., Rouer, O., Coulon, C., Campos, C., Martin, P., and Lécuyer, C. (1990). "Tectono-magmatic evolution of Paleozoic and early Mesozoic rocks in the eastern Klamath Mountains, California, and the Blue River Mountains, eastern Oregon-western Idaho." *In*: D. Harwood, S. and Miller, M. M. (Eds.), Paleozoic and early Mesozoic paleogeographic relations, Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes. Geological Society of America, Special Paper Nr. **255**, p. 255-276.
- Chauvel, C., Goldstein, S. L., and Hofmann, A. W. (1995). "Hydration and dehydration of oceanic crust controls Pb evolution in the mantle." Chemical Geology (Mafic Magmatism Through Time), v. **126**, p. 65-75.
- Claeson, D. T. and Meurer, W. P. (2004). "Fractional crystallization of hydrous basaltic "arc-typ" magmas and the formation of amphibole-bearing gabbroic cumulates." Contributions to Mineralogy and Petrology, v. **147**, p. 288-304.

- Coakley, B. J. and Cochran, J. R. (1998). "Gravity evidence of very thin crust at the Gakkel Ridge (Arctic Ocean)." Earth and Planetary Science Letters, v. **162**, p. 81-95.
- Coogan, L. A. (2007). "The Lower Oceanic Crust." *In: Treatise On Geochemistry*. Vol. **3.19**, Elsevier, Amsterdam, p. 1-45.
- Coogan, L. A., Saunders, A. D., Kempton, P. D., and Norry, M. J. (2000). "Evidence from oceanic gabbros for porous melt migration within a crystal mush beneath the Mid-Atlantic Ridge." Geochemistry Geophysics Geosystems, v. **1**, Paper No. 2000GC000072.
- Coogan, L. A., Wilson, R. N., Gillis, K. M., and MacLeod, C. J. (2001). "Near-solidus evolution of oceanic gabbros: Insights from amphibole geochemistry." Geochimica et Cosmochimica Acta, v. **65**, p. 4339-4357.
- Cotkin, S. J. (1992). "Ordovician-Silurian tectonism in northern California: The Callahan event." Geology, v. **20**, p. 821-824.
- Crawford, A. J., Fallon, T. J., and Green, D. H. (1989). "Classification, petrogenesis, and tectonic setting of boninites." *In: Crawford, A. J. (Ed.), Boninites and related rocks*. Unwin Hyman, London, p. 1-49.
- Davis, G. A., Ando, C. J., Cashman, P. H., and Goullaud, L. (1980). "Geologic cross section of the central Klamath Mountains, California: Summary." Geological Society of America Bulletin, v. **91**, p. 139-142.
- Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussman, J. (1992). "An Introduction into the Rock-Forming Minerals." Pearson Education Limited, Essex, 696 pp.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990). "Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere." Nature, v. **347**, p. 662-665.
- Dewey, J. F. and Bird, J. M. (1971). "Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland." Journal of Geophysical Research, v. **76**, p. 3179-3206.
- Dick, H. J. B. and Bullen, T. (1984). "Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas." Contributions to Mineralogy and Petrology, v. **86**, p. 54-76.
- Dick, H. J. B. (1989). "Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and oceanic ridge magmatism." *In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publ., Vol. **42**, p. 71-105.
- Dick, H. J. B., Natland, J. H., Alt, J. C., Bach, W., Bideau, D., Gee, J. S., Haggas, S., Hertogen, J. G. H., Hirth, G., Holm, P. M., Ildefonse, B., Iturrino, G. J., John, B. E., Kelley, D. S., Kikawa, E., Kingdon, A., LeRoux, P. J., Maeda, J., Meyer, P. S., Miller, D. J., Naslund, H. R., Niu, Y. L., Robinson, P. T., Snow, J., Stephen, R. A., Trimby, P. W., Worm, H. U., and Yoshinobu, A. (2000). "A long in situ section of the lower oceanic crust: results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge." Earth and Planetary Science Letters, v. **179**, p. 31-51.

- Dick, H. J. B., Ozawa, K., Meyer, P. s., Niu, Y., Robinson, P. T., Constantin, M., Hebert, R., Natland, J. H., Hirth, G., and Mackie, S. M. (2002). "Primary silicate mineral chemistry of a 1.5 km section of very slow spreading lower ocean crust: ODP Hole 735B, Southwest Indian Ridge." *In*: Natland, J. H., Dick, H. J. B., Miller, D. J., and Von Herzen, R. P. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Vol. **176**, College Station, Texas, Ocean Drilling Program, p. 1-60.
- Dijkstra, A., Dury, M., and Vissers, R. (2001). "Structural petrology of plagioclase peridotites in the West Othris Mountains (Greece): melt impregnation in mantle lithosphere." Journal of Petrology, v. **42**, p. 5-24.
- Dilek, Y., Moores, E. M., Elthon, D., and Nicolas, A. (2000). "Ophiolites and Oceanic Crust; New Insights from Field Studies and the Ocean Drilling Program." Geological Society of America, Boulder, CO, United States, Special Paper Nr. **349**, 552 pp.
- Dilek, Y. and Furnes, H. (2011). "Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere." Geological Society of America Bulletin, v. **123**, p. 387-411.
- Dulski, P. (2001). "Reference Materials for Geochemical Studies: New Analytical Data by ICP-MS and Critical Discussion of Reference Values." Geostandards Newsletter, v. **25**, p. 87-125.
- Elliot, T., Plank, T., Zindler, A., White, W. M., and Bourdon, B. (1997). "Element transport from the slab to volcanic front at the Mariana arc." Journal of Geophysical Research, v. **102**, p. 14991-15019.
- Escartin, J., Hirth, G., and Evans, B. (2001). "Strength of slightly serpentinized peridotites: Implications for the tectonics of oceanic lithosphere." Geology, v. **29**, p. 1023-1026.
- Ewart, A. and Hawkesworth, C. J. (1987). "The Pleistocene-Recent Tonga-Kermadec arc lavas: interpretation of new isotopic and rare earth data in terms of a depleted mantle source model." Journal of Petrology, v. **28**, p. 495-530.
- Farina, F., Dini, A., Innocenti, F., Rocchi, S., and Westerman, D. S. (2010). "Rapid incremental assembly of the Monte Capanne pluton (Elba Island, Tuscany) by downward stacking of magma sheets." Geological Society of America Bulletin, v. **122**, p. 1463-1479.
- Feig, S., Koepke, J., and Snow, J. (2006). "Effect of water on tholeiitic basalt phase equilibria: an experimental study under oxidizing conditions." Contributions to Mineralogy and Petrology, v. **152**, p. 611-638.
- Fournier, R. O. (1999). "Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment." Economic Geology, v. **94**, p. 1190-1211.
- Fowler, C. M. R. (2005). "The Solid Earth." Cambridge University Press, Cambridge, 685 pp.
- Fuis, G. S., Zucca, J. J., Moonrey, W. D., and Milkereit, B. (1987). "A geologic interpretation of seismic-refraction results in northeastern California." Geological Society of America Bulletin, v. **98**, p. 53-65.

- Gaetani, G. A., Grove, T. L., and Bryan, W. B. (1993). "The influence of water on the petrogenesis of subduction-related igneous rocks." Nature, v. **365**, p. 332-334.
- Gillis, K. M. and Meyer, P. S. (2001). "Metasomatism of oceanic gabbros by late stage melts and hydrothermal fluids: Evidence from the rare earth element composition of amphiboles." Geochem. Geophys. Geosyst., v. **2**, Paper No. 2000GC000087.
- Gillis, K. M. (2008). "The roof of an axial magma chamber: A hornfelsic heat exchanger." Geology, v. **36**, p. 299-302.
- Goullaud, L. (1977). "Structural synthesis of the Trinity mafic-ultramafic complex in the Coffee Creek area, Klamath Mts., Ca." Abstracts with Programs - Geological Society of America, v. **4**, p. 423-424.
- Greene, A. R., DeBari, S. M., Kelemen, P. B., Blusztajn, J., and Clift, P. D. (2006). "A detailed geochemical study of island arc crust: the Talkeetna Arc section, south central Alaska." Journal of Petrology, v. **47**, p. 1051-1093.
- Griscom, A. (1977). "Aeromagnetic and gravity interpretation of the Trinity ophiolite complex, northern California." Abstracts with Programs - Geological Society of America, v. **4**, p. 426-427.
- Grove, T. L. and Kinzler, R. J. (1993). "Fractionation of Mid-Ocean Ridge Basalt (MORB)." *In*: Phipps Morgan, J., Blackman, D. K., and Sinton, J. M. (Eds.), Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges. American Geophysical Union, Washington, DC, p. 281-310.
- Grove, T. L., Chatterjee, N., Parman, S. W., and Médard, E. (2006). "The influence of H₂O on mantle wedge melting." Earth and Planetary Science Letters, v. **249**, p. 74-89.
- Gruau, G., Lécuyer, C., Bernard-Griffiths, J., and Morin, N. (1991). "Origin and Petrogenesis of the Trinity Ophiolite Complex (California): New Constraints from REE and Nd Isotope Data." Journal of Petrology, **Special Lherzolites Issue**, p. 229-242.
- Gruau, G., Bernard-Griffiths, J., Lécuyer, C., and Cannat, M. (1993). "Small scale Nd isotopic heterogeneities in the Trinity Ophiolite of Northern California; oceanic lithospheric mantle modified by arc magmatism." Terra Abstracts: p. 186.
- Gruau, G., Bernard-Griffiths, J., Lécuyer, C., Henin, O., Mace, J., and Cannat, M. (1995). "Extreme Nd isotopic variation in the Trinity ophiolite complex and the role of melt/rock reactions in the oceanic lithosphere." Contributions to Mineralogy and Petrology, v. **121**, p. 337-350.
- Gruau, G., Bernard-Griffiths, J., and Lécuyer, C. (1998). "The origin of U-shaped rare earth patterns in ophiolite peridotites; assessing the role of secondary alteration and melt/rock reaction." Geochimica et Cosmochimica Acta, v. **62**, p. 3545-3560.
- Hacker, B. R., and Peacock, S. (1990). "Comparison of the Central Metamorphic Belt and Trinity Terrane of the Klamath Mountains with the Feather River Terrane of the Sierra Nevada." *In*: Harwood, D. S. and Miller, M. M. (Eds.), Paleozoic and early Mesozoic paleogeographic

- relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains and related terranes. Geological Society of America, Special Paper Nr. **255**, p. 75-92.
- Harper, G. D. (2003). "Fe-Ti basalts and propagating-rift tectonics in the Josephine Ophiolite." Geological Society of America Bulletin, v. **115**, p. 771-787.
- Harvey, J., Gannoun, A., Burton, K. W., Rogers, N. W., Alard, O., and Parkinson, I. J. (2006). "Ancient melt extraction from the oceanic upper mantle revealed by Re-Os isotopes in abyssal peridotites from the Mid-Atlantic ridge." Earth and Planetary Science Letters, v. **244**, p. 606-621.
- Hattori, K. H. and Guillot, S. (2003). "Volcanic fronts form as a consequence of serpentinite dehydration in the forearc mantle wedge." Geology, v. **31**, p. 525-528.
- Hawkesworth, C. J., O'Nions, R. K., Pankhurst, R. J., Hamilton, P. J., and Evensen, N. M. (1977). "A geochemical study of island-arc and back-arc tholeiites from the scotia sea." Earth and Planetary Science Letters, v. **36**, p. 253-262.
- Hawkesworth, C. J., Gallagher, K., Hergt, J. M., and McDermott, F. (1994). "Destructive plate margin magmatism: Geochemistry and melt generation." Lithos, v. **33**, p. 169-188.
- Hawkesworth, C. J., Turner, S., Peate, D., McDermott, F., and van Calsteren, P. (1997). "Elemental U and Th variations in island arc rocks: implications for U-series isotopes." Chemical Geology, v. **139**, p. 207-221.
- Hotz, P. E. (1977). "Geology of the Yreka quadrangle, Siskiyou County, California." United States Geological Survey Bulletin, v. **1436**, 72 pp.
- Hyndman, R. D. and Wang, K. (1995). "The rupture zone of Cascadia great earthquakes from current deformation and the thermal regime." J. Geophys. Res., v. **100**, p. 22133-22154.
- Hyndman, R. D., Wang, K., and Yamano, M. (1995). "Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust." J. Geophys. Res., v. **100**, p. 15373-15392.
- Ildefonse, B., Blackman, D. K., John, B. E., Ohara, Y., Miller, D. J., and MacLeod, C. J. (2007). "Oceanic core complexes and crustal accretion at slow-spreading ridges." Geology, v. **35**, p. 623-626.
- Irvine, T. N. and Baragar, W.R.A. (1971). "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks." Can. J. Earth Sci., v. **8**, p. 523-548.
- Irvine, T. N. (1982). "Terminology for layered intrusions." Journal of Petrology, v. **23**, p. 127-162.
- Irwin, W. P. (1960). "Geological reconnaissance of the northern Coast Ranges and Klamath Mountains, California, with a summary of the mineral resources." California Division of Mines and Geology Bulletin, v. **179**, 80 pp.

- Irwin, W. P. (1966). "Geology of the Klamath Mountains province." *In*: Bailey, E. H. (Ed.), Geology of northern California. California Division of Mines Bulletin, v. **190**, p. 19-38.
- Irwin, W. P. (1994). "Geologic map of the Klamath Mountains, California and Oregon." USGS Miscellaneous Investigation Series Map I-2148. United States Geological Survey, Reston, Virginia, 2 sheets.
- Irwin, W. P. (1997). "Open-File Report - U. S. Geological Survey Field guide for a GEOMAR & University of Kiel trip across the accreted terranes of the southern Klamath Mountains, California." United States Geological Survey Open-File Report: 97-288. United States Geological Survey, Reston, Virginia, 22 pp.
- Irwin, W. P. and Mankinen, E. A. (1998). "Rotational and accretionary evolution of the Klamath mountains, California and Oregon, from DEvonian to present time." United States Geological Survey Open File Report: 98-114. United States Geological Survey, Reston, Virginia, 1 sheet.
- Irwin, W. P. and J. L. Wooden (1999). "Plutons and accretionary episodes of the Klamath Mountains, California and Oregon." United States Geological Survey Open File Report: 99-374. United States Geological Survey, Reston, Virginia, 1 sheet.
- Irwin, W. P. (2003). "Correlation of the Klamath Mountains and Sierra Nevada." United States Geological Survey Open File Report: 02-490. United States Geological Survey, Reston, Virginia, 2 sheets.
- Jacobsen, S. B., Quick, J. E., and Wasserburg, G. J. (1984). "A Nd and Sr isotopic study of the Trinity Peridotite; implications for mantle evolution." Earth and Planetary Science Letters, v. **68**, p. 361-378.
- Jagoutz, O., Müntener, O., Ulmer, P., Pettke, T., Burg, J. P., Dawood, H., and Hussain, S. (2007). "Petrology and Mineral Chemistry of Lower Crustal Intrusions: the Chilas Complex, Kohistan (NW Pakistan)." Journal of Petrology, v. **48**, p. 1895-1953.
- Jokat, W., Ritzmann, O., Schmidt-Aursch, M. C., Drachev, S., Gauger, S., and Snow, J. (2003). "Geophysical evidence for reduced melt production on the Arctic ultraslow Gakkel mid-ocean ridge." Nature, v. **423**, p. 962-965.
- Juteau, T. and Maury, R. C. (1999). "The Oceanic Crust, from Accretion to Mantle Recycling." Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 390 pp.
- Karsten, J. L., Klein, E. M., and Sherman, S. B. (1996). "Subduction zone geochemical characteristics in ocean ridge basalts from the southern Chile Ridge: Implications of modern ridge subduction systems for the Archean." Lithos (Mafic Magmatism through Time), v. **37**, p.143-161.
- Kelemen, P. B. and Ghiorso, M. S. (1986). "Assimilation of peridotite in zoned calc-alkaline plutonic complexes: evidence from the Big Jim complex, Washington cascades." Contributions to Mineralogy and Petrology, v. **94**, p. 12-28.

- Kelemen, P. B. (1990). "Reaction between ultramafic wall rock and fractionating basaltic magma: Part I, Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite." Journal of Petrology, v. **31**, p. 51-98.
- Kelemen, P. B., Shimizu, N., and Salters, V. J. M. (1995). "Extraction of MORB from the mantle by focussed flow of melt in dunite channels." Nature, v. **375**, p. 747-753.
- Kelemen, P. B., Koga, K., and Shimizu, N. (1997). "Geochemistry of gabbro sills in the crust-mantle transition zone of the Oman ophiolite: implications for the origin of the oceanic lower crust." Earth and Planetary Science Letters, v. **146**, p. 475-488.
- Kelemen, P. B. and Kikawa, E. (2003). "Leg 209 Summary." Preliminary Summary of Drilling Results, ODP Leg 209. College Station, Texas, Ocean Drilling Program, p. 83-212.
- Kessel, R., Schmidt, M. W., Ulmer, P., and Pettke, T. (2005). "Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120-180 km depth." Nature, v. **437**, p. 724-727.
- Kimball, K. L., Spear, F., and Dick, H. J. B. (1985). "High-Temperature Alteration of Abyssal Ultramafics from the Islas Orcadas Fracture-Zone, South-Atlantic." Contributions to Mineralogy and Petrology, v. **91**, p. 307-320.
- Kinkel, A. R. Jr., Hall, W. E., and Albers, J. P. (1956). "Geology and base-metal deposits of West Shasta copper-zinc district, Shasta County, California." U.S. Geological Survey Professional Paper 285, 156 pp.
- Klein, C. and Hurlbut, C. S. (1999). "Manual of Mineralogy." John Wiley and Sons, New York, 21st ed, re./ after J. J. Dana, 681 pp.
- Klein, E. M. and Karsten J. L. (1995). "Ocean-ridge basalts with convergent-margin geochemical affinities from the Chile Ridge." Nature, v. **374**, p. 52-57.
- Koepke, J., Feig, S., Snow, J., and Freise, M. (2004). "Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study." Contributions to Mineralogy and Petrology, v. **146**, p. 414-432.
- Koepke, J., Berndt, J., Feig, S., and Hotz, F. (2007). "The formation of SiO₂-rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros." Contributions to Mineralogy and Petrology, v. **153**, p. 67-84.
- Koepke, J., Christie, D. M., Dziony, F., Holtz, F., Lattard, D., Maclennan, J., Park, S., Scheibner, B., Yamasaki, T., and Yamasaki, S. (2008). "Petrography of the Dike/Gabbro Transition at IODP Site 1256D (Equatorial Pacific): The evolution of the Granoblastic Dikes." Geochemistry Geophysics Geosystems, doi:10.1029/2008GC001939.
- Kogiso, T., Tatsumi, Y., and Nakano, S. (1997). "Trace element transport during dehydration processes in the subducted crust: 1. Experiments and implications for the origin of ocean island basalts." Earth and Planetary Science Letters, v. **148**, p. 193-205.

- König, S., Münker, C., Schuth, S., and Garbe-Schönberg, D. (2008). "Mobility of tungsten in subduction zones." Earth and Planetary Science Letters, v. **274**, p. 82-92.
- Kuno, H. (1968). "Differentiation of basalt magmas." *In*: Hess, H.H. and Poldervaart, A. (Eds.), Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition, Vol. 2. Interscience, New York, p. 623-688.
- Kushiro, I. (1969). "The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures." American Journal of Science, v. **267-A**, p. 269-294.
- Kusznir, N. J. and Park, R. G. (1986). "The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness." *In*: Conward, M. P., Dewey, J. F., and Hancock, P. L. (Eds.), Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Publ. Nr. **28**, p. 35-52.
- Kvassnes, A. J. S., Hetland Strand, H., Moen-Eikeland, H., and Birger Pederson, R. (2004). "The Lyngen Gabbro: the lower crust of an Ordovician Incipient Arc." Contributions to Mineralogy and Petrology, v. **148**, p. 358-379.
- LaFehr, T. R. (1966). "Gravity in the Eastern Klamath Mountains, California." Geological Society of America Bulletin, v. **77**, p. 1177-1190.
- Lanphere, M. A., Irwin, W. P., and Hotz, P. E. (1968). "Isotopic Age of the Nevadan Orogeny and Older Plutonic and Metamorphic Events in the Klamath Mountains, California." Geological Society of America Bulletin, v. **79**, p. 1027-1052.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., and Zanetti, B. (1986). "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram." Journal of Petrology, v. **27**, p. 745-750.
- Le Bas, M. J. (2000). "IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks." Journal of Petrology, v. **41**, p. 1467-1470.
- Le Maitre, R. W. (1989). "A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms." Blackwell Science Publ., Oxford, 193 pp.
- Le Sueur, E., Boudier, F., Cannat, M., Ceuleneer, G., and Nicolas, A. (1984). "The Trinity mafic-ultramafic complex; first results of the structural study of an untypical ophiolite." Ophioliti, v. **9**, p. 487-498.
- Leake, B. E. (1978). "Nomenclature of amphiboles." Mineralogical Magazine, v. **42**, p. 533-563.
- Lécuyer, C. (1990). "Chemical transfer between mantle xenoliths and basic magmas: Evidence from oceanic magma chambers. The Trinity ophiolite (northern California)." Lithos, v. **25**, p. 243-259.
- Lemoine, M., Tricart, P., and Boillot, G. (1987). "Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic model." Geology, v. **15**, p. 622-625.

- Lindsley-Griffin, N. (1977). "The Trinity Ophiolite, Klamath Mountains, California." Oregon, Department of Geology and Mineral Industries - Bulletin, v. **95**, p. 107-120.
- Lindsley-Griffin, N. (1991). "The Trinity Complex: A polygenetic ophiolitic assemblage." *In*: Cooper, J. D., and Stevens, C. H. (Eds.), Paleozoic Paleogeography of the Western United States. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, p. 609-624.
- Lindsley-Griffin, N. (1994). "The Cambrian Trinity ophiolite and related rocks of the lower Paleozoic Trinity Complex, northern California." *In*: Ishiwatari, A., Malpas, J., and Ishizuka, H. (Eds.), Ophiolites of the Circum-Pacific Region. VSP International Science Publishers, Netherlands, p. 47-68.
- Lindsley-Griffin, N., Griffin, J. R., Farmer, J. D., Sivers, E. A., Bruckno, B., and Tozer, M. K. (2006). "Ediacaran cyclomedusoids and the paleogeographic setting of the Neoproterozoic-early Paleozoic Yreka and Trinity Terranes, eastern Klamath Mountains, California." *In*: Snoke, A. W. and Barnes, C. G. (Eds.), Geological studies in the Klamath Mountains province, California and Oregon: A volume in honor of William P. Irwin. Geological Society of America, Special Paper Nr. **410**, p. 411-431.
- Lindsley-Griffin, N. and Griffin, J. R. (2008). "200 M.y. record of magmatism, deformation, and accretion in the Yreka-Trinity composite terrane; 580 Ma-380 Ma." Geological Society of America - Abstracts with Programs. Geological Society of America, Boulder, CO, United States, v. **40**, nr. 1, p. 45.
- Lipman, P. W. (1964). "Structure and origin of an ultramafic pluton in the Klamath Mountains, California." American Journal of Science, v. **262**, p. 199-222.
- Liu, C.-Z., Snow, J., Hellebrand, E., Brugmann, G., von der Handt, A., Buchl, A., and Hofmann A. W. (2008). "Ancient, highly heterogeneous mantle beneath Gakkel ridge, Arctic Ocean." Nature, v. **452**, p. 311-316.
- Lundstrom, C. C., Shaw, H., Ryerson, F. J., Williams, Q., and Gill, J. (1998). "Crystal chemical control of clinopyroxene-melt partitioning in the Di-Ab-An system: implications for elemental fractionations in the depleted mantle." Geochimica et Cosmochimica Acta, v. **62**, p. 2849-2862.
- MacKenzie, W. S., Donaldson, C. H., and Guilford, C. (1989). "Atlas der magmatischen Gesteine in Dünnschliffen." Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 147 pp.
- MacKenzie, W. S. and Adams, A. E. (1995). "Minerale und Gesteine in Dünnschliffen." Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 191 pp.
- Maeda, J., Naslund, H. R., Jang, Y. D., Kikawa, E., Tajima, T., and Blackburn, W. H. (2001). "High-temperature fluid migration within oceanic Layer 3 gabbros, Hole 735B, Southwest Indian Ridge: implications for the magmatic-hydrothermal transition at slowspreading mid-ocean ridges." *In*: Natland, J. H., Dick, H. J. B., Miller, D. J., and Von Herzen, R. P. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Vol. **176**, College Station, Texas, Ocean Drilling Program, p. 1-56.

- Mahan, K. H., Bartley, J. M., Coleman, D. S., Glazner, A. F., and Carl, B. S. (2003). "Sheeted intrusion of the synkinematic McDoogle pluton, Sierra Nevada, California." Geological Society of America Bulletin, v. **115**, p. 1570-1582.
- Mainprice, D. and Nicolas, A. (1989). "Development of shape and lattice preferred orientations: application to the seismic anisotropy of the lower crust." Journal of Structural Geology, v. **11**, p. 175-190.
- Malpas, J. (1990). "Crustal accretionary processes in the Troodos ophiolite, Cyprus: evidence from field mapping and deep crustal drilling." *In*: Malpas, J., Moores, E. M., Panayiotou, A., and Xenophontos, C. (Eds.), Ophiolites. Oceanic Crustal Analogues. Geol. Surv. Dept. Cyprus, Nikosia, Cyprus, p. 65-74.
- Mankinen, E. A., Lindsley-Griffin, N., and Griffin, J. R. (2002). "Concordant paleolatitudes for Neoproterozoic ophiolitic rocks of the Trinity Complex, Klamath Mountains, California." Journal of Geophysical Research, v. **107**, B10, 2254, doi: 10.1029/2001JB001623.
- McBirney, A. R. and Noyes, R.M. (1979). "Crystallization and layering of the Skaergaard Intrusion." Journal of Petrology, v. **20**, p. 487-554.
- McBirney, A. R. (1996). "The Skaergaard Intrusion." *In*: Cawthorn, R. G. (Ed.), Layered Intrusions. Elsevier, Amsterdam, p. 181-230.
- McBirney, A. R. and Nicolas, A. (1997). "The Skaergaard layered series; Part II, Magmatic flow and dynamic layering." Journal of Petrology, v. **38**, p. 569-580.
- McKenzie, D. (1984). "The Generation and Compaction of Partially Molten Rock." Journal of Petrology, v. **25**, p. 713-765.
- Mercier, J. C. C. and Nicolas, A. (1975). "Textures and Fabrics of Upper-Mantle Peridotites as Illustrated by Xenoliths from Basalts." Journal of Petrology, v. **16**, p. 454-487.
- Metcalf, R. V., Wallin, E. T., Willse, K. R., and Muller, E. R. (2000). "Geology and geochemistry of the ophiolitic Trinity Terrane, California; evidence of middle Paleozoic depleted supra-subduction zone magmatism in a proto-arc setting." *In*: Dilek, Y., Moores, E. M., Elthon, D., and Nicolas, A. (Eds.), Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and the Ocean Drilling Program. Geological Society of America, Special Paper Nr. **349**, p. 403-418.
- Metcalf, R. V. and Shervais, J. W. (2008). Suprasubduction zone ophiolites: Is there really an ophiolite conundrum? *In*: Wright, J. E., and Shervais, J. W. (Eds.), Ophiolites, arcs, and batholiths; a tribute to Cliff Hopson. Geological Society of America, Special Paper Nr. **438**, p. 191-222.
- Michael, P. J., Langmuir, C. H., Dick, H. J. B., Snow, J., Goldstein, S. L., Graham, D. W., Lehnert, K., Kurras, G., Jokat, W., Muhe, R., and Edmonds, H. N. (2003). "Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean." Nature, v. **423**, p. 956-961.
- Michaud, F., Royer, J. Y., Bourgois, J., Dymet, J., Calmus, T., Bandy, W., Sosson, M., Mortera-Gutierrez, C., Sichel, B., Rebolledo-Viera, M., and Pontoise, B. (2006). "Oceanic-ridge

- subduction vs. slab break off: Plate tectonic evolution along the Baja California Sur continental margin since 15 Ma." Geology, v. **34**, p. 13-16.
- Miller, M. M. (1989). "Intra-arc sedimentation and tectonism; Late Paleozoic evolution of the eastern Klamath terrane, California." Geological Society of America Bulletin, v. **101**, p. 170-187.
- Miyashiro, A. (1973). "The Troodos Complex was probably formed in an island arc." Earth and Planetary Science Letters, v. **25**, p. 217-222.
- Miyashiro, A. (1975). "Classification, characteristics, and origin of ophiolites." Journal of Geology, v. **83**, p. 249-281.
- Moore, E. M. (1982). "Origin and emplacement of ophiolites." Rev. Geophys., v. **20**, p. 735-760.
- Moore, E. M., Robinson, P. T., Malpas, J., and Xenophontos, C. (1984). "Model for the origin of the Troodos Massif, Cyprus, and other Mideast ophiolites." Geology, v. **12**, p. 500-503.
- Morgan, Z., Linag, Y., and Kelemen, P. B. (2008). "Significance of the concentration gradients associated with dunite bodies in the Josephine and Trinity ophiolites." Geochemistry Geophysics Geosystems, v. **9**, p. 1-28.
- Natland, J. H. and Dick, H. J. B. (2001). "Formation of the lower ocean crust and the crystallization of gabbroic cumulates at a very slowly spreading ridge." Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. **110**, p. 191-233.
- Nehlig, P. and Juteau, T. (1988). "Flow porosities, permeabilities and preliminary data on fluid inclusions and fossil thermal gradients in the crustal sequence of the Sumail ophiolite (Oman)." Tectonophysics, v. **151**, p. 199-221.
- Nicholls, I. A. and Ringwood, A. E. (1973). "Effect of water on olivine stability in tholeiites and production of silica-saturated magmas in the island arc environment." Journal of Geology, v. **81**, p. 285-300.
- Nicolas, A. and Prinzhofer, A. (1983). "Cumulative or Residual Origin for the Transition Zone in Ophiolites - Structural Evidence." Journal of Petrology, v. **24**, p. 188-206.
- Nicolas, A. and Dupuy, C. (1984). "Origin of Ophiolitic and Oceanic Lherzolites." Tectonophysics, v. **110**, p. 177-187.
- Nicolas, A. (1989). "Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere." Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 367pp.
- Nicolas, A. (1992). "Kinematics in Magmatic Rocks with Special Reference to Gabbros." Journal of Petrology, v. **33**, p. 891-915.
- Nicolas, A., Freydier, C., Godard, M., and Vauchez, A. (1993). "Magma Chambers at Oceanic Ridges - How Large." Geology, v. **21**, p. 53-56.

- Nisbet, E. G. and Fowler, C. M. R. (1978). "The Mid-Atlantic Ridge at 37° and 45°N: some geophysical and petrological constraints." Geophys. J. R. astr. Soc., v. **54**, p. 631-660.
- Nonnotte, P., Ceuleneer, G., and Benoit, M. (2005). "Genesis of andesitic–boninitic magmas at mid-ocean ridges by melting of hydrated peridotites: Geochemical evidence from DSDP Site 334 gabbronorites." Earth and Planetary Science Letters, v. **236**, p. 632-652.
- Pallister, J. S. and Hopson, C. A. (1981). "Samaï ophiolite plutonic suite: field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber." Journal of Geophysical Research, v. **86**, p. 2593-2644.
- Parkinson, I. J. and Pearce, J. A. (1998). "Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for Mantle Melting and Melt-Mantle Interaction in a Supra-Subduction Zone Setting." Journal of Petrology, v. **39**, p. 1577-1618.
- Participants, P. C. (1972). "Penrose field conference on ophiolites." Geotimes, v. **17**, p. 24-25.
- Passchier, C. W. and R. A. J. Trouw (2005). "Microtectonics." Second Edition, Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 366 pp.
- Peacock, S. M. (1987). "Serpentinization and infiltration metasomatism in the Trinity peridotite, Klamath province, northern California: implications for subduction zones." Contributions to Mineralogy and Petrology, v. **95**, p. 55-70.
- Peacock, S. M. and Norris, P. J. (1989). "Metamorphic evolution of the Central Metamorphic Belt, Klamath province, California; An inverted metamorphic gradient beneath the Trinity peridotite." Journal of Metamorphic Geology, v. **7**, p. 191-209.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1971). "Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y." Earth and Planetary Science Letters, v. **12**, p. 339-349.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973). "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis." Earth and Planetary Science Letters, v. **19**, p. 290-300.
- Pearce, J. A., Lippard, S. J., and Roberts, S. (1984). "Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites." *In*: Kokelaar, B. P. and M. Howells, F. (Eds.), Marginal Basin Geology. Geological Society of London, Special Publ., no. **16**, p. 77-96.
- Pearce, J. A., Van Der Laan, S. R., Arculus, R. J., Murton, B. J., Ishii, T., Peate, D. W., and Parkinson, I. J. (1992). "Boninite and harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana forearc): a case study of magma genesis during the initial stages of subduction." *In*: Fryer, P., Pearce, J. A., and Stokking, L. B. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Vol. **125**, College Station, Texas, Ocean Drilling Program, p. 623-659.
- Pearce, J. A. and Parkinson, I. J. (1993). "Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis." *In*: Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., and Neary, C.R. (Eds.), Magmatic Processes and Plate Tectonics. Geological Society of America, Special Paper Nr. **76**, p. 373-403.

- Pearce, J. A., Baker, P. E., Harvey, P. K., and Luff, I. W. (1995). "Geochemical Evidence for Subduction Fluxes, Mantle Melting and Fractional Crystallization Beneath the South Sandwich Island Arc." Journal of Petrology, v. **36**, p. 1073-1109.
- Pearce, J. A. (2003). "Supra-subduction zone ophiolites: The search for modern analogues." *In*: Dilek, Y. and Newcomb, S. (Eds.), Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought. Geological Society of America, Special Paper Nr. **373**, p. 269-293.
- Peterson, S. W., Barnes, C. G., and Hoover, J. D. (1991). "The Billy's Peak mafic complex of the Trinity sheet, California: Roots of a Paleozoic island arc." *In*: Cooper, J. D. and Stevens, C. H. (Eds.), Paleozoic Paleogeography of the Western United States. Society for Sedimentary Geology, Pacific Section, v. **2**, p. 625-633.
- Philpotts, A. R. (1982). "Compositions of immiscible liquids in volcanic rocks." Contributions to Mineralogy and Petrology, v. **80**, p. 201-218.
- Philpotts, A. R. (2009). "Principles of igneous and metamorphic petrology." Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 667 pp.
- Piccardo, G. B., Zanetti, A., and Müntener, O. (2007). "Melt/peridotite interaction in the Southern Lanzo peridotite: field, textural and geochemical evidence." Lithos, v. **94**, p. 181-209.
- Pichler, H. and Schmitt-Riegraf, C. (1993). "Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff." Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 233 pp.
- Plank, T. and Langmuir, C. H. (1988). "An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts." Earth and Planetary Science Letters, v. **90**, p. 349-370.
- Potter, A. W., P. E. Hotz, et al. (1977). "Stratigraphy and inferred tectonic framework of lower Paleozoic rocks in the eastern Klamath Mountains, northern California." *In*: Stewart, J. H., Stevens, C. H., and Fritsche, A. E. (Eds.), Paleozoic Paleogeography of the Western United States. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, v. **2**, p. 421-440.
- Quick, J. E. (1981a). "Petrology and petrogenesis of the Trinity Peridotite, an upper mantle diapir in the eastern Klamath Mountains, northern California." Journal of Geophysical Research, v. **86**, p. 1111837-11863.
- Quick, J. E. (1981b). "The Origin and Significance of Large, Tabular Dunite Bodies in the Trinity Peridotite, Northern California." Contributions to Mineralogy and Petrology, v. **78**, p. 413-422.
- Quick, J. E. and Denlinger, R. P. (1993). "Ductile deformation and the origin of layered gabbro in ophiolites." Journal of Geophysical Research, v. **98**, p. 14015-14027.
- Rautenschlein, M., Jenner, G. A., Hertogen, J., Hofman, A., Kerrich, R., and Schmincke, H. U. (1985). "Isotopic and trace element compositions of volcanic glasses from the Akakai Canyon, Cyprus." Earth and Planetary Science Letters, v. **75**, p. 369-383.

- Reid, I. and Jackson, H. R. (1981). "Oceanic spreading rate and crustal thickness." Marine Geophysical Researches, v. **5**, p. 165-172.
- Robinson, P. T., Melson, W. G., O'Hearn, T., and Schmincke, H. U. (1983). "Volcanic glass compositions of the Troodos ophiolite, Cyprus." Geology, v. **11**, p. 400-404.
- Robinson, P. T., Malpas, J., Dilek, Y., and Zhou, M. (2008). "The significance of sheeted dike complexes in ophiolites." GSA Today, v. **18**, p. 4-10.
- Rogers, G., Saunders, A. D., Terrell, D. J., Verma, S. P., and Marriner, G. F. (1985). "Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico." Nature, v. **315**, p. 389-392.
- Rollinson, H. R. (1993). "Using geochemical data; evaluation, presentation, interpretation." Longman Scientific & Technical, Harlow, United Kingdom, 352 pp.
- Ross, K. and Elthon, D. (1997). "CUMULUS AND POSTCUMULUS CRYSTALLIZATION IN THE OCEANIC CRUST: MAJOR AND TRACE-ELEMENT GEOCHEMISTRY OF LEG 153 GABBROIC ROCKS." *In*: Karson, J. A., Cannat, M., Miller, D. J., and Elthon, D. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Vol. **153**, College Station, Texas, Ocean Drilling Program, p. 333-350.
- Saleeby, J. B. (1990). "Geochronological and tectonostratigraphic framework of Sierran-Klamath ophiolitic assemblages." *In*: D. Harwood, S. and Miller, M. M. (Eds.), Paleozoic and early Mesozoic paleogeographic relations, Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes. Geological Society of America, Special Paper Nr. **255**, p. 93-114.
- Schmidt, M. W. and Poli, S. (1998). "Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation." Earth and Planetary Science Letters, v. **163**, p. 361-379.
- Schweickert, R. A. and Irwin, W. P. (1989). "Extensional faulting in southern Klamath Mountains, California." Tectonics, v. **8**, p. 135-149.
- Schwindinger, K. R. and Anderson, A. T. Jr. (1987). "Probable low-pressure intrusion of gabbro into serpentinized peridotite, northern California." Geological Society of America Bulletin, v. **98**, p. 364-372.
- Serri, G. (1981). "The petrochemistry of ophiolitic gabbroic complexes: a key for the classification of ophiolites into low-Ti and hi-Ti types." Earth and Planetary Science Letters, v. **52**, p. 203-212.
- Shaw, D. M. (2006). "Trace Elements in Magmas. A Theoretical Treatment." Cambridge University Press, Cambridge, 243 pp.
- Shaw, A. M., Behn, M. D., Humphris, S. E., Sohn, R. A., and Gregg, P. M. (2010). "Deep pooling of low degree melts and volatile fluxes at the 85°E segment of the Gakkel Ridge: Evidence from olivine-hosted melt inclusions and glasses." Earth and Planetary Science Letters, v. **289**, p. 311-322.

- Shelley, D. (1993). "Igneous And Metamorphic Rocks Under The Microscope. Classification, Textures, Microstructures And Mineral Preferred Orientations." Chapman and Hall, London, 445 pp.
- Shirley, D. N. (1987). "Differentiation and compaction in the Pallasades Sill, New Jersey." Journal of Petrology, v. **28**, p. 835-865.
- Sinton, J. M. and Detrick, R. S. (1992). "Mid-ocean ridge magma chambers." Journal of Geophysical Research, v. **97**, p. 197-216.
- Sisson, T. W. and Grove, T. L. (1993a). "Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism." Contributions to Mineralogy and Petrology, v. **113**, p. 143-166.
- Sisson, T. W. and Grove, T. L. (1993b). "Temperatures and H₂O contents of low-MgO high-alumina basalts." Contributions to Mineralogy and Petrology, v. **113**, p. 167-184.
- Smith, P. P. K. (1977). "An electron microscope study of amphibole lamellae in augite." Contributions to Mineralogy and Petrology, v. **59**, p. 317-322.
- Speed, R. C. and Sleep, N. H. (1982). "Antler orogeny and foreland basin: A model." Geological Society of America Bulletin, v. **93**, p. 815-828.
- Stern, R. J. and Bloomer, S. H. (1992). "Subduction zone infancy: Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs." Geological Society of America Bulletin, v. **104**, p. 1621-1636.
- Stolper, E. and Newman, S. (1994). "The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas." Earth and Planetary Science Letters, v. **121**, p. 293-325.
- Stosch, H. G. (2000). Geochemie der Seltenen Erden. Vorlesungsskript, 197 pp.
- Streckeisen, A. (1976). "To each plutonic rock its proper name." Earth Sci. Rev., v. **12**, p. 1-33.
- Stüwe, K. (2000). "Geodynamik der Lithosphere: Quantitative Behandlung geowissenschaftlicher Probleme." Springer Verlag Berlin Heidelberg New York, 405 pp.
- Suhr, G. (1993). "Evaluation of upper mantle microstructures in the Table Mountain massif (Bay of Islands ophiolite)." Journal of Structural Geology, v. **15**, p. 1273-1292.
- Suhr, G. and Cawood, P. A. (1993). "Structural history of ophiolite obduction, Bay of Islands, Newfoundland." Geological Society of America Bulletin, v. **105**, p. 399-410.
- Suhr, G. and Cawood, P. A. (2001). "Southeastern Lewis Hills (Bay of Islands Ophiolite): Geology of a deeply eroded, inside-corner, ridge-transform intersection." Geological Society of America Bulletin, v. **113**, p. 1025-1038.

- Suhr, G. and Leg 305 Scientific Party, 2006, "Erste geochemische Ergebnisse aus Untersuchungen der Gabbros des IODP Legs 305 (30°N, Mittelatlantischer Rücken)." IODP Meeting Greifswald.
- Suhr, G., Hellebrand, E., Johnson, K., and Brunelli, D. (2008). "Stacked gabbro units and intervening mantle: A detailed look at a section of IODP Leg 305, Hole U1309D." Geochemistry Geophysics Geosystems, v. **9**, doi: 10.1029/2008GC002012.
- Suhr, G. (2008). Evidence for prograde metamorphism in a dunite body from the Trinity Ophiolite (Cabin Meadow Lake area). Chapman Conference and Fifth Internat. Orogenic Lherzolite Conference, Mt. Shasta City Ca.
- Sun, S. and McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In*: Saunders, A. K. and Norry, M. J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basin. Geological Society of London, Special Publ., no. **42**, p. 313-345.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L., and Nesbit, R. W. (1986). "Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc lavas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks." Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. **29**, p. 293-309.
- Tatsumi, Y. (1989). "Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones." Journal of Geophysical Research, v. **94**, p. 4697-4707.
- Thorkelson, D. J. and Taylor, R. P. (1989). "Cordilleran slab windows." Geology, v. **17**, p. 833-836.
- Thorkelson, D. J. and Breitsprecher, K. (2005). "Partial melting of slab window margins: genesis of adakitic and non-adakitic magmas." Lithos, v. **79**, p. 25-41.
- Tucholke, B. E., Lin, J., and Kleinrock, M. C. (1998). "Megamullions and mullion structure defining oceanic metamorphic core complexes on the Mid-Atlantic Ridge." Journal of Geophysical Research, v. **103**, p. 9857-9866.
- Urlaub, M., Schmidt-Aursch, M. C., Jokat, W., and Kaul, N. (2009). "Gravity crustal models and heat flow measurements for the Eurasia Basin, Arctic Ocean." Mar. Geophysical Research, v. **30**, p. 277-292.
- Vera, E. E., Mutter, J. C., Buhl, P., Orcutt, J. A., Jarding, A. J., Kappus, M. E., Detrick, R. S., and Brocher, T. M. (1990). "The structure of 0- to 0.2- m.y. old oceanic crust at 9°N on the East Pacific Rise from expanded spread profiles." Journal of Geophysical Research, v. **95**, p. 15529-15556.
- Vernon, R. H. (2004). "A practical guide to Rock Microstructure." Cambridge University Press, Cambridge, 594 pp.
- Wager, L. R. and Deer, W. A. (1939). "Geological investigations in East Greenland. Part III. The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland." Meddelelser om Gronland, v. **105**, p. 1-352.

- Wager, L. R. and Brown, G. M. (1968). "Layered igneous rocks." Oliver and Boyd, Edinburgh, 588 pp.
- Wallin, E. T., Mattinson, J. M., and Potter, A. W. (1988). "Early Paleozoic magmatic events in the eastern Klamath Mountains, Northern California; with Suppl. Data 88-05." Geology, v. **16**, p. 144-148.
- Wallin, E. T. (1990). "Petrogenetic and tectonic significance of xenocrystic Precambrian zircon in Lower Cambrian tonalite, eastern Klamath Mountains, California." Geology, v. **18**, p. 1057-1060.
- Wallin, E. T., Lindsley-Griffin, N., and Griffin, J. R. (1991). "Overview of early Paleozoic magmatism in the eastern Klamath Mountains, California; an isotopic perspective." *In*: Cooper, J. D., and Stevens, C. H. (Eds.), Paleozoic Paleogeography of the Western United States. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, v. **2**, p. 581-588.
- Wallin, E. T., Coleman, D. S., Lindsley-Griffin, N., and Potter, A. W. (1995). "Silurian plutonism in the Trinity Terrane (Neoproterozoic and Ordovician), Klamath Mountains, California, United States." Tectonics, v. **14**, p. 1007-1013.
- Wallin, E. T. and Metcalf, R. V. (1998). "Supra-subduction zone ophiolite formed in an extensional forearc; Trinity Terrane, Klamath Mountains, California." Journal of Geology, v. **106**, p. 591-608.
- Willse, K. R. (1999). "Geochemistry and petrogenesis of the Bonanza King mafic intrusive complex, Trinity Terrane ophiolite, California." Master thesis, University Of Nevada, Las Vegas, 126 pp.
- Woodhead, J. D., Eggins, S. M., and Johnson, R. W. (1998). "Magma Genesis in the New Britain Island Arc: Further Insights into Melting and Mass Transfer Processes." Journal of Petrology, v. **39**, p. 1641-1668.
- Yardley, B. W. D., MacKenzie, W. S., and Guilford, C. (1992). "Atlas metamorpher Gesteine und ihrer Gefüge in Dünnschliffen." Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 120 pp.
- Yogodzinski, G. M., Volynets, O. N., Kolosov, A. V., and Seliverstov, N. I. (1994). "Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calc-alkaline series at Piip volcano, far western Aleutians." Journal of Petrology, v. **35**, p. 163-204.
- Yogodzinski, G. M., Kay, R. W., and Volynets, O. N. (1995). "Magnesium andesite in the western Aleutian Komandorsky region: Implications for slab melting and processes in the mantle wedge." Geological Society of America Bulletin, v. **107**, p. 505-519.
- Zucca, J. J., Fuis, G. S., Milkereit, B., Mooney, W. D., and Catchings, R. D. (1986). "Crustal structure of northeastern California." Journal of Geophysical Research, v. **91**, p. 7359-7382.

Erklärung:

Ich versichere, dass ich die von mir vorgelegte Dissertation selbständig angefertigt, die benutzten Quellen und Hilfsmittel vollständig angegeben und die Stellen der Arbeit – einschließlich Tabellen, Karten und Abbildungen –, die anderen Werken im Wortlaut oder dem Sinn nach entnommen sind, in jedem Einzelfall als Entlehnung kenntlich gemacht habe; dass diese Dissertation noch keiner anderen Fakultät oder Universität zur Prüfung vorgelegen hat; dass sie – abgesehen von unten angegebenen Teilpublikationen – noch nicht veröffentlicht worden ist sowie, dass ich eine solche Veröffentlichung vor Abschluss des Promotionsverfahrens nicht vornehmen werde. Die Bestimmungen der Promotionsordnung sind mir bekannt. Die von mir vorgelegte Dissertation ist von PD Dr. G. Suhr betreut worden.

Kierspe, den 24.03.2012



Kolja Stremmel