Petrographische, geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen an panafrikanischen Granitoiden des Kaoko Belts, Namibia

Dissertation
zur
Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften
(Dr. rer. nat.)

dem
Fachbereich Geowissenschaften
der Philipps-Universität Marburg

vorgelegt von

Daniela Mihm

aus Fulda

Marburg 2003

Vom Fachbereich Geowissenschaften der Philipps-Universität Marburg als Dissertation am __ . __. 2003 angenommen.

Erstgutachter: PD Dr. Peter Masberg
Zweitgutachter: Prof. Dr. Edgar Hoffer

Tag der mündlichen Prüfung am 11 . 06 . 2003

Erklärung

Ich versichere, daß ich meine Dissertation

„Petrographische, geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen an panafrikanischen Granitoiden des Kaoko Belts, Namibia“

selbständig, ohne unerlaubte Hilfe angefertigt habe und mich keiner anderen als der von mir ausdrücklich bezeichneten Quellen und Hilfen bedient habe.

Die Dissertation wurde in der jetzigen oder einer ähnlichen Form noch bei keiner anderen Hochschule eingereicht und hat noch keinen sonstigen Prüfungszwecken gedient.

Marburg, 21.03.2003,



Danksagung

An dieser Stelle möchte ich allen danken, die mir bei der Erstellung meiner Arbeit mit Rat und Tat zur Seit standen. Mein Dank gilt besonders meinem Betreuer PD Dr. Peter Masberg, der diese interessante Arbeit initiiert sowie mich in zahllosen konstruktiven Diskussionen unterstützt hat. Vor allem in der Endphase der Arbeit profitierte ich auch von Anregungen von Dr. Stefan Jung, insbesondere bezüglich des Sinns und Unsinns bei der Interpretation von Isotopendaten. Als Initiator der Forschung der Arbeitsgruppe in Namibia sei Prof. Dr. Edgar Hoffer gedankt, der nicht nur die Gelände- und Laborarbeit unterstützend ermöglichte, sondern während der zweiwöchigen geologischen Exkursion in Namibia fulminante Einblicke in die Natur dieses Landes gab.

Aus einer Geländekampagne des Jahres 1996 wurden mir dankenswerterweise einige Proben für Isotopenuntersuchungen zur Verfügung gestellt.

Stephanie Göbeler verdanke ich einige Fe-Titrationen, daneben manche SEE-Analysen. Besonders wichtig für mich war jedoch ihre Bereitschaft zum gemeinsamen Studieren des ICP-Geräts sowie ihre Hilfe bezüglich „Labor-Fragen“ und nicht zu vergessen die entspannenden Denkpausen (z.B. „Willis gucken“!).

Ein Dank an die technischen Angestellten der Geowissenschaften in Marburg, besonders an Herrn Schäfer für die Präparation der Dünnschliffe und Herrn Schmidtke.

Prof. Dr. Stefan Hoernes (Uni Bonn) hat die RFA-Messungen sowie die Erstellung der Sauerstoffisotopendaten ermöglicht. Hierbei gilt mein Dank besonders auch Frau Dohle.

Herr Prof. Dr. Hans Friedrichsen (FU Berlin) stellte sein Isotopenlabor für zahlreiche Analysen zur Verfügung, wo Frau Monika Feth mich kompetent in die Laborarbeiten einführte. Dr. Konrad Hammerschmidt half mir während der insgesamt mehr als 6 Monate in Berlin geduldig und engagiert, in die Geheimnisse der Isotopenanalyse und deren kritischer Betrachtung vorzudringen. Danke dafür!

Tina van de Flierdt (ETH Zürich, vormals Uni Bonn) danke ich sehr für die interessante und reiche Zeit während meiner ersten fünf Wochen im Isotopenlabor in Berlin und während der zweiwöchigen Exkursion in Namibia.

Ganz herzlich danke ich Heike Kramer, H.-Martin Möbus, Manfred Gereke und Rolf Simon Mihm für ihre Unterstützung. Mischa Ohnesorge und Andreas Busch danke ich für die beeindruckenden gemeinsamen fünf Wochen im Gelände und ihre tatkräftige Hilfe beim Probenschlagen ☺.

Die Gelände- und Laborarbeiten dieser Dissertation wurde durch das DFG-Projekt Ma1706/1-1 finanziell gefördert.

Kurzfassung

Der Kaoko Belt entstand als Teil des spätproterozoischen bis frühpaläozoischen „Mobile Belt Systems“ während der Bildung West-Gondwanas durch die Kollision des Kongo-Kratons (Afrika) und des Rio-de-la-Plata-Kratons (Südamerika). Im Kaoko Belt sind im Zuge dieser Orogenese zahlreiche Granitoide unterschiedlicher Zusammensetzung intrudiert. Diese Schmelzen geben einen Einblick in den Aufbau tieferer Krustenabschnitte des Kaoko Belts, die sich ansonsten unseren Blicken entziehen oder nur über geophysikalische Messungen erfaßt werden können.

In dieser Arbeit werden die Prozesse der Schmelzbildung und Schmelzentwicklung der verschiedenen Gruppen von Granitoiden bei Torra Baai zu dokumentiert. Die Grundlage dazu bilden geochemische und ferner petrographische Untersuchungen. Die Hauptziele sind die Charakterisierung der Quellenregion der Schmelzen (kontinentale Kruste ⇔ lithosphärisch veränderter Mantel oder eine Mischung aus diesen) auf der Grundlage isotopengeochemischer Untersuchungen sowie der Aufschmelzprozesse, um Aufschluß über die kontrovers diskutierte geodynamische Entwicklung des Kaoko Belts zu erhalten.

Im Gebiet von Torra Baai sind zwei Gruppen von Schmelzen verschiedenen Alters intrudiert:

- Während eines frühen Stadiums der Bildung des Kaoko Belts intrudierten peraluminöse Granodiorite und Granite der Nk-Formation einerseits als Pluton, andererseits als Gänge und wurden im Zuge der panafrikanischen Orogenese deformiert, so daß sie jetzt als Granitgneise vorliegen.
- Nachfolgend intrudierten syn- bis posttektonisch die Schmelzen der Torra Baai Granitoide. Subaluminöse Diorite sowie peraluminöse Biotit-Granodiorite stecken als plutonische Körper in den Graniten der Nk-Formation; ferner intrudierten peraluminöse, SiO_2-reiche Helle Granite als Gänge bzw. Stöcke.

Die Schmelzen wurden auf ihrem Weg durch die Kruste im Fall der Biotit-Granodiorite durch Kontamination mit jungem, metasedimentären Material, im Fall des Nk-Plutons wahrscheinlich mit S-Typ-Graniten, die aus Basement-Gesteinen stammen, verändert. Die eng begrenzte isotopische Zusammensetzung der Diorite beruht auf einer einheitlich zusammengesetzten, krustalen Quellenregion. Kristallfraktionierung ist während der Entwicklung der Magmen der Diorite und Biotit-Granodiorite nur von untergeordneter Bedeutung, jedoch ein wesentlicher Prozeß während der Entwicklung der Schmelzen des Nk-Plutons. Die auf hohe SiO_2-Gehalte beschränkten Gang-Granit(gneis)e hingegen sind

weder durch Kristallfraktionierung noch durch Kontamination bedeutend verändert, sondern geben vielmehr direkt die Isotopie ihrer heterogen zusammengesetzten Quellenregion wieder.

Die Quellenregion aller untersuchten Schmelzen ist isotopisch wenig entwickelt ($^{87}Sr/^{86}Sr_{(500Ma)}$: 0,70695 bis 0,71663; $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$: -4,1 bis -10,2) und dem entsprechend relativ jung. Basementgesteine ähnlich denen, welche im Norden des Kaoko Belts aufgeschlossen sind, haben keinen gewichtigen Einfluß während der Entstehung und Entwicklung dieser Schmelzen. Auch die Beteiligung einer Mantelkomponente ist in keiner der untersuchten Schmelzen nachzuweisen.
Verglichen mit dem Zentralen Damara Orogen weisen die Granitoide des Kaoko Belts ähnliche Nd-Isotopenzusammensetzungen, jedoch weniger radiogene $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse und niedrigere $\delta^{18}O$-Werte auf. Am Aufbau der Quellenregion der panafrikanischen Granitoide des Kaoko Belts sind demnach im Gegensatz zu jener des Zentralen Damara Orogens vorwiegend Gesteine magmatischen Ursprungs beteiligt.

Das Auftreten anderer panafrikanischer Magmatit-Komplexe im Kaoko Belt (in der Nähe des Hoanib im Norden sowie dem Bandombaai-Komplex im Süden, wo ebenfalls dioritische bis granitische Schmelzen durch Recycling kontinentaler Kruste gebildet wurden) belegt anstelle einer lokalen Schmelzbildung bei Torra Baai vielmehr ein thermisches Ereignis regionaler Ausdehnung.
Die geotektonische Situation des panafrikanischen Kaoko Belts wird noch immer kontrovers diskutiert. Die Ergebnisse dieser Studie favorisieren zusammen mit dem Fehlen von Mantelschmelzen ein Modell der Kontinent-Kontinent-Kollision nach einem kurzen intrakontinentalen Rifting gegenüber einem kompletten Wilson-Zyklus mit ausgedehnter Subduktion ozeanischer Kruste.

Abstract

The Kaoko Belt is situated in the north-west of Namibia and is part of the late proterozoic to early paleozoic mobile belt system in the western part of Gondwana. It was formed in the course of the collision of the Congo Craton (Africa) and the Rio de la Plata Craton (South America). During this orogeny different kinds of granitoids were intruded. These granitoids contain information about the composition of lower parts of the crust in this region, which otherwise can be explored by indirect geophysical methods, only.

In this work those granitoids intruded near Torra Baai are focused in order to document the processes of partial melting and the evolution of these melts with respect to petrographical and particularly to geochemical investigations. The principal aims are the characterization of the source rocks of the melts (continental crust ⇔ lithospheric enriched mantle or a mixture of both) on the base of isotopic investigations and the processes of partial melting to get information about the geodynamic evolution of the Kaoko Belt which is discussed controversially.

Near Torra Baai two groups of melts intruded at different times:

- In an early stage of the evolution of the Kaoko Belt peraluminous granodiorites and granites of the Nk-Formation intruded as a pluton and as dykes. All these granitoids were deformed during the Pan-African orogeny and now are granitic gneisses (= Nk-granite gneisses).
- Afterwards melts of the Torra Baai Granitoids intruded syn- to posttectonically. Subaluminous diorites and peraluminous biotite granites intruded as plutons into the granitic gneisses and metasediments of the Nk-Formation. Besides peraluminous SiO_2-rich granites intruded as stocks and dykes.

While ascending through the continental crust the melts were contaminated by Pan-African metasedimentary material in the case of the biotite granites and by S-type granites that are derived most likely from basement material in the case of the Nk-granite gneisses which intruded as pluton. The uniform isotopic composition of the diorites is caused by a homogenous crustal source region. Crystal fractionation doesn't play an important role for the diorites and biotite granites but it is an essential process in the evolution of the Nk-granites. The granitic dykes which are restricted to high SiO_2-contents are modified neither

by crystal fractionation nor by contamination. These granites are a mirror of the heterogenous composition of their source rocks.

The source region of all investigated melts is developed less ($^{87}Sr/^{86}Sr_{(500Ma)}$: 0,70695 to 0,71663; $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$: -4,1 to -10,2) and according to this relatively young. Basement rocks like those cropping out in the north of the Kaoko Belt don't have significant influence on the formation and evolution of the melts. Also the participation of a component from the mantle cannot be proofed in one of the investigated melts.

In comparison with the Zentral Damara Orogen the granitoids of the Kaoko Belt show similar Nd isotope signatures, but less radiogenic $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios and lower $\delta^{18}O$ values. In contrast to the Zentral Damara Orogen the source region of the Pan-African granitoids of the Kaoko Belt is dominated by rocks of magmatic origin.

The occurrence of other Pan-African magmatic complexes in the Kaoko Belt (near the Hoanib river in the north and the Bandombaai-complex in the south, where dioritic to granitic melts were generated by recycling of continental crust also) indicates a thermal event of regional appearance instead of a local melting event.

The geotectonic situation in the Pan-African Kaoko Belt is still discussed controversially. The results of this study in addition to the lack of unequivocal mantle melts favour a model of continent-continent-collision after a short intracontinental rifting instead of a complete wilson cycle with subduction of oceanic crust.

Inhalt

Kurzfassung V
Abstract VII
Inhalt IX

1 Einleitung und Aufgabenstellung 1

2 Geologischer Überblick 5
2.1 Regionale Geologie 5
2.1.1 Damara Orogen 6
2.1.2 Gariep Belt 8
2.1.3 Kaoko Belt 8
2.2 Geologie des Arbeitsgebietes 12
2.3 Probenfundpunkte 14

3 Einführung in die Geochemie 17
3.1 Fraktionierende Kristallisation 17
3.2 Magmenmischung 20
3.3 "Restite Unmixing" 20
3.4 Kontamination / Assimilation 21
3.5 "Assimilation-Fractional-Crystallisation" (AFC) 21
3.6 Unterschiedlicher Schmelzgrad 23
3.7 Charakterisierung des Protoliths und der Schmelzbedingungen mittels Haupt- und Spurenelementen 23
3.8 Isotope als petrogenetische Tracer 25
3.8.1 Rb/Sr-Isotopie 26
3.8.2 Sm/Nd-Isotopie 27
3.8.3 $\delta^{18}O$ 29

4 Torra Baai Granitoide 31
4.1 Petrographie der Torra Baai Granitoide 31
4.1.1 Diorite 31
4.1.2 Biotit-Granodiorite 33

4.1.3 Helle Granite 35
4.1.4 Schollen in Biotit-Granodioriten und Hellen Graniten 37
4.2 Geochemie der Torra Baai Granitoide 38
4.2.1 Diorite 38
4.2.2 Biotit-Granodiorite 51
4.2.3 Helle Granite 58
4.2.4 Die Rolle der Schollen in den Biotit-Granodioriten und Hellen Graniten 67
4.3 Zusammenfassung – Torra Baai Granitoide 71

5 Nk-Granitgneise 75
5.1 Petrographie der Nk-Granitgneise 75
5.2 Geochemie der Nk-Granitgneise 81
5.2.1 Granitgneise des Plutons 81
5.2.2 Gang-Granitgneise 103
5.3 Zusammenfassung – Nk-Granitgneise 115

6 Metasedimente 121
6.1 Petrographie der Metasedimente 121
6.1.1 Metagrauwacken und Metapelite 121
6.1.2 Kalksilikate 123
6.2 Geochemie 125

7 Schlußfolgerungen 127

8 Literatur 135

Anhang

1 Einleitung und Aufgabenstellung

Magmatische Gesteine sind ein wesentlicher Bestandteil der kontinentalen Kruste. Nach der Auswertungen seismischer Refraktionsprofile von Skandinavien bis zu den Alpen nimmt Wedepohl (1995) an, daß die obere und mittlere Kruste (in Europa) zu etwa 80% aus primär magmatischen Gesteinen aufgebaut ist, nur 20% sind Sedimente und deren metamorphe Äquivalente. Granitoide geben Einblicke in die Entwicklungsgeschichte von Orogenen: In den geochemischen Daten der Granitoide sind Informationen über die Art und das Ausmaß krustaler Prozesse gespeichert.

Obwohl Granitoide in diversen plattentektonischen Umgebungen generiert werden, treten die meisten Granitoide im Zusammenhang mit Gebirgsbildung in kontinentalen Bögen und in Kontinent-Kontinent-Kollisions-Zonen auf (vgl. Pitcher, 1993). Die während der Orogenese gebildete Schmelzmenge reicht je nach Druck-Temperaturbedingungen und der Fertilität des Protoliths von mikroskopisch kleinen Volumina auf Korngrenzen über die Bildung von Migmatiten bis hin zur Entstehung von Plutonen und Batholithen. Rezente Beispiele für einen kontinentalen Bogen sind die Anden, die ihr Entstehen der Subduktion der pazifischen Platte unter die südamerikanische kontinentale Platte verdanken. Stellvertretend für eine Kontinent-Kontinent-Kollision sei der Himalaya genannt, der sich durch die Kollision des indischen Subkontinents mit der eurasischen Platte aufgefaltet hat. Der Kontinent-Kontinent-Kollision geht oftmals die Subduktion ozeanischer Kruste voraus. Zeitgleich wird die kontinentale Kruste durch die Intrusion von Schmelzen aus dem Mantelkeil aufgeheizt, was die Bildung krustaler Schmelzen fördert. Allerdings können auch ohne vorhergehende Subduktion eines Ozeans in intrakontinentalen Orogenen genügend hohe Temperaturen erreicht werden, um Granitoidische Schmelzen in der mittleren und unteren Kruste zu bilden, wozu v.a. Krustenverdickung (England & Thompson, 1986) und der Zerfall radioaktiver Isotope (Haack, 1983a) beitragen.
In kontinentalen Bögen sind oftmals signifikante Mengen an Mantelschmelzen an der Generierung der Granitoide beteiligt, weshalb Magmatismus in einer solchen tektonischen Situation mit der Bildung neuer kontinentaler Kruste einhergeht. In intrakontinentalen Orogenen hingegen stellt Recycling von älterem krustalen Material den dominierenden Prozeß dar. Dabei ist die Zusammensetzung der Magmatite charakteristisch für das Bildungsmilieu. In kontinentalen Bögen wie den Anden sind die Volumenanteile von Gabbro-Diorit : Tonalit-Granodiorit : Granit = 16 : 58 : 26 (Pitcher, 1978), während sich in Orogenen

durch Kontinent-Kontinent-Kollision, z.B. im Himalaya, das Verhältnis zu 0 : 0 : 100 (LeFort et al., 1987) verschiebt.

Granitoide werden in der Literatur nach Chappell & White (1974, 1992, 2001) auf der Grundlage zahlreicher Untersuchungen von Granitoiden des Lachlan Fold Belts (Australien) entsprechend ihres Protoliths in zwei Hauptgruppen, in I- und S-Typ-Granite, eingeteilt. I-Typ steht hierbei für "Igneous" oder "Infracrustal", S-Typ steht für "Sedimentary" oder "Supracrustal". Einige I-Typ-Granite besitzen als Hauptkomponente eine Mantelschmelze, wie beispielsweise der Sierra Nevada Batholith (DePaolo, 1980) oder der Peninsular Ranges Batholith in Kalifornien (vgl. Gromet & Silver, 1987). Der größte Anteil der I-Typ-Granite entsteht jedoch durch partielle Anatexis eines Orthogesteins in der unteren Kruste, z.B. die Boggy Plain Supersuite im Lachlan Fold Belt (Chappell, 1999) oder der Cordillera Blanca Batholith in Peru (Petford & Atherton, 1996).
Während subaluminöse Granitoide immer als I-Typ-Schmelzen aufzufassen sind, können peraluminöse Schmelzen entweder I- oder S-Typ-Schmelzen darstellen. Klassische S-Typ-Granite im Sinne von Chappell & White (1974) sind im einfachsten Fall auf metapelitische Protolithe zurückzuführen und besitzen entsprechend niedrigere Na-, Ca- und Sr-Gehalte sowie niedrigere Fe^{3+}/Fe^{2+}-Verhältnisse, aber höhere Cr- und Ni-Gehalte als I-Typ-Granite (z.B. Chappell & White, 1992).

In der Natur werden aus metapelitischen Protolithen jedoch nur selten extrahierfähige Schmelzmengen hervorgerufen, die dann zumeist als Gänge oder Stöcke intrudieren können (z.B. Miller, 1985). Fertiler sind Metagrauwacken oder intermediäre orthogene Gesteine als Lieferanten peraluminöser Schmelzen (Miller, 1985), wobei zwischen diesen beiden Protolithen auf der Basis der Hauptelement-Gehalte der Schmelzen nicht unterschieden werden kann, wie Schmelzexperimente, z.B. von Conrad et al. (1988), zeigen. Peraluminöse Schmelzen können sich auch im Zuge der Differentiation kalkalkaliner Magmen aus subaluminösen Schmelzen durch Fraktionierung von Hornblende und/oder von Epidot oder Titanit entwickeln (Cawthorn & Brown, 1976; Miller, 1985; Zen, 1986; Villaseca & Barbero, 1994). Hierbei sollten, sofern die peraluminösen Schmelzen größere Plutone bilden, auch mafischere Granitoide dieser Suite vorhanden sein, um eine weitreichende Kristallfraktionierung plausibel zu machen (Zen, 1988). Andernfalls favorisiert Zen (1988) peraluminöse Protolithe für stark peraluminöse Schmelzen, vorausgesetzt dies steht nicht im Konflikt mit den Haupt- und Spurenelementgehalten sowie den Isotopensignaturen der Schmelzen.

Granitoide, die als Plutone intrudieren, stellen in der Regel wasseruntersättigte Schmelzen dar. Der Aufstieg von Schmelzen aus der mittleren oder unteren Kruste in flache

Krustenbereiche impliziert H_2O-untersättigte Schmelzen, da andernfalls die Schmelzen durch die Freisetzung ihrer Volatile während der Druckentlastung beim Aufstieg steckenblieben. Zudem sind die hochmetamorphen Krustenabschnitte, in denen Schmelzen generiert werden, bereits während der prograden Metamorphose sukzessive an Fluiden verarmt, so daß die Aufschmelzung in solchen Regionen lediglich durch den Zusammenbruch OH-haltiger Minerale (Muskovit, Biotit, Hornblende) ohne Anwesenheit einer zusätzlichen fluiden Phase stattfindet (vgl. Clemens & Watkins, 2001).

Die Granitoide, die man in Orogenen findet, stellen nur selten primäre Schmelzen dar. Sie sind in den meisten Fällen während des Aufstiegs durch interne Prozesse (fraktionierende Kristallisation) und/oder durch Prozesse im offenen System (Kontamination/Assimilation, Magmenmischung) verändert. Welcher Mechanismus den größten Beitrag liefert, hängt von diversen Faktoren ab, z.B. von der Zusammensetzung der Ausgangsschmelze, der Zeit zur Äquilibrierung der Schmelze mit ihrem Protolith oder dem Nebengestein, der Temperatur der Schmelze und des umgebenden Gesteins sowie der Zusammensetzung des Nebengesteins. Diese Faktoren sind von Fall zu Fall unterschiedlich, so daß für jede Granitoid-Suite individuell geprüft werden muß, welche Modelle der Schmelzbildung und -entwicklung plausibel sind.

Neben den Auswirkungen der Magmenentwicklung sind in den Granitoiden auch Informationen über die Aufschmelzung vorhanden. Dabei geben möglichst primäre Schmelzen am besten Auskunft über die Aufschmelzbedingungen sowie über die Zusammensetzung ihrer Protolithe.

Aufgabenstellung

Die hier untersuchten Granitoide des Torra Baai Komplex' in Namibia bieten sich in idealer Weise zur Charakterisierung verschiedener Prozesse der Schmelzbildung und der Schmelzentwicklung an, da mehrere Generationen von Schmelzen unterschiedlicher Zusammensetzung nebeneinander aufgeschlossen sind. Die Ergebnisse dieser Arbeit liefern wichtige Hinweise zur Entwicklung des Kaoko Belts.
Das Gebiet um Torra Baai wurde von Guj (1970; vgl. Miller, 1988) geologisch kartiert. Demnach treten im Arbeitsgebiet einzelne syn- bis posttektonische Granitoid-Körper auf, deren Rahmengesteine als migmatisierte Grauwacken der sogenannten Nk-Einheit beschrieben werden. Neuere petrographische und geochemische Untersuchungen zeigen jedoch, daß diese Gesteine der Nk-Einheit ebenfalls größtenteils magmatischer Natur sind (z.B. Mihm et al., 2000), wodurch sich das Verhältnis von Magmatiten zu Sedimenten im Kaoko Belt drastisch erhöht.

Bisher sind weder von den Torra Baai Granitoiden noch von den Orthogesteinen der Nk-Einheit detaillierte geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen im Hinblick auf petrogenetische Aussagen vorhanden. Zur Charakterisierung der Entstehung und Entwicklung der Granitoide bei Torra Baai müssen verschiedene Aspekte überprüft werden:

- Wie groß ist das Ausmaß der Prozesse im geschlossenen und im offenen System, welche die Schmelzen verändern können?
- Spiegeln die Granitoide des Kaoko Belts ihre Quellenregion wider?
- Wie sind die Quellenregionen näher charakterisiert?
    - Sind die Granitoide krustale Schmelzen aus dem archaischen bzw. proterozoischen Basement?
    - Sind relativ junge Gesteine (panafrikanische Orthogesteine oder Metasedimente) als Protolithe beteiligt?
    - Oder sind die Granitoide Differentiationsprodukte von Mantelschmelzen und weisen auf eine Subduktionszone hin?
- Wie hoch ist der prozentuale Anteil der unterschiedlichen Quellenregionen (Mantel, Basement, panafrikanische Gesteine) bei der Genese der Granitoide?

Um in einem überregionalen Rahmen Aufschlüsse über die Entwicklungsgeschichte des Kaoko Belts zu erhalten, können die Hypothesen und Erkenntnisse dieser Arbeit direkt mit Ergebnissen panafrikanischer Granitoide aus dem nördlich gelegenen Hoanib (Seth, 1999; Seth et al., 1998, 2002) und des im Süden gelegenen Bandombaai-Komplex' (van de Flierdt, 2000, van de Flierdt et al., 1999, 2003) verglichen und diskutiert werden (s. Abb. 2.2).

2 Geologischer Überblick

2.1 Regionale Geologie

Die panafrikanischen Orogene in Namibia sind Teil des spätproterozoischen bis frühpaläozoischen Orogensystems des westlichen Gondwanas. Sie entstanden durch Divergenz und anschließender Kollision von Kongo-, Kalahari-Kraton, Sao-Francisco- und Rio-de-la-Plata-Kraton (Abb. 2.1; vgl. Miller, 1983; Porada, 1979, 1989).

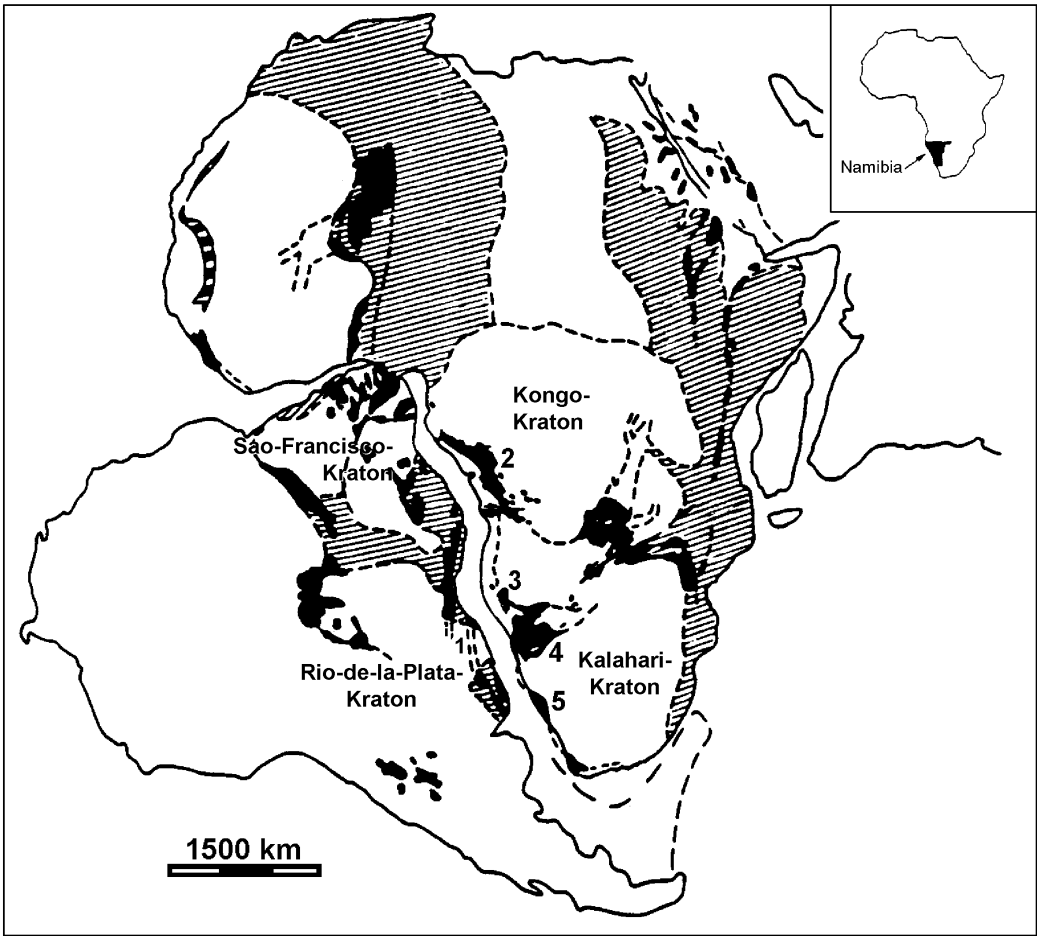


Abb. 2.1: Panafrikanisches Mobil-Belt-System West-Gondwanas (modifiziert nach Porada, 1989). Signatur: Schwarz: Geosynklinalräume im oberen Proterozoikum; gestrichelt: Aulakogene im oberen Proterozoikum; schraffiert: panafrikanische tektono-thermale Grundgebirgs-Verjüngung. 1=Dom Feliciano- und Ribeira Belt, 2=West-Kongo Belt, 3=Kaoko Belt, 4=intrakontinentaler Ast des Damara Orogens, 5=Gariep Belt.

In Namibia treten drei Teile des panafrikanischen Orogensystems auf: die beiden küstenparallel verlaufenden Orogene, der Kaoko Belt im Nordwesten und der Gariep Belt im Südwesten des Landes, sowie das intrakontinental verlaufende, südwest-nordost streichende Damara Orogen (s. kleine Skizze in Abb. 2.2).

Der Kaoko Belt ist über einen Tripelpunkt bei Hentjesbaai an die beiden anderen panafrikanischen Gebirge in Namibia angebunden. Nach Norden setzt sich der Kaoko Belt in Angola fort (Kröner & Correia, 1980), verläßt dann den heutigen afrikanischen Kontinent und findet seine weitere Fortsetzung nach Nordwesten im Ribeira Belt in Brasilien (Trompette, 1997; Porada, 1979, 1989; Machado et al., 1996).
Der Kaoko Belt wird in der Literatur z.T. gemeinsam mit dem intrakontinentalen Ast als Damara Orogen diskutiert (Miller, 1983; Stanistreet & Charlesworth, 1991). Andere Arbeiten beschreiben die Entstehung beider Orogene getrennt voneinander (z.B. Dürr & Dingeldey, 1996; Seth, 1999; Seth et al., 2002) und zeigen die Unterschiede in der Entwicklung des küstenparallelen Kaoko Belts und des intrakontinentalen Damara Orogens auf.
Die panafrikanischen Gebirge liegen heute nach tiefgreifender Erosion als Gebirgsrümpfe vor. So sind zahlreiche Plutone zugänglich geworden und können im Intrusionsverband beobachtet und beprobt werden.

Die petrologische und geodynamische Entwicklung der panafrikanischen Gebirge in Namibia ist in den vergangenen zwei Jahrzehnten kontrovers diskutiert worden. Neuere Ergebnisse zu panafrikanischen Ereignissen im Kaoko Belt liegen nur aus der Region des Hoanib im nördlichen Teil des Kaoko Belts (vgl. Seth et al., 1998; Seth, 1999; Dürr & Dingeldey, 1996; Gruner, 2000; Franz et al., 1999; Stanistreet & Charlesworth, 2001) und vom Bandombaai-Komplex im Süden am Scharnier zum intrakontinentalen Damara Orogen vor (van de Flierdt, 2000; van de Flierdt et al., 1999, 2003).

2.1.1 Damara Orogen

Das Damara Orogen bildete sich zwischen dem Kongo- und dem Kalahari-Kraton. Es läßt sich nach Miller (1983) in drei Abschnitte teilen (Abb. 2.2). Der nördliche und zentrale Teil lagert auf dem Kongo-Kraton, der südliche Teil auf dem Kalahari-Kraton (vgl. Masberg, 1996). Das Okahandja-Lineament stellt eine Störung mit großen Versatzbeträgen dar, an der diese beiden Platten getrennt sind.
Panafrikanische Granitoide bilden etwa 40-50% der Gesteine der zentralen Zone und reichen z.T. noch in die nördliche Zone hinein. Die Granitoide besitzen Alter zwischen 554 und 459 Ma (z.B. Haack et al., 1983b; Jung et al., 2000a). Etwa ¼ der Granitoide haben

A-Typ-Charakter (Jung et al., 1998a, 2000a), die übrigen Granitoide besitzen zum großen Teil S-Typ-Signatur (Jung et al., 2003). Die Zusammensetzung der Granitoide ist v.a. durch Kontinent-Kontinent-Kollision zu erklären. Bisher ist ein Subduktionszonen-Magmatismus nicht belegt.
Südlich des Okahandja-Lineaments sind die einzigen zusammenhängenden, größeren Intrusionen die des Donkerhoek-Batholiths. In der südlichen Zone wurden während der Regionalmetamorphose Temperaturen von 620°C und Drucke >6 kbar erreicht (Hoernes & Hoffer, 1979; Hoffer, 1983; Hawkesworth et al., 1986). Nördlich des Okahandja-Lineaments herrschten generell höhere Temperaturen und niedrigere Drucke. Die Metamorphose-bedingungen nahmen dabei von Ost nach West zu. Im Westen wurden granulitfazielle Bedingungen mit Temperaturen bis 760°C und Drucken von 7 kbar erreicht (Masberg, 2000).

Hier lagerten sich die mächtigen Sedimente der Damara-Sequenz ab (initiales Riftstadium vor ca. 1000 Ma; Miller, 1983). Diese überwiegend siliziklastischen, z.T. auch karbonatischen, heute metamorph vorliegenden Gesteine sind lithostratigraphisch eingeteilt in die Nosib, Swakop und Mulden Gruppe. Im südlichen Teil des Damara Orogens werden die Gesteine der Mulden Gruppe von denen der Nama Gruppe abgelöst. Eine mehrere km mächtige Ablagerungsfolge innerhalb der Swakop Gruppe ist die Kuiseb Formation (SACS, 1980). In diese Geosynklinal-Ablagerungen der Kuiseb Formation eingeschaltet sind zahlreiche, zumeist kleinere Vorkommen von basischen Metavulkaniten. Der größte und bekannteste ist der Matchless Amphibolit, ein ca. 350 km langer und bis zu 3 km breiter Amphibolitzug, der von manchen Autoren als Beleg für weitreichende Ozeanbildung diskutiert wird (z.B. Kukla & Stanistreet, 1991). Ein großer Einfluß einer Subduktionszone im Damara Orogen wird in der Literatur kontrovers diskutiert. Im Damara Orogen sind keine Hochdruckgesteine oder Melangezonen, wie sie in einem Akkretionskeil auftreten sollten, beschrieben.
Die von verschiedenen Autoren (Masberg et al., 1992; Bühn et al., 1994; Jung et al., 1998b) beschriebenen hohen Metamorphosetemperaturen bei mittleren Drucken im Zentralen Damara Orogen sprechen eher gegen ein ausgeprägtes Subduktionszonen-Setting nach Miller (1983) und für eine Kontinent-Kontinent-Kollision zur Bildung des Damara Orogens. Die beschriebenen hohen Temperaturen können dabei nicht allein durch Krustenverdickung der Kruste generiert worden sein, sondern sind an den Wärmetransport infolge der Intrusion von Schmelzen in Bereiche der oberen Kruste geknüpft (Jung et al., 1998b).

2.1.2 Gariep Belt

Der entlang der südwestlichen Küste verlaufende panafrikanische Gariep Belt kann nach Frimmel et al. (1996) in zwei Zonen eingeteilt werden: die Port Nolloth Zone, ein passiver Kontinentalrand, und das Marmora Terrane. Die Port Nolloth Zone ist par-autochton und besteht aus – heute metamorphen – Riftsedimenten im Wechsel mit Vulkaniten, die mit Extensionstektonik im Zusammenhang stehen, während das Marmora Terrane größtenteils aus mafischen Metavulkaniten aufgebaut ist und im Zuge der panafrikanischen Gebirgsbildung teilweise über die Gesteine der Port Nolloth Zone geschoben wurde. Die basischen Metavulkanite besitzen geochemisch zumeist Intraplattensignatur, z.T. aber auch Signaturen von mittelozeanischen Rücken. Die Entstehung des Gariep Belts wird wegen dieser Vulkanite mit Mittelozeanischer-Rücken-Signatur und wegen seiner Ophiolithe (Frimmel & Hartnady, 1992) als kompletter Wilson-Zyklus interpretiert – vom initialen Rifting zwischen dem Kalahari-Kraton und dem südamerikanischen Kontinent über eine ausgedehnte Ozeanbildung, Bewegungsumkehr und Subduktion der ozeanischen Kruste und finaler Kontinent-Kontinent-Kollision (Frimmel et al., 1996).

2.1.3 Kaoko Belt

Nach Porada (1979, 1989) entstand der Kaoko Belt durch Kontinent-Kontinent-Kollision nach Öffnung und Schließung des Protosüdatlantiks (= Adamastor Ozean). Dabei wurde ozeanische Kruste nach Nordwesten unter den damaligen südamerikanischen Kontinent subduziert, bis es schließlich zur Kollision zwischen dem Rio de la Plata- und dem Kongo-Kraton kam (Porada, 1989). Die Hypothese einer Subduktion nach Nordwesten basiert auf dem bis dahin angenommenen hundertfach größeren Anteil an Magmatiten auf südamerikanischer (Porada, 1979) als auf südafrikanischer Seite; heute muß man diese Zahlen zugunsten eines größeren Magmatitanteils im Kaoko Belt ändern, da ebenfalls weite Bereiche des Kaoko Belts von Gesteinen gebildet sind, die als „migmatisierte Grauwacken“ (Kuiseb Formation) kartiert sind, tatsächlich aber größtenteils Granite darstellen.

Dürr & Dingeldey (1996) stellen dem Subduktionszonen-Szenario ein anderes Modell entgegen. Im Riftstadium entstanden durch Verdünnung kontinentaler Kruste einige schmale, Nord-Süd verlaufende Tröge, in denen die Sedimente der Damara-Sequenz abgelagert wurden. Da Anzeichen für die Existenz eines weitreichenden, panafrikanisch subduzierten Ozeans zwischen dem Kongo- und dem Rio-de-la-Plata-Kraton fehlen, z.B. Hochdruckgesteine, Ophiolithe oder Mittelozeanische-Rücken-Basalte, interpretieren Dürr & Dingeldey (1996) die Beckenbildung als ein intrakontinentales Rift und schließen eine

ausgedehnte Ozeanbildung aus. Demnach ist der Kaoko Belt als intrakontinentales Gebirge aufzufassen.

Das geodynamische Modell von Trompette (1997) verbindet die oben aufgeführten „Extreminterpretationen“: Die Öffnung des Protosüdatlantiks erfolgte am stärksten im südlichen Teil des südlichen Afrikas und Südamerikas, zwischen den Kalahari- und dem Rio-de-la-Plata-Kraton. Dort konnte sich ein mehr oder weniger ausgedehnter Ozean bilden, der Protosüdatlantik. Nach Norden hin nahm die Spreizungsrate ab, so daß sich die Rifts des intrakontinentalen Damara Orogens und des Kaoko Belts nicht zu weiten Ozeanen entwickelten, sondern größtenteils intrakontinental geprägt sind. Trompette (1997) nimmt für die beginnende Ozeanbildung einen Zeitraum um 1000-900 Ma an; die Schließung des Ozeans fand ungefähr vor 600 Ma statt.

2.1.3.1 Lithostratigraphie und Metamorphosebedingungen des Kaoko Belts

Die Gesteine des Kaoko Belts sind im Zuge der panafrikanischen Gebirgsbildung metamorph überprägt worden und haben eine komplexe, mehrphasige Deformationsgeschichte erfahren (Guj, 1970; Coward, 1983; Dürr et al., 1995; Gruner, 2000). Lithologisch kann der Kaoko Belt im Norden – anhand von Gesteinsserien nahe dem Hoanib und Hoarusib – in drei Nord-Süd streichende Zonen eingeteilt werden (Abb. 3.2; Miller, 1983; Porada, 1989): eine östliche, eine zentrale und eine westliche Zone.

In der *östlichen Zone*, östlich der Sesfontein-Überschiebung, überlagern mächtige Karbonate einer Plattform (Otavi-Gruppe) die grobklastische Einheiten der Nosib-Gruppe, die v.a. aus Konglomeraten und Arkosen bestehen, das Grundgebirge (Ahrendt et al., 1983a; Porada, 1989). Im Hangenden der Karbonate sind diskordant v.a. turbiditische Sedimente der Mulden-Gruppe zu finden, die als Molasse des im Nordwesten entstandenen panafrikanischen Gebirges angesprochen werden (Prave, 1996). Die Gesteine dieser Zone sind im Gegensatz zu den Gesteinen westlich der Sesfontein-Überschiebung nur schwachgradig metamorph überprägt (Ahrendt et al., 1983a, 1983b).

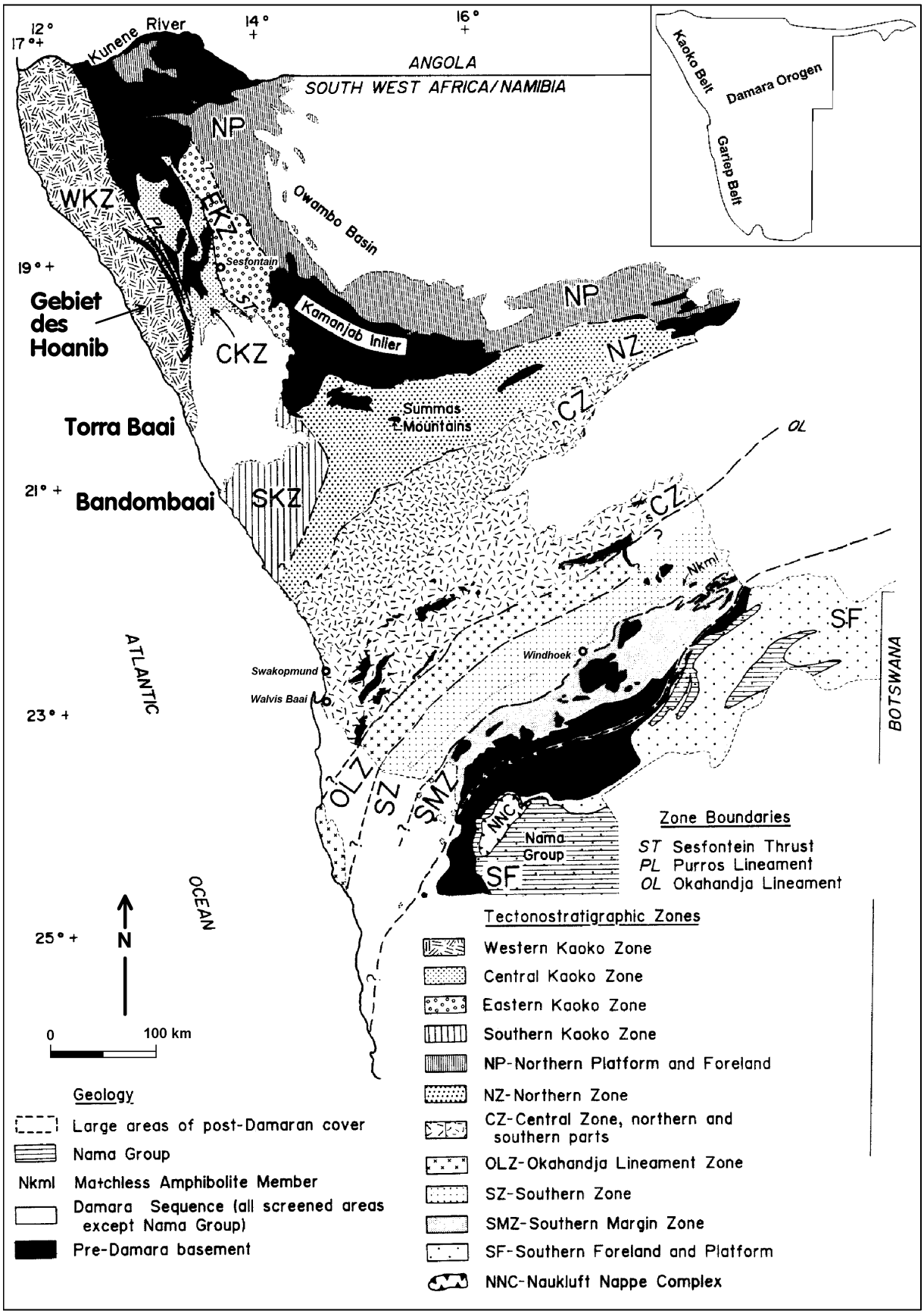


Abb. 2.2: Tektonostratigraphische Zonen des küstenparallelen Kaoko Belts und des intrakontinental verlaufenden Damara Orogens (nach Miller, 1983). Die kleine Abbildung oben rechts zeigt schematisch die Lage aller drei panafrikanischen Orogene in Namibia.

Die *zentrale Zone* reicht von der Sesfontein-Überschiebung im Osten bis etwa zum „Purros-Lineament“. Hier überlagern neritische Metasedimente (Ahrendt et al., 1983a) der Nosib Gruppe und Ugab Untergruppe Gneise des Basements. Nachfolgend werden Sedimente der Kuiseb Formation abgelagert, deren Mächtigkeit nach Westen hin zunimmt. Diese mächtige Sedimentserie besteht aus – heute metamorph überprägten – Grauwacken und Peliten, untergeordnet sind dünne Karbonatlagen oder Basite eingeschaltet (Ahrendt et al., 1983a; Dürr & Dingeldey, 1996). Nach diesen Autoren entstand die Kuiseb Formation, als sich durch Krustendehnung schmale, nord-süd streichende Becken bildeten.
Nahe der Sesfontein-Überschiebung sind die Metasedimente in große, ostvergente Falten gelegt; nach Westen hin wird die Wellenlänge der Falten kleiner bzw. sind das Grundgebirge und die Metasedimente der Kuiseb Formation stark miteinander verschuppt. Der Metamorphosegrad nimmt nach Westen hin deutlich zu. In der Nähe der Sesfontein-Überschiebung werden Metamorphosebedingungen der oberen Grünschieferfazies, im Westen (nahe Purros) Bedingungen der oberen Amphibolitfazies erreicht (z.B. Gruner, 2000).

Die *westliche Zone* reicht vom Purros Lineament im Osten bis zur heutigen Küstenlinie im Westen bzw. geht in den Schelfbereich hinein. Nach Porada (1989) war zur Zeit der Ablagerungen der Gesteine der Nosib- und unteren Swakop-Gruppe die westliche Zone kein Sedimentationsgebiet. Durch die Bildung des Kaoko-Rifts wurde dann die gesamte westliche Zone zum Sedimentationsraum (Porada, 1989), so daß es auch hier zur Ablagerung mächtiger Grauwackenserien mit eingeschalteten Peliten kam (Kuiseb Formation).
Die Gesteine der westlichen Zone sind stark deformiert und amphibolit- bis granulitfaziell überprägt. Etwa 50 km östlich der Küste ist die Sillimanit-Isograde erreicht (Ahrendt et al., 1983a; Dürr et al., 1995). Durch die starke Deformation, begleitet von der hochgradigen panafrikanischen Metamorphose, ist eine Unterscheidung von Basementgesteinen und panafrikanischen Metasedimenten im Gelände manchmal nicht eindeutig (Dürr et al., 1995).

In den Metasedimenten der Kuiseb Formation sind in der westlichen Zone zumeist kleinere, einzelne Granitoid-Körper zu finden, die sich von den übrigen Gesteinen der westlichen Kaoko-Zone schon durch 1-8 cm große Alkalifeldspat-Augen und/oder ihr schon makroskopisch erkennbares magmatisches Gefüge unterscheiden. Das Intrusionsalter dieser Körper ist umstritten. Nach Miller & Grote (1988) sind diese Diorite bis Granite posttektonisch, d.h. bis zur Wende Kambrium/Ordovizium, intrudiert. Masberg et al. (1997) hingegen beschreiben die Granitoide aufgrund von Gefügemerkmalen als syntektonische Granitoide.

Ergänzend ist die *südliche Kaoko-Zone* zu nennen (vgl. Miller, 1983). Dieses Gebiet befindet sich westlich des Brandbergs. Aufgeschlossen sind hier Gesteine der Kuiseb Formation: Turbidite mit eingeschalteten kalkigen Lagen und untergeordnet Peliten. Die Serie ist während der panafrikanischen Orogenese verfaltet (Miller, 1983).

Post-Damara-Gesteine (Miller & Grote, 1988; Prave, 1996) sind zum einen die kretazischen Etendeka-Flutbasalte. Sie überlagern einen großen Teil des Kaoko Belts im Süden. Zum anderen überdecken tertiäre und quartäre, schwach konsolidierte Sedimente die Festgesteine der westlichen Zone.

2.1.3.2 Alter der panafrikanischen Granitoide des Kaoko Belts

In jüngerer Vergangenheit wurde der Norden des Kaoko Belts (in der Nähe des Hoanib; ca. 130 km nördlich des Arbeitsgebietes bei Torra Baai) eingehend geochronologisch untersucht (Einzelzirkon-Analysen mittels SHRIMP, U-Pb- und Pb-Pb-Einzelzirkon-Analysen, konventionelle U-Pb-Analysen an Monaziten und Zirkonen; Seth et al., 1998; Seth, 1999; Franz, 1999). Dabei kristallisierten sich für die westliche Zone des Kaoko Belts zwei diskrete panafrikanische Ereignisse heraus:

- Um 650 Ma intrudierten Granitoide während eines frühen thermischen Ereignisses (Seth et al., 1998; Seth et al., 2002).
- Eine zweite, syn- bis posttektonische Generation von Schmelzen intrudierte zwischen 580 und 550 Ma (Seth et al., 1998; Seth et al., 2002).

Diese beiden Schwerpunkte magmatischer Aktivitäten gehen nach Franz et al. (1999) jeweils mit einer Hochtemperatur-Metamorphose einher.

Aus dem südlichen Teil des Kaoko Belts gibt es ein U/Pb-Zirkon-Alter eines Quarzdiorits des Bandombaai-Komplex' (van de Flierdt et al., 2003) mit 540 ±3 Ma. Ähnlich diesem Kristallisationsalter datieren Ahrendt et al. (1983a) mittels der K-Ar-Methode (Schließungstemperaturen von Hellglimmern) die Regionalmetamorphose auf ca. 550 Ma.

2.2 Geologie des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet liegt im südlichen Teil des Kaoko Belts bei Torra Baai und erstreckt sich entlang eines ca. 33 km langen und 10 km breiten Küstenstreifens mit folgenden Koordinaten 20°15‘ S, 13°10‘ E – 20°35‘S, 13°20‘ E (Abb. 2.3).

In bisherigen Arbeiten (z.B. Guj, 1970; Engelbrecht & Hugo, 1980; Ahrendt et al., 1983a; Miller & Grote, 1988), so auch in der Geologischen Karte Cape Cross (Miller, 1988) sind in diesem Gebiet fast ausschließlich Metasedimente der Kuiseb Formation beschrieben (= Nk-Einheit), also die in der gesamten westlichen Zone vorgefundenen mächtigen Sedimente eines Geosynklinalraumes (hauptsächlich Metagrauwacken – z.T. migmatisiert –, auch Metapelite, untergeordnet Granat-Cordierit-Gneise, Marmore, Quarzite, Amphibolite, Kalksilikatfelse, Skarne, Graphitschiefer). In diese sind flächenmäßig untergeordnet wenige posttektonische Plutonite intrudiert.
Diese als einzelne Körper intrudierten Magmatite wurden von Masberg et al. (1997) petrologisch und bezüglich ihrer Haupt- und Spurenelementgeochemie detailliert untersucht. Die Variation dieser Magmatite reicht von Dioriten bis zu Graniten und Apliten. Masberg et al. (1997) beschreiben diese Magmatite als syntektonische Granitoide mit I-Typ-Charakter. Die Proben dieser Untersuchungen nahe Torra Baai wurden mir freundlicherweise für isotopengeologische Untersuchungen im Rahmen dieser Arbeit zur Verfügung gestellt.
Diese mittel- bis grobkörnigen Granitoide sind als Gruppe der Torra Baai Granitoide beschrieben (s. Kap. 4).

Die bisherige Interpretation der weiträumig auftretenden Gesteine der sogenannten „Nk-Einheit“ als Metagrauwacken basiert zum Teil auf Luftbildauswertungen (Miller & Grote, 1988) im Vergleich zu anderen, besser zugänglichen Gebieten, wie z.B. der südlichen Zone des Kaoko Belts, wo Metagrauwacken in Wechsellagerung mit karbonatischen Gesteinen verfaltet sind (z.B. Miller & Grote, 1988; Ahrendt et al., 1983a). Tatsächlich hat sich gezeigt, daß ein Großteil der als Metagrauwacken beschriebenen Gesteine straff deformierte Granitintrusionen darstellen (Mihm, 1998; Mihm et al., 1999, 2000). Die Nk-Granitgneise treten in zwei Intrusionsverbänden auf: als ca. 6 km^2 großer Pluton, und als wenige cm bis einige m mächtige Gänge, die nord-süd streichen. Als Beleg für den orthogenen Charakter dieser Gesteine sind Fremdgesteinsschollen mit teilweise angelösten Rändern anzuführen, sowie trotz straffer Deformation erhaltene magmatische Gefüge (zwickelfüllende Quarz-Altkörner zwischen idiomorphen bis hypidiomorphen Plagioklasen und Alkalifeldspäten, idiomorphe Schwerminerale), außerdem die chemische Zusammensetzung der Gesteine (Mihm, 1998; Mihm et al., 1999, 2000).
Insgesamt ist nur eine Abschätzung der Flächenverteilung der unterschiedlichen Gesteinstypen der sogenannten „Nk-Einheit“ möglich, da große Teile des Arbeitsgebietes von Post-Damara-Sedimenten bedeckt sind (vgl. Abb. 2.3). Betrachtet man die Gesteine in den aufgeschlossenen Partien, so sind fast die Hälfte aller Gesteine magmatischer Natur. Dieser große Anteil an Orthogesteinen verbirgt sich neben den leicht erkennbaren, als Pluton intrudierten Meta-Graniten hinter den massenhaft auftretenden gangförmigen Meta-Graniten, die in die Metasedimente der Kuiseb-Formation intrudiert sind. Diese Metasedimente sind

vorwiegend Metagrauwacken, untergeordnet treten Metapelite und selten Kalksilikatgesteine auf. Der Kontakt zwischen den granitischen Intrusionen und ihrem Nebengestein ist scharf; im heute angeschnittenen Krustenniveau, dem damaligen Intrusionsniveau, haben also keine bedeutenden Wechselwirkungen zwischen Schmelze und Nebengestein stattgefunden.
Im Arbeitsgebiet sind keine Anzeichen einer Migmatitbildung zu finden, wie sie für die westliche Zone des Kaoko Belts im Norden – im Bereich des Hoanib und Hoarusib – beobachtet (Dürr et al. 1995) und von früheren Bearbeitern im Arbeitsgebiet postuliert wurde (vgl. Engelbrecht & Hugo, 1980; Miller & Grote, 1988). Die Schieferung der Metasedimente ist nord-süd gerichtet und folgt der Hauptstreichrichtung des Kaoko Belts. Die gleiche Streichrichtung weisen die Meta-Granit-Gänge auf, die in die Metasedimente intrudiert sind. Diskordant dazu sind granitische Schmelzen als Pluton innerhalb der „Nk-Einheit“ intrudiert. Die Granitgneise der Gänge und des Plutons weisen petrologisch und geochemisch viele Ähnlichkeiten auf. Sie sind metamorph überprägte Biotit- und Biotit-Muskovit-Granite und werden als Nk-Granitgneise zu einer Gruppe zusammengefaßt (s. Kap. 5).

2.3 Probenfundpunkte

Während einer Feldkampagne im September/Oktober 1999 wurde das Gebiet um Torra Baai intensiv beprobt. Zusätzlich sind Proben einer früheren Feldkampagne (1996) aus dem Arbeitsgebiet in die Untersuchungen eingeflossen. Die Fundpunkte sind in Abb. 2.3 dargestellt; die zugehörigen Koordinaten (geographische Länge und Breite) sind im Anhang tabelliert.
Anhand petrographischer und geochemischer Untersuchungen der Gesteine (Kap. 4, Kap. 5; Kap. 6) lassen sich drei Hauptgruppen unterscheiden:

- Torra Baai Granitoide
  - Diorite
  - Biotit-Granodiorite
  - Helle Granite
- Nk-Granitgneise
  - als Pluton intrudierte Meta-Granite
  - als Gänge intrudierte Meta-Granite (Gruppe A: den Granitgneisen des Plutons sehr ähnlich; Gruppe B: Hoch-$\delta^{18}O$- Meta-Granite; Gruppe C: Hoch-Rb/Sr- Meta-Granite)
- Metasedimente
  - Metagrauwacken
  - untergeordnet Metapelite
  - selten Kalksilikatfelse

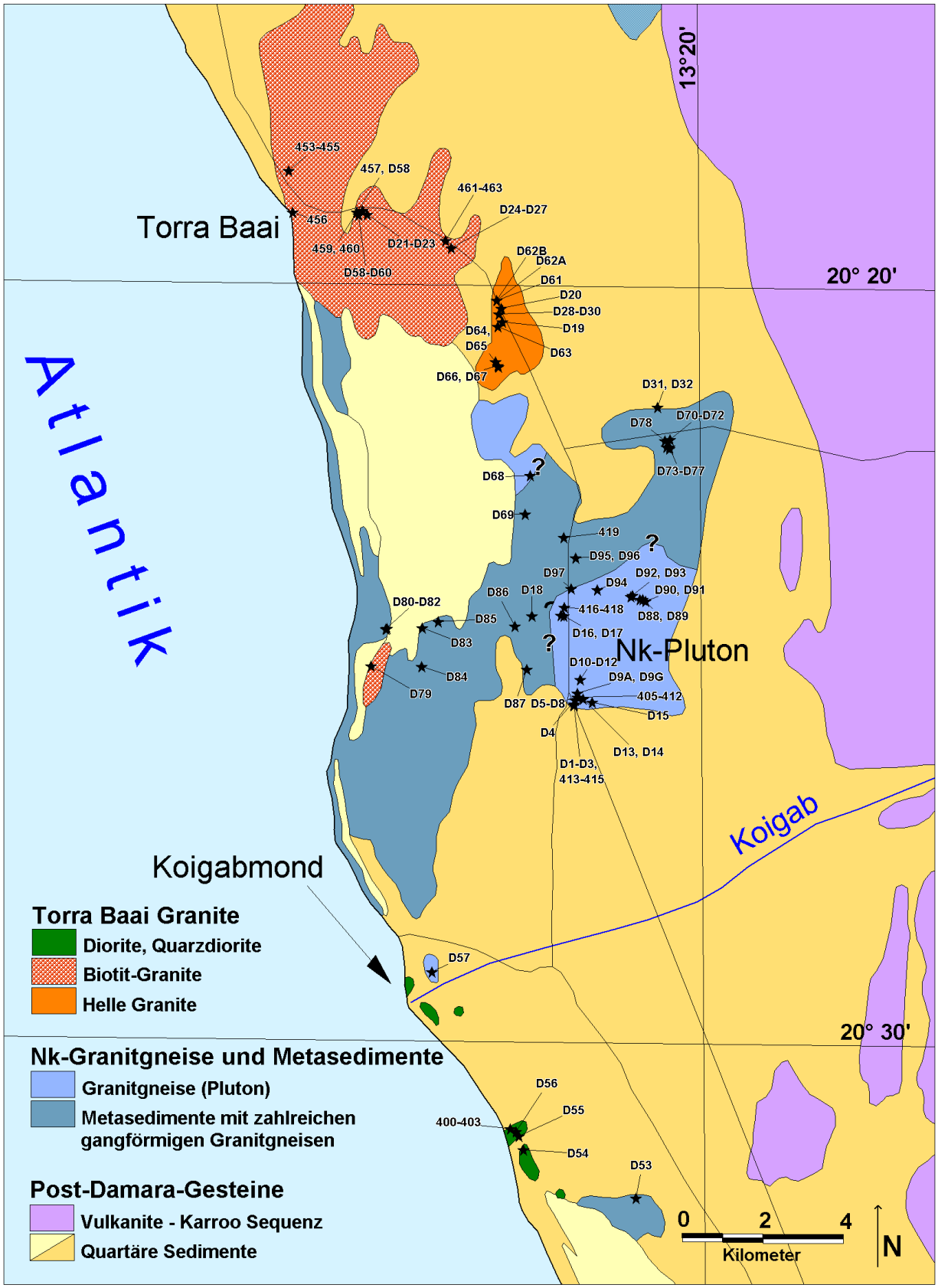


Abb. 2.3: Vereinfachte geologische Karte des Arbeitsgebietes (modifiziert nach Miller & Grote, 1988; Engelbrecht & Hugo, 1980) mit Fundpunktlokationen.

3 Einführung in die Geochemie

Granitoide sind ein wesentlicher Bestandteil von Orogenen und geben viele Hinweise auf deren Entstehungsgeschichte. Die Entwicklung eines Magmas spiegelt sich in der Variation seiner Haupt- und Spurenelementgehalte wider, die in Harker-Diagrammen Korrelationen ergeben. Die radiogenen und stabilen Isotopenverhältnisse müssen dabei entweder konstant bleiben oder aber systematisch variieren. Ist bei variablen Isotopenzusammensetzungen keine Systematik bezüglich der Isotopie festzustellen, gehören die untersuchten Granitoide nicht zu einer gemeinsamen Suite.

Die systematische Variation der Haupt- und Spurenelemente sowie der radiogenen und stabilen Isotope beruht auf verschiedenen Prozessen der Schmelzentwicklung. Bedeutende Prozesse sind:

- Fraktionierende Kristallisation
- Magmenmischung
- „Restite-Unmixing“
- Kontamination / Assimilation
- AFC (= „Assimilation Fractional Crystallisation“)

Zusätzlichen Einfluß auf die Haupt- und Spurenelementvariation kann ein unterschiedlich großer Schmelzgrad nehmen.

3.1 Fraktionierende Kristallisation

Fraktionierende Kristallisation ist ein wesentlicher Prozeß in der Entwicklung magmatischer Gesteine (Wilson, 1989; Dostal & Chatterjee, 1995) und ist in vielen Fällen die Hauptursache für lineare Trends in Harker-Diagrammen. In diesen Diagrammen wird SiO_2 als Maß für die Differentiation auf der Abszisse aufgetragen.

In basischen und intermediären Magmen ist die gravitative Fraktionierung von Kristallen ein Prozeß, der die Entwicklung der Schmelzen wesentlich vorantreiben kann. Je SiO_2-reicher und auch kälter die Schmelzen werden, desto schwächer wird dieser Mechanismus, da die Viskosität der Schmelzen durch die zunehmende Polymerisation größer wird. In Graniten mit

hohen SiO_2 spielt dann gravitative Fraktionierung von Kristallen keine große Rolle mehr (z.B. Rice, 1981; Pitcher, 1987).
Ein zweiter Mechanismus ist die Kristallisation vom kühleren Rand- oder Dachbereich ausgehend (McBirney et al., 1985; Nilson et al., 1985; Langmuir, 1989). Die Restschmelze muß zwischen den Kristallen herausgepreßt werden und es finden Wechselwirkungen zwischen dem erstarrenden Rand und dem noch flüssigen Zentrum des Magmenkörpers statt.
Das Ergebnis der fraktionierenden Kristallisation ist aber unabhängig vom Mechanismus das gleiche, nämlich die Trennung von Kristallen und der Restschmelze.

Während der (ausschließlichen) Kristallisation ist Isotopenfraktionierung zu vernachlässigen: Bei magmatischen Temperaturen wird aufgrund des kleinen relativen Massenunterschiedes, z.B. zwischen ^{87}Sr und ^{86}Sr oder ^{143}Nd und ^{144}Nd, kein Isotop bevorzugt in ein Kristallgitter eingebaut (vgl. Wilson, 1989). Nur bei den leichten Isotopen, z.B. ^{18}O und ^{16}O, ist der relative Massenunterschied merklich größer, jedoch sind die Auswirkungen bei magmatischen Temperaturen immer noch vernachlässigbar klein (< 1‰ durch fraktionierende Kristallisation; Harmon & Hoefs, 1995).
Im Zuge der fraktionierenden Kristallisation werden in Abhängigkeit der fraktionierten Minerale die Haupt- und Spurenelementgehalte der Schmelze verändert, die Isotopenzusammensetzung bleibt aber (nahezu) unbeeinflußt.

Mittels Massenbilanzen kann das Ausmaß der Kristallfraktionierung anhand der Hauptelementgehalte für jedes Mineral einzeln berechnet werden. Falls eine Suite von Granitoiden durch fraktionierende Kristallisation entstanden ist, müssen neben den Hauptelementgehalten auch die Spurenelementgehalte und -verhältnisse damit konsistent sein. Die Verteilung der Spurenenlemente unter den Phasen wird durch Verteilungskoeffizienten beschrieben.

$$K_d = \frac{c^{Element}_{Kristall}}{c^{Element}_{Schmelze}}$$

K_d: Verteilungskoeffizient des Minerals

$c_{Kristall}$: Spurenelementgehalt [ppm] im Kristall
$c_{Schmelze}$: Spurenelementgehalt [ppm] in der Schmelze

Ein Verteilungskoeffizient von 1 bedeutet, daß ein Element in der Schmelze und im Mineral gleich verteilt ist. Bei einem $K_d > 1$ wandert das Element bevorzugt in die Mineralphase, bei einem $K_d < 1$ bleibt es bevorzugt in der Schmelze.

Aus der Gesamtheit der Verteilungskoeffizienten ergibt sich der Gesamtverteilungskoeffizient für ein bestimmtes Element:

$$D = \sum x_i K_{d\,i}$$

D: Gesamtverteilungskoeffizient
x_i: Anteil des Minerals i
$K_{d\,i}$: Verteilungskoeffizient des Minerals i

Verteilungskoeffizienten werden empirisch an natürlichen Systemen (vgl. Philpotts & Schnetzler, 1970) oder durch experimentelle Untersuchungen (vgl. Green, 1994) ermittelt.

Im Prinzip kann die Kristallisation eines Magmas vollständig im chemischen Gleichgewicht verlaufen, d.h. die Kristalle verbleiben in der Schmelze. In natürlichen Systemen ist es aber eher wahrscheinlich, daß Kristalle und Schmelze voneinander getrennt werden. Im Falle dieser Rayleigh-Fraktionierung gilt:

$$\frac{c_L}{c_0} = F^{(D-1)} \quad ;$$

c_L: Spurenelementgehalt in der Restschmelze
c_0: Spurenelementgehalt der Ausgangsschmelze
F: Kristallisationsgrad = Massenanteil der Restschmelze bezüglich der Masse der Ausgangsschmelze
D: Gesamtverteilungskoeffizient

Tatsächlich liefern beide Modelle – Kristallisation im Gleichgewicht und Reyleigh-Fraktionierung – für inkompatible Spurenelemente für einen großen Bereich der Kristallisation (bis mehr als 75% des Magmas kristallisiert sind) ähnliche Ergebnisse. Nur bei stark kompatiblen Elementen (D >> 1) gibt es große Unterschiede zwischen beiden Modellen (Wilson, 1989; Rollinson, 1993).

Häufig weisen Granitoide, die in Harker-Diagrammen lineare Trends ergeben, eine große Variation bezüglich ihrer radiogenen und stabilen Isotope auf. Da durch den Aufschmelzprozeß und die Kristallisation die Isotopie einer Schmelze nicht verändert wird, müssen unterschiedliche Komponenten zur Bildung der Schmelze beitragen.
Die im folgenden angeführten Prozesse sind die wichtigsten, in denen mindestens zwei unterschiedliche Quellen/Komponenten beteiligt sind. Im idealisierten System ändern sich dabei sowohl die Haupt- und Spurenelementgehalte als auch die Isotopenverältnisse systematisch.

3.2 Magmenmischung

Ein Prozeß, der v.a. in metaluminösen Schmelzen auftritt, ist die Mischung zweier verschiedener silikatischer Magmen (Didier et al., 1982; Furman & Spera, 1985). Dabei entstehen durch unvollständige Mischung der Schmelzen Schollen in Granitoiden, welche als Relikte der basischeren Schmelze interpretiert werden. Diese Schollen weisen ein magmatisches Gefüge auf, können durch die schnelle Abkühlung der heißeren basischeren Schmelze, die sich mit einer saureren mischt, feinkörnig kristallisiert sein und unregelmäßig begrenzte Ränder besitzen (vgl. Wall et al., 1987). Nach Bateman (1995) können nur solche Schmelzen hybride Magmen bilden, die sich bezüglich ihrer Dichte und Temperatur ähnlich sind.

Basische Schollen lassen aber nicht zwangsläufig auf eine Mischung zweier Magmen schließen. Sie können auch aus dem selben Magma stammen wie die umgebende Schmelze, sofern sie schon kristallisierte Partien aus Randbereichen einer Intrusion darstellten, die in die noch verbliebene Schmelze gefallen sind.
Ist die Isotopie der Schollen mit jener der umgebenden Schmelze identisch, ist (vorerst) von einer einzigen Schmelze auszugehen, während bei unterschiedlichen Isotopen-zusammensetzungen von Schollen und umgebender Schmelze zwei verschiedene Komponenten beteiligt waren (vgl. Holden et al., 1987).

3.3 "Restite Unmixing"

Nach White & Chappell (1977; vgl. Price, 1983; Chappell et al., 1987; Barbero & Villaseca, 1992; Chappell, 1996; White et al., 1999) werden geochemische Variationen innerhalb einer Gesteinssuite häufig durch die unvollständige Trennung der SiO_2-reichen Schmelze von ihrem SiO_2-armen Restit verursacht („Restite Unmixing“). Restit-Komponenten können als Xenolithe noch im Gesteinsverband vorliegen oder als einzelne Minerale, z.B. alte Plagioklas-Kerne, oder als Cluster mafischer Minerale. Die Hypothese des „Restite-Unmixing“ wird durch die Beobachtung gestützt, daß in SiO_2-ärmeren Schmelzen mehr Xenolithe auftreten als in SiO_2-reicheren.
Sind solche Xenolithe restitischen Ursprungs, sind sie hochmetamorphe Gesteine, deren Mineralbestand durch den Einfluß der partiellen Anatexis geprägt ist. Bei partieller Anatexis von Metapeliten und Metagrauwacken entsteht Granat – bei niedrigen Drucken Cordierit – im Residuum:

Bt + Als + Pl + Qtz → Crd +Schmelze (Fitzsimons, 1994)

Bt + Als + Pl + Qtz → Grt ±Kfs +Schmelze (Vielzeuf & Holloway, 1988; LeBreton & Thompson, 1988)

Bei partieller Anatexis von basischen Magmatiten entsteht in Abhängigkeit vom Druck und der Sauerstoffugazität die Paragenese Klinopyroxen + Orthopyroxen (P ≤ ca. 10-12 kbar) oder Klinopyroxen + Granat (P ≥ ca. 10-12 kbar):

Hbl + Pl → Cpx + Opx + An-reicherer Pl + Schmelze (Rushmer, 1991)

Hbl + Pl → Grt + $Cpx_{jadeitisch}$+ Schmelze (Wolf & Wyllie, 1994)

Das Restit-Modell trifft nach Wall et al. (1987) v.a. gut auf Granitoide mit einem metasedimentären Protolith zu (vgl. Chappell et al., 1987; Barbero & Villaseca, 1992).

3.4 Kontamination / Assimilation

Während des Aufstiegs und der Platznahme einer Schmelze kommt es zu mehr oder weniger bedeutenden Wechselwirkungen mit dem Nebengestein. Das Ausmaß der Inkorporation von Fremdmaterial wird von den physikalischen Eigenschaften der Schmelze und des Nebengesteins gesteuert und kann demnach sehr unterschiedlich sein. Im einfachsten Fall ist der Prozeß eine Mischung aus zwei Komponenten (Schmelze und Nebengestein) und wird durch folgende Massenbilanz beschrieben:

$$c_M = x \cdot c_0 + (1 - x) \cdot c_K$$

c_M: Konzentration der kontaminierten Schmelze (= Mischung)
c_0: Konzentration der Ausgangsschmelze
c_K: Konzentration des Kontaminanten (= Nebengestein)
x: Anteil der Ausgangsschmelze

3.5 "Assimilation-Fractional-Crystallisation" (AFC)

Zum Aufschmelzen von Nebengestein muß latente Schmelzwärme aufgebracht werden, deren Betrag der intrudierten Schmelze abgeführt wird. Dadurch kühlt die Schmelze schnell ab und erstarrt frühzeitig, so daß in einem solchen Fall keine ausgedehnten Assimilationsprozesse stattfinden. Bei gleichzeitiger Kristallisation in der Schmelze wirkt die Krístallisationswärme diesem Energieentzug entgegen.
Wärmebilanzierungen zeigen demzufolge, daß anstelle von reinen Kontaminations-/ Assimilationsprozessen ein gekoppelter Prozeß von Kontamination/Assimilation und

Kristallisation energetisch günstiger ist (Taylor, 1980). Durch die freiwerdende Kristallisationswärme kann mehr Fremdmaterial assimiliert werden als in einem reinen Assimilationsprozeß.

DePaolo (1981) führte die Betrachtungen des AFC-Prozesses (= „Assimilation-Fractional-Crystallisation“) für Spurenelemente (Allègre & Minister, 1978) und die für Isotope (Taylor, 1980) zu einem Modell zusammen. Der AFC-Prozeß wird folgendermaßen quantifiziert:

Für Spurenelemente gilt: $c_M = c_0 \cdot f + \frac{r}{r-1+D} \cdot c_K \cdot (1-f)$

mit $f = F^{-\frac{r-1+D}{r-1}}$

c_M: Konzentration der kontaminierten Schmelze (= Mischung)
c_0: Konzentration der Ausgangsschmelze
c_K: Konzentration des Kontaminanten (= Nebengestein)
r: Verhältnis Assimilationsrate / Fraktionierungsrate
D: Gesamtverteilungskoeffizient

Für Isotopenverhältnisse gilt: $\varepsilon_M = \varepsilon_0 + (\varepsilon_K - \varepsilon_0) \cdot (1 - \frac{c_0}{c_M} \cdot f)$

ε_M: Verhältnis in der kontaminierten Schmelze (= Mischung)
ε_0: Verhältnis in der Ausgangsschmelze
ε_K: Verhältnis im Kontaminanten
c_0, c_M, f: s. Gleichung für Spurenelemente

Das Verhältnis von Assimilationsrate zu Fraktionierungsrate liegt für krustale Schmelzen in der Regel zwischen den Grenzwerten 0 und 1. Bei r = 1 würde genau so viel Material assimiliert wie kristallisiert („Zone Refining“). Nach Reiners et al. (1995) kann r in der Anfangsphase der Kristallisation heißer Mantelschmelzen (während der Kristallisation von Olivin) sogar Werte bis zu 2-2,7 erreichen. Der entgegengesetzte Grenzwert (r = 0) bedeutet reine Kristallisation ohne jede Kontamination.

Tatsächlich ist die Entwicklung von Schmelzen sehr komplex und läßt sich äußerst selten durch einen einzigen Prozeß erklären. In den meisten Fällen ist eine Überlagerung mehrerer Prozesse plausibel. So konnte Collins (1996) zeigen, daß die Variation einer Reihe von Granitoiden des Lachlan Fold Belts (Südost-Australien) durch eine 3-Komponenten-Mischung zu erklären ist. Zum einen mischte sich eine Mantelkomponente mit Schmelzen aus kambrischer (Unter-)Kruste, so daß I-Typ-Schmelzen entstanden. Zum anderen erhielten diese I-Typ-Schmelzen suprakrustal eine zusätzliche S-Typ-Komponente, die sich auf ordovizische Metasedimente zurückführen läßt (vgl. Keay et al., 1997; Collins, 1998).

3.6 Unterschiedlicher Schmelzgrad

Die Variation von Haupt- und Spurenelementen in magmatischen Systemen kann auch durch den Schmelzgrad verursacht sein, wobei die Isotopenzusammensetzung nicht verändert wird. Dieser Prozeß ist mittels unterschiedlich kompatibler Spurenelemente von der fraktionierenden Kristallisation zu unterscheiden:
Stark inkompatible Elemente werden im Zuge der fraktionierenden Kristallisation nur leicht in der Schmelze angereichert, während ihre Gehalte durch unterschiedlich große Schmelzgrade stark verändert werden. Die Gehalte kompatibler Elemente hingegen werden vom Schmelzgrad wenig beeinflußt, von fraktionierender Kristallisation aber sehr (vgl. White, 2001).

Die Aufschmelzung wird durch die beiden folgenden Prozesse beschrieben, die in natürlichen Systemen nie in reiner Form, sondern immer in Kombination miteinander auftreten.
„Batch Melting“ beschreibt die Aufschmelzung im Gleichgewicht – gebildete Schmelze und Restit befinden sich zu jeder Zeit im chemischen Gleichgewicht. Erst wenn die Schmelzmenge groß genug ist, wird die Schmelze während eines einzigen Ereignisses extrahiert. Beim „Fractional Melting“ hingegen wird nur ein kleiner Anteil an Schmelze produziert und sofort aus der Quelle entfernt. Gleichgewichtsbedingungen herrschen hier also nur sehr kleinräumig zwischen der Schmelze und den Korngrenzen der Minerale.
Die physikalischen (und damit verquickt die chemischen) Eigenschaften der Schmelze beeinflussen entscheidend, welcher der beiden Prozesse – „Batch Melting“ oder „Fractional Melting“ – stärker wirksam ist. So entspricht die Generation von heißen basaltischen Schmelzen im Mantel, wo schon kleine Schmelzmengen extrahiert werden können, mehr dem „Fractional Melting“. Die Generierung höher viskoser, granitischer Schmelzen wird treffender mit „Batch Melting“ beschrieben.

3.7 Charakterisierung des Protoliths und der Schmelzbedingungen mittels Haupt- und Spurenelementen

Primäre Schmelzen sind solche, die nicht durch Differentiation (fraktionierende Kristallisation, AFC, Magmenmischung usw.) verändert wurden, sondern ausschließlich durch den Chemismus ihres Protoliths und den Bedingungen während der partiellen Anatexis beeinflußt sind. Im allgemeinen ist es schwierig, primäre Schmelzen als solche zu erkennen. Die am wenigsten differenzierten Schmelzen einer Suite werden oft als solche angesehen.

Die Haupt- und Spurenelementgeochemie dieser Schmelzen wird nicht nur durch den Chemismus des Protoliths bestimmt, sondern hängt in sehr großem Maße von den Druck-Temperatur-Bedingungen und dem Vorhandensein sowie der Zusammensetzung einer fluiden Phase während der Anatexis ab.

Wegweisend für experimentelle Arbeiten mit dem granitischen System Ab-Kf-Qtz-H_2O ist die Arbeit von Tuttle & Bowen (1958). In Analogie zu deren und nachfolgenden Experimenten (z.B. Winkler & Lindemann, 1972; Huang & Wyllie, 1975; Holtz et al., 2001a, 2001b) mit synthetischen Systemen können in natürlichen Systemen ebenfalls Minimumschmelzen entstehen, sofern genügend Wasser zur Verfügung steht und der Chemismus des Protoliths schon nahe dem granitischen Minimum liegt. Tatsächlich nehmen solche granitischen Minimumschmelzen in der Natur nur einen kleinen Volumenanteil ein. Die Existenz einer fluiden Phase ist in den meisten Fällen auf die Freisetzung von H_2O durch den Zusammenbruch von H_2O-haltigen Mineralen beschränkt, da die Protolithe der Schmelzen als hochmetamorphe Gesteine im Regelfall keine freie fluide Phase aufweisen (vgl. Clemens & Watkins, 2001). Mit steigender Temperatur werden zunächst Hellglimmer, dann Biotit und – je nach Zusammensetzung – Hornblende instabil.

Die Haupt- und Spurenelementgeochemie von Granitoiden zeigt, ob die Schmelzen durch Muskovit-, Biotit- oder Hornblende-Dehydratation oder unter dem Einfluß einer fluiden Phase generiert wurden. Schmelzen, die durch Muskovit-Dehydratation entstehen, sind durch hohe SiO_2-Gehalte gekennzeichnet. Sie besitzen niedrige Na_2O/K_2O-Verhältnisse, hohe Rb/Sr- und niedrige Sr/Ba-Verhältnisse sowie negative Eu-Anomalien, da ein Großteil des Plagioklas während der Schmelzbildung im Residuum verbleibt. Durch den Zusammenbruch der Glimmer jedoch gehen K, Rb und Ba verstärkt in die Schmelzphase über (Harris & Inger, 1992; LeBreton & Thompson, 1988). Zur Bildung ausgedehnter Plutone muß neben Muskovit zusätzlich Biotit instabil werden, da der Zusammenbruch von Muskovit allein keine größeren Schmelzmengen erzeugt (z.B. Miller, 1985).

Durch Biotit-Dehydratation generierte Schmelzen haben je nach Schmelzgrad granitische bis granodioritische Zusammensetzung (Skjerle & Johnston, 1993; PatiñoDouce & Beard, 1995; Montel & Vielzeuf, 1997). Biotit-Dehydratationsschmelzen findet erst bei höheren Temperaturen statt, so daß auch intermediäre Magmatite und Metagrauwacken fertil reagieren. Da diese Gesteine einen größeren Plagioklas-Anteil als Metapelite haben, sind auch deren Schmelzen Ca-reicher. Außerdem besitzen die Schmelzen durch den Zusammenbruch der Biotite höhere Fe_2O_3- und MgO-Gehalte sowie niedrigere Rb/Sr- und höhere Sr/Ba-Verhältnisse als ausschließlich durch Muskovit-Dehydratation gebildete Schmelzen (vgl. Harris & Inger, 1992).

Der Abbau von Hornblende kann nur bei hohen Temperaturen eine schmelzbildende Reaktion darstellen (Rushmer, 1991: 30% Schmelzmenge bei 950°C und 8 kbar). Die erste Schmelze weist noch granitische Zusammensetzungen auf, mit zunehmendem Schmelzgrad entstehen jedoch met- oder subaluminöse Schmelzen granodioritischer bis dioritischer Zusammensetzung (Rushmer, 1991; Wolf & Wyllie, 1994; PatiñoDouce & Beard, 1995; Rapp & Watson, 1995; Springer & Seck, 1997). Durch Hornblende-Dehydratation gebildete Schmelzen sind Ca-reicher als durch die Dehydratation von Glimmern gebildete Schmelzen. Die Ursachen hierfür liegen maßgeblich im CaO-Gehalt der zusammenbrechenden Hornblenden, aber auch im aufgrund der höheren Temperaturen vermehrt in die Schmelzphase übergehenden Plagioklas.

In Anwesendheit von H_2O geht Plagioklas bevorzugt in die Schmelzphase über, während Muskovit und Biotit durch das chemische Gleichgewicht stabilisiert sind, so daß die resultierende Schmelze Al_2O_3-reicher ist (Beard & Lofgren, 1991), höhere Na_2O/K_2O-Verhältnisse (Carrol & Wyllie, 1990; PatiñoDouce & Harris, 1998) sowie niedrige Rb/Sr- und hohe Sr/Ba-Verhältnisse aufweist. Solche Schmelzen weisen ausgeprägte positive Eu-Anomalien auf (Harris & Inger, 1992).

3.8 Isotope als petrogenetische Tracer

Die Bedeutung der radiogenen und stabilen Isotope als petrogenetische Tracer liegt darin, daß ihre Verhältnisse von der chemischen Fraktionierung im Zuge der partiellen Anatexis und der Differentiation einer Schmelze (fast) nicht beeinflußt werden (Faure, 1986; Wilson, 1989). Die Isotopensignatur eine Schmelze ist demzufolge identisch mit der ihres Protoliths und ändert sich auch nicht (oder nur geringfügig) während der fraktionierenden Kristallisation. Isotopische Ungleichgewichte, wie sie z.B. Knesel & Davidson (1996) für das Rb/Sr-System beschreiben, existieren nach diesen Autoren nur sehr kleinräumig. Sie werden durch Ungleichgewichtsschmelzen während der Generierung der ersten, kleinen Schmelzmengen erzeugt, beeinflussen aber nicht die Isotopie der extrahierfähigen Schmelze. Die Isotopie einer größeren (= extrahierfähigen) Schmelzmenge kann erst durch Interaktion der Schmelze mit Fremdmaterial (Nebengestein bzw. andere Schmelze) verändert werden.

Die Isotopenverhältnisse verschiedener Systeme beinhalten daher zwei unterschiedliche Informationen:

- Die Isotopenverhältnisse der primären Schmelzen spiegeln die Isotopie ihrer Quelle wider.

- Im Falle einer systematischen Variation der Isotopenverhältnisse innerhalb einer komagmatischen Suite zeichnen die Isotopenverhältnisse die Interaktion mit Fremdmaterial nach. Über die sukzessive Änderung der Isotopensysteme kann die Isotopie des Kontaminanten bestimmt und das Ausmaß der Kontamination quantifiziert werden.

Gesteine der kontinentalen Kruste und des Mantels besitzen meist verschiedene Isotopensignaturen, so daß zwischen diesen beiden Reservoirs unterschieden werden kann und Mischungs- oder Kontaminationsprozesse deutlich hervortreten. Aber auch innerhalb der Kruste weisen magmatisch bzw. sedimentär entstandene Gesteine Unterschiede in der Isotopie auf.

Da auch nach der Kristallisation einer Schmelze weiterhin Mutterisotope zu Tochterisotopen zerfallen, müssen die gemessenen Isotopenverhältnisse der radiogenen Isotope entsprechend ihres Entstehungsalters zu „initialen Verhältnissen“ korrigiert werden.

3.8.1 Rb/Sr-Isotopie

Das Isotopensystem basiert auf dem β-Zerfall von ^{87}Rb zu ^{87}Sr. Rb und Sr verhalten sich in magmatischen, metamorphen und sedimentären Prozessen sehr unterschiedlich, so daß die Rb/Sr-Verhältnisse in den unterschiedlichen Gesteinen stark variieren und infolgedessen die Rb/Sr-Isotopie der Gesteine Informationen über deren Entstehung liefern kann. Da die kontinentale Kruste relativ zum Mantel an Rb angereichert ist, ist das radiogene ^{87}Sr in der Kruste stärker vertreten und somit das $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis größer. Die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse im oberen Mantel variieren gewöhnlich zwischen 0,702 und 0,706 (Faure, 1986), wenn auch lithosphärisch angereicherte Bereiche des Mantels größere Verhältnisse aufweisen können (Harmon & Hoefs, 1995). Krustale Gesteine haben deutlich höhere $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse (> 0,708; Taylor & McLennan, 1985). Innerhalb der krustalen Gesteine variieren die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse ebenfalls: Magmatite haben überwiegend niedrigere $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse als Pelite, Grauwacken können sich aufgrund ihrer großen chemischen Variabilität mit beiden überlappen.

Das Rb/Sr-System kann außerdem in der Geochronologie genutzt werden. Gesamtgesteins- oder Mineralisochronen sind Ausgleichsgeraden im $^{87}Sr/^{86}Sr$- gegen $^{87}Rb/^{86}Sr$-Diagramm (vgl. Abb. 5.11), deren Steigung die Entstehungsalter der Gesteine liefert. Dabei definiert eine große Variation der Rb/Sr-Verhältnisse die Steigung einer Isochrone besser, liefert also bessere Altersinformationen. Deshalb sind Rb/Sr-Mineral-Isochronen, z.B. aus Biotit-

Gesamtgesteinsisochronen, in der Geochronologie brauchbarer als reine Gesamtgesteinsisochronen. Allerdings besitzt Biotit niedrige Schließungstemperaturen von 300-350°C (Jäger, 1979). Oberhalb der Schließungstemperatur ist das System für den Austausch von Rb und/oder Sr geöffnet. Dementsprechend wird das Rb-Sr-System während der Metamorphose verändert (sobald die Metamorphosetemperatur die Schließungstemperatur übersteigt), aber nicht zwingend vollständig homogenisiert.
Daher geben in metamorph überprägten magmatischen Gesteinen Glimmer-Gesamtgesteinsisochronen je nach Ausmaß der Störung des Systems das Metamorphosealter, noch immer das magmatische Bildungsalter oder ein (beliebiges) Mischalter an.

Eine sukzessive Kontamination einer Schmelze kann ebenfalls zu einer linearen Abhängigkeit im Isochronendiagramm führen (vgl. Faure, 1986). Die Steigung dieser Mischungslinie gibt dann kein Entstehungsalter an, sondern ist ein Mischalter beider Endglieder (Ausgangsschmelze und Kontaminant).

3.8.2 Sm/Nd-Isotopie

Beim Sm/Nd-System zerfällt ^{147}Sm mit einer sehr großen Halbwertszeit ($\lambda = 6{,}54 \cdot 10^{-12}$ a^{-1}) per Alpha-Zerfall zu ^{143}Nd. Das Sm/Nd-System eignet sich bei der Betrachtung von magmatischen Gesteinen hervorragend als Ergänzung zum Rb/Sr-System, denn im Gegensatz zum Rb/Sr-System sind einerseits die Sm/Nd-Verhältnisse und somit die $^{143}Nd/^{144}Nd$-Verhältnisse mafischer (und ultramafischer) Magmatite variabel, andererseits sind die Verhältnisse der krustalen Gesteine sehr einförmig (vgl. DePaolo, 1988; White, 2001) und auch höher als die der Mantelgesteine. Hinzu kommt die Stabilität der Sm/Nd-Verhältnisse bei Verwitterung (Nesbitt 1979; Ausnahme: stark alterierte Proben) und Metamorphose (Grauch, 1989), so daß das Sm/Nd-System nicht so empfindlich gegenüber Störungen ist wie das Rb/Sr-System. Durch die Kombination mit dem Rb/Sr-System ist das Sm/Nd-System ein wichtiges geochemisches Werkzeug zur Identifizierung der isotopischen Zusammensetzung der Quelle und der geochemischen Entwicklung der Gesteine. Das Sr-Nd-Diagramm (Abb. 3.1) ist ein wirkungsvolles Mittel zur Charakterisierung von Magmatiten. Die Gesteine des verarmten Mantels liegen im oberen linken Quadranten, die der kontinentalen Kruste im gelb schattierten Bereich, größtenteils im unteren rechten Quadranten. Mit zunehmendem Alter der krustalen Gesteine werden ihre ε_{Nd}-Werte kleiner.

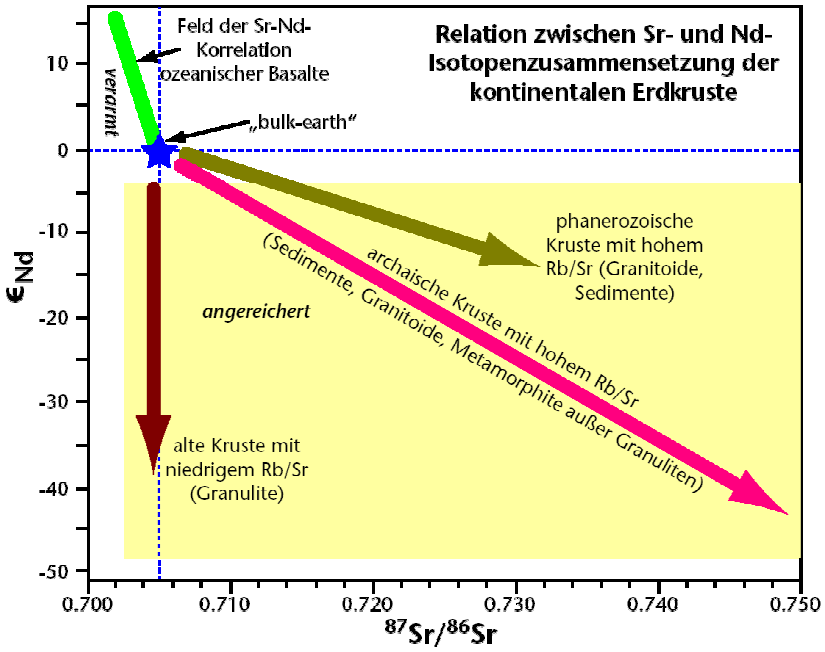


Abb. 3.1: „Variation von Sr- und Nd-Isotopien in Gesteinen der kontinentalen Kruste. Die Pfeile geben die Richtung der Änderung der Isotopien als Funktion der (nicht spezifizierten) geologischen Zeit wieder. Das flächig markierte Feld gibt die ungefähren Begrenzungen für Gesteine der kontinentalen Kruste an." Im oberen linken Quadranten „liegt das Feld der zeitintegriert an Nd relativ zu Sm und Rb relativ zu Sr verarmten Gesteine", im rechten unteren Quadranten „das Feld der zeitintegriert angereicherten Materialien, insbesondere die kontinentale Oberkruste. Die beiden übrigen Quadranten sind seltener belegt; links unten liegen insbesondere alte Granulite, die zwar eine relative Anreicherung der leichten REE zeigen, aber Rb-arm sind; rechts oben liegt z.B. stark hydrothermal alterierte Ozeankruste" (Stosch, 2000b).

Datierungen auf der Basis des Sm/Nd-Systems sind wegen der großen Halbwertszeit allerdings nur für mafische Magmatite mit großen Sm/Nd-Verhältnissen und für alte krustale Gesteine sinnvoll.

Zusätzliche Informationen zur Entstehungsgeschichte der Gesteine liefern die Nd-Modellalter (auch: „crustal residence time"; O'Nions et al., 1983): Da sich die Sm/Nd-Verhältnisse der Gesteine bei der Extraktion aus dem Mantel ändern, danach aber nur noch unwesentlich, gibt das Nd-Modellalter bei krustalen Gesteinen den Zeitpunkt der Extraktion aus dem Mantel an. Dies gilt im Idealfall selbst dann, wenn ein Magmatit aus einem Gestein entstanden ist, das schon verschiedene krustale Prozesse wie Sedimentation oder Metamorphose erfahren hat. Ist der Protolith jedoch zu verschiedenen Zeiten aus dem Mantel generiert worden, ist das Nd-Modellalter ein Mischalter und beinhaltet deshalb keine direkten Informationen mehr über die Entstehung des Krustenabschnitts (Arndt & Goldstein, 1987).

3.8.3 $\delta^{18}O$

In der Natur gibt es zwei für geologische Prozesse relevante Sauerstoffisotope: ^{18}O und ^{16}O. Die O-Isotopie eignet sich sehr gut, um zwischen einem Mantel- und einem Krustenreservoir als Quelle magmatischer Gesteine zu unterscheiden. So besitzen frische ozeanische Basalte $\delta^{18}O$-Werten innerhalb eines kleines Intervalls (5-7‰; vgl. Hoefs, 1987; Eiler, 2001). Durch Oberflächenprozesse wird die O-Isotopie erniedrigt oder erhöht. Entsprechend weisen in der Kruste erschmolzene Magmatite deutlich höhere $\delta^{18}O$-Werte als Mantelgesteine auf. Klastische Sedimente wie Grauwacken besitzen $\delta^{18}O$-Werte > 10‰, Pelite noch höhere (vgl. Eiler, 2001).

Der relative Massenunterschied ist im Vergleich zu Sr oder Nd beim O sehr groß und bewirkt eine Massenfraktionierung, die in kalten Systemen (v.a. wäßrige bis hydrothermale Prozesse; vgl. O'Neil, 1979) bedeutend ist. Bei magmatischen Temperaturen liegt der Fraktionierungsfaktor nahe 1 (vgl. Harmon & Hoefs, 1995; Chacko et al., 2001), so daß sich während der Kristallfraktionierung der $\delta^{18}O$-Wert eines Gesteins kaum ändert (max. 1‰; vgl. Harmon & Hoefs, 1995).
Im Zuge der Metamorphose ändert sich die O-Isotopie entsprechend nur dann weiträumig, wenn fluide Phasen im Gestein lange verweilen und so genügend Zeit zur Äquilibrierung zur Verfügung steht. In hochgradig metamorphen (= trockenen) Gesteinen entstehen meist nur lokale Ungleichgewichte, die Isotopie des Gesamtgesteins bleibt unverändert (Hoernes & Hoffer, 1985).

Die $\delta^{18}O$-Werte von Magmatiten geben die Werte ihrer Quelle wieder (vgl. Zhao & Zheng, 2003). Signifikante Variationen in der Sauerstoffisotopie müssen auf Wechselwirkungen im offenen System zurückgeführt werden. Dies kann entweder durch eine isotopisch heterogene Quellenregion, durch Kontamination oder aber durch Wechselwirkung mit Fluiden anderer Isotopenzusammensetzung hervorgerufen werden (Taylor, 1977; Taylor & Sheppard, 1986).

Durch die stabile und radiogene Isotopensignatur einer Schmelze, die jeweils die Isotopie des Protoliths wiedergibt (sofern sie nicht sekundär verändert wurde), kann im Einklang mit der Haupt- und Spurenelementgeochemie auf die Art des Protoliths (Abb. 3.2) sowie die Schmelzbedingungen geschlossen werden.

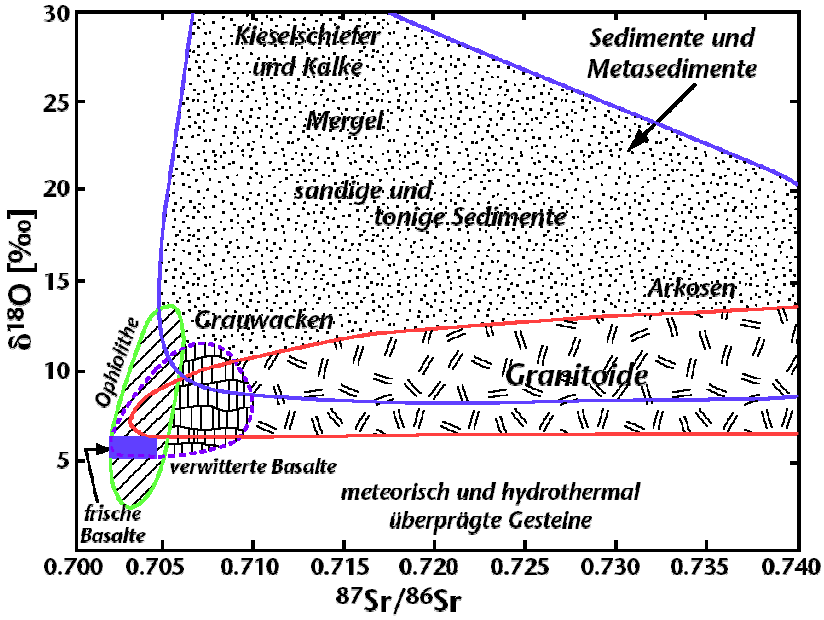


Abb. 3.2: Sr-O-Isotopenvariationen von Gesteinen der ozeanischen bzw. kontinentalen Kruste (aus: Stosch, 2000b)

4 Torra Baai Granitoide

Die grob- bis mittelkörnigen Granitoide des Torra Baai Komplex' umfassen ein weites Spektrum an Magmatiten: Im Süden des Arbeitsgebietes, in der Nähe des Mündungsbereiches des Koigab, sind Diorite aufgeschlossen, während nahe Torra Baai Biotit-Granodiorite sowie – volumenmäßig untergeordnet – helle Granite auftreten (vgl. Abb. 2.3). Letztere sind als Gänge, welche die Biotit-Granodiorite durchschlagen, und als Stöcke in Nachbarschaft der Biotit-Granodiorite intrudiert.

Die Rahmengesteine der Torra Baai Granitoide sind Metasedimente der Nk-Einheit, in die ein großer Volumenanteil von Zweiglimmergraniten intrudiert ist. Diese jetzt metamorph vorliegenden Gesteine werden in Kap. 5 als Nk-Granitgneise diskutiert.

4.1 Petrographie der Torra Baai Granitoide

4.1.1 Diorite

Die Gesteine sind mittelkörnig und melanokrat mit dioritischer bis quarzdioritischer Zusammensetzung. Der Mineralbestand ist hauptsächlich Hornblende, Biotit, Plagioklas und Quarz. Ihr auffälligstes Merkmal sind bis zu 1 cm große Titanite. Akzessorisch treten zudem Epidot, Allanit, Apatit und Erz auf.

Hornblenden sind hypidiomorph mit Korngrößen bis zu 2 mm und bilden monomineralische Cluster oder clustern mit Biotit. Aufgrund ihres Pleochroismus (n_α = hellbraun-grün, n_β = olivgrün, n_γ = braungrün bis blaugrün), ihres Achsenwinkels von $2V_x \approx 70°$ und ihrer Auslöschungsschiefe ($z \wedge c$ ca. 18°) sind die Hornblenden als tschermakitische Hornblenden anzusprechen. Ein diffuser Zonarbau ist anhand des Pleochroismus zu erkennen (Kern: n_γ = braungrün, Rand: n_γ = blaugrün).

Biotite sind bis zu 1 mm große, hypidiomorphe Kristalle, die monomineralisch oder mit Hornblenden clustern. Ihr Pleochroismus (n_α = gelblich-hellbraun, $n_\beta \approx n_\gamma$ = rotbraun bis

braun) weist sie als titanreiche Biotite aus. Als Einschlüsse in Biotit sind idiomorphe Apatite und opake Erze zu beobachten. Manchmal ist Biotit in Chlorit mit anormal braunen Interferenzfarben (→ Mg-reicher Chlorit) umgewandelt.

Plagioklase sind hypidiomorph bis xenomorph und serial mit Korngrößen bis maximal 5 mm verteilt. Sie sind einfach verzwillingt nach dem Karlsbadergesetz sowie polysynthetisch nach dem Albit- und seltener dem Periklingesetz. Des weiteren besitzen sie Deformationslamellen nach dem Albit- und Periklingesetz. Der Zonarbau der Plagioklase ist diffus, wobei die geringere Stabilität der Anorthit-reicheren Kerne durch eine stärkere Serizitisierung zum Ausdruck kommt, während die Randbereiche unverändert sind. Mit einem Achsenwinkel von $2V_x \approx 80°$ und einer Auslöschungsschiefe von ca. 25° (Zonenmethode nach Rittmann, 1929) sind die wenig bis nicht serizitisierten Plagioklase als Andesine zu charakterisieren.

Quarz ist xenomorph und besitzt Korngrößen bis zu 3 mm. Sowohl die Altkörner als auch die Subkörner (Basis-a-Gleitsystem) löschen undulös aus. Das Basis-a-Gleitsystem wird bei Temperaturen ab 270°C aktiviert (vgl. Voll, 1969; Passchier & Trouw, 1998) und würde bei Temperaturen von 600-700°C (Blacic, 1975; Lister & Dornsiepen, 1982) vom Prismen-c-Gleitsystem abgelöst, welches jedoch in den Quarzkörnern der Diorite nicht zu beobachten ist.

Die bis zu 1 cm großen, schon makroskopisch deutlich erkennbaren *Titanite* sind typisch briefkuvertförmige, idiomorphe bis hypidiomorphe magmatische Bildungen mit braun-rötlichen Pleochroismus (n_α = n_β = fast farblos, n_γ = blaß rötlich braun). Zusätzlich gibt es kleinere, xenomorphe Titanite mit weniger deutlichem Pleochroismus, die in der Nachbarschaft von Biotiten vorkommen und metamorph aus titanreichen Biotiten gebildet sind.

Akzessorisch treten Epidot, Allanit, Apatit und Erz auf. Die *Epidote* sind hypidiomorph und vereinzelt bis zu 2 mm groß. Sie besitzen oft braune *Allanit*kerne (Abb. 4.1), was die magmatische Entstehung der Epidote belegt. *Apatite* treten meist mit Korngrößen von 0,1-0,4 mm auf, sind idiomorph und häufig in Biotit oder Hornblende eingeschlossen.



Abb. 4.1: Epidot umsäumt einen idiomorphen Allanit, was auf die magmatische Entstehung des Epidots hinweist. (Probe 402; kurze Bildseite: ca. 0,5 mm; + Pol.).

4.1.2 Biotit-Granodiorite

Die Biotit-Granodiorite sind als Pluton intrudiert und nehmen von allen Torra Baai Granitoiden die größte Fläche im Geländeanschnitt ein. Es sind mesokrate, grobkörnige, vorwiegend nicht deformierte Gesteine, wenn auch in wenigen Proben (D27, D29) Vorzugsregelungen, z.B. von Biotit, zu beobachten sind. Ihr Anteile an Plagioklas, Alkalifeldspat und Quarz charakterisiert sie nach Streckeisen (1976) als Granodiorite. Mafische Hauptgemengteile sind Biotit und untergeordnet Hornblende, akzessorische Bestandteile sind Apatit, Zirkon und Erz.

Plagioklase sind xenomorph bis hypidiomorph ausgebildet mit Korngrößen bis zu 5 mm. Die Plagioklase besitzen Zwillinge nach dem Karlsbader- sowie polysynthetische Zwillinge nach dem Albit- und Periklingesetz. Zusätzlich sind in einigen Granodioriten Deformationszwillinge nach dem Albitgesetz ausgebildet. Der schwach ausgeprägte Zonarbau ist diffus oder diffus oszillierend oder wird durch die Serizitisierung nachgezeichnet. Mit einem Achsenwinkel von $2V_x \approx 88°$ und einer Auslöschungsschiefe ε_{max} zwischen 15 und 19° (Zonenmethode nach Rittmann, 1929) sind die Plagioklase als Andesine mit einem Anorthit-Gehalt zwischen 30 und 35 mol.-% charakterisiert.

Alkalifeldspäte sind hypidiomorph bis xenomorph ausgebildet mit Korngrößen bis zu 3 mm und zeigen Mikroklingitterung. Ihre Achsenwinkel betragen $2V_x \approx 85°$. In allen Biotit-Granodioriten sind Myrmekite zu beobachten. Hierbei entmischen Plagioklas und „wurmförmiger“ Quarz in Alkalifeldspat. Die Bildung von Myrmekiten findet ab mittel- bis

hochgradigen Metamorphosetemperaturen in tektonisch beanspruchten Bereichen (Passchier & Trouw, 1998), aber ebenso während der Abkühlung heißer Magmen statt.

Quarz kommt zwickelfüllend zwischen Plagioklas und Alkalifeldspat vor, ist serial verteilt und erreicht Korngrößen bis zu 8 mm. Quarzkörner löschen undulös aus oder haben Subkörner nach dem Basis-a-Gleitsystem (niedrig temperiertes Gleitsystem; Voll, 1969; Passchier & Trouw, 1998) ausgebildet. In manchen Fällen löscht Quarz durch simultan aktivierte Basis-a- und Prismen-c-Gleitsysteme parkettartig aus (Abb. 4.2). Die gleichzeitige Aktivierung dieser beiden Gleitsysteme kann durch Deformation ab dem Übergang der Amphibolit- zur Granulitfazies und in der Granulitfazies erfolgen (Temperaturen ≈ 600-700°C bei 6 kbar; Lister & Dornsiepen, 1982) oder, wie im Fall der Torra Baai Granitoide, deren Gefüge keine weiteren Hinweise auf eine Deformation geben, bei der Abkühlung heißer Schmelzen.

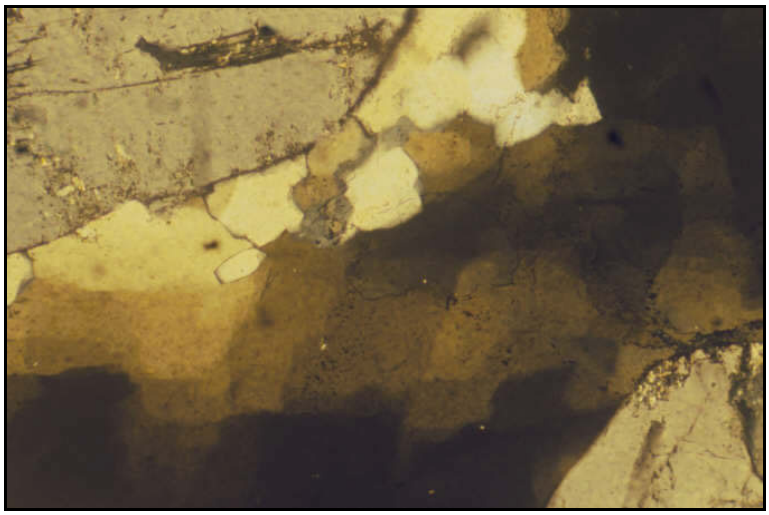


Abb. 4.2: Das simultan aktivierte Basis-a- und Prismen-c-Gleitsystem erzeugt das schachbrettartige Auslöschen in Quarz (Probe 458; kurze Bildseite: ca. 2 mm; + Pol.). Im Gegensatz zu den Nk-Granitgneisen (Kap. 6.1) ist in den Biotit-Granodioriten das Prismen-c-Gleitsystem jedoch nur selten zu beobachten, das niedrig temperierte Basis-a-Gleitsystem dominiert.

Biotit ist die dominierende mafische Phase in den Torra Baai Granitoiden. Biotite sind hypidiomorph bis xenomorph ausgebildet und besitzen einen hellbraun (n_α) – rotbraunen ($n_\beta \approx n_\gamma$) Pleochroismus sowie einen Achsenwinkel $2V_x$ von 8-10°.
Die wenigen in Biotit eingeschlossenen Minerale sind Monazite und/oder Zirkone, die pleochroitische Höfe erzeugen, und Apatit.

Hornblende-führend sind nur wenige Vertreter dieser Gruppe (Proben 461, 462, D24). Die Hornblenden sind bis zu 2 mm groß, hypidiomorph und bilden monomineralische Cluster oder clustern mit Biotit. Aufgrund ihrer Pleochroismus (n_α = hellbraun-grün, n_β = olivgrün, n_γ =

blaugrün), ihres Achsenwinkels von $2V_x \approx 70°$ und ihrer Auslöschungsschiefe ($z \wedge c \approx 17°$) sind die Hornblenden – wie in den Dioriten – als tschermakitische Hornblende anzusprechen. Akzessorisch treten Apatit, Zirkon und Erz auf. *Zirkone* sind prismatisch mit Korngrößen ≤ 0,1 mm. Sie sind idiomorph mit angerundeten Kanten. *Apatite* sind ebenfalls idiomorph und besitzen meist Korngrößen von 0,1-0,4 mm. Opake *Erze* treten als feinkörnige Kristalle auf, die meist Spaltflächen von Biotit dekorieren.

4.1.3 Helle Granite

Diese Granite sind zum einen als Stöcke in Nachbarschaft des Biotit-Granodiorit-Plutons intrudiert, zum anderen als Gänge, welche die Biotit-Granodiorite diskordant schneiden. Die Hellen Granite sind also dem Geländebefund nach jünger als die Biotit-Granodiorite.
Die Granite sind leukokrate Gesteine mit Alkalifeldspat, Plagioklas und Quarz in wechselnden Anteilen, die nach Streckeisen (1976) alle ins Feld der Granite fallen. Zusätzlich zu den drei genannten Hauptmineralphasen treten Muskovit sowie Biotit und in den meisten Proben auch Granat auf. Als Akzessorien sind Zirkon und/oder Monazit, Apatit und Erz vertreten.

Plagioklase sind hypidiomorph ausgebildet mit Korngrößen bis zu 3 mm und zeigen polysynthetische Zwillinge nach dem Albitgesetz. Mit einem Achsenwinkel von $2V_x \approx 85°$ und einer Auslöschungsschiefe ε_{max} (Zonenmethode nach Rittmann, 1929) um 0° sind die Plagioklase als Oligoklase (An-Gehalt etwa 20 mol.-%) charakterisiert. Ein ehemaliger Zonarbau wird manchmal durch die Serizitisierung nachgezeichnet.

Alkalifeldspäte sind bis zu 7 mm große, hypidiomorphe Kristalle mit Achsenwinkel von $2V_x \approx 85°$. Die Alkalifeldspäte weisen Durchdringungszwillinge nach dem Karlsbader-Gesetz und Inversionszwillinge nach dem Mikroklingesetz auf. Durch langsame Abkühlung oder länger anhaltende Temperung bildeten sich Film- und aderperthitische Entmischungen, selten (z.B. Probe D64) auch Fleckenperthite. Zugleich sind beginnende Wechselsäume zwischen aneinandergrenzenden Alkalifeldspäten (z.B. Probe D22) und myrmekitische Gefüge vorhanden.

Quarz ist xenomorph und serial verteilt mit Korngrößen bis zu 6 mm. Die Quarzkörner löschen durch simultan aktivierte Basis-a- und Prismen-c-Gleitsysteme parkettartig aus (bei T ≥ 600-700°C aktivierte Gleitsysteme; Lister & Dornsiepen, 1982). Quarz-Quarz-Korngrenzen sind aufgrund straininduzierter Grenzflächenwanderung suturiert, benachbarte

Quarze haben manchmal – durch langandauernde Temperung bei hohen Temperaturen – idiomorphe Rhomboederflächen ausgebildet.

Das Auftreten von *Granat* ist ein charakteristisches Merkmal fast aller Granite dieser Gruppe. Die Granate sind hypidiomorphe, 0,4-4 mm große Kristalle. Es treten zwei Generationen von Granat auf: einerseits Granate mit poikiloblastischen Strukturen, die metamorph entstanden sind (Abb. 4.3), andererseits einschlußfreie, nahezu idiomorphe Kristalle, die magmatische Bildungen darstellen (Abb. 4.3; vgl. Masberg, 2000). Die Kerne der größeren Individuen der magmatischen Granate weisen eine Vielzahl kleiner Einschlüsse auf, so daß diese als ältere metamorphe(?) Kerne interpretiert werden. Dabei können die kleineren, einschlußfreien Granate zeitgleich mit den einschlußfreien magmatischen Anwachssäumen der größeren Kristalle gewachsen sein.

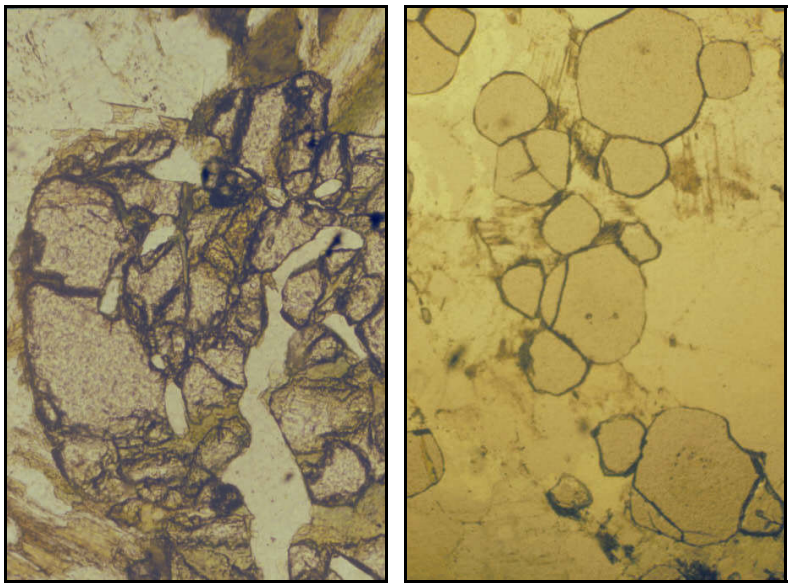


Abb. 4.3: In den Hellen Graniten treten zwei Generationen von Granat auf: Linkes Bild: Metamorph gebildeter Granat mit zahlreichen Einschlüssen von Quarz (Probe D64; kurze Bildseite: ca. 0,5 mm; || Pol.). Rechtes Bild: Einschlußfreie, magmatisch gebildete Granate, wobei im unteren rechten Granatkristall ein älterer Kern durch die Dekoration mit Einschlüssen nachgezeichnet wird (Probe D23; kurze Bildseite: ca. 2 mm; || Pol.).

Biotit tritt nur untergeordnet (< 3 Vol.-%) auf. Biotite sind hypidiomorph bis xenomorph ausgebildet mit Korngrößen < 0,5 mm und besitzen einen hellbraun (n_α) – rotbraunen ($n_\beta \approx n_\gamma$) Pleochroismus sowie einen Achsenwinkel $2V_x$ von 8-10°. Oft sind sie dekoriert mit Erzen, die im Laufe der Abkühlung entmischt sind. Als Einschlüsse in Biotit sind Zirkone und/oder Monazite zu finden, die pleochroitische Höfe erzeugen.

Die wenigen *Muskovite* sind hypidiomorph bis xenomorph ausgebildet und besitzen Korngrößen < 1,5 mm.

Akzessorisch sind noch *Zirkon* und *Monazit*, eingeschlossen in Biotit, sowie opakes *Erz*, ebenfalls im Zusammenhang mit Biotit, vertreten.

4.1.4 Schollen in Biotit-Granodioriten und Hellen Graniten

Schollen sind zum einen in den Biotit-Granodioriten, zum anderen in den Hellen Graniten vorhanden. Der Mineralbestand der Schollen umfaßt immer Plagioklas, Alkalifelspat und Quarz zu ungefähr gleichen Anteilen; dabei sind die Schollen in den Biotit-Granodioriten immer Hornblende-führend, die in den Hellen Graniten können Hornblende oder Granat aufweisen.

Das Gefüge der Schollen ähnelt dem der Biotit-Granodiorite mit dem einzigen markanten Unterschied, daß Hornblenden rekristallisiert sind, wobei die Rekristallisatkorncluster noch die ursprüngliche Form magmatischer Hornblenden nachzeichnen und polygonale Zellengefüge ausgebildet haben (Abb. 4.4). Da Hornblenden erst bei Temperaturen größer 500-600°C rekristallisieren (vgl. Cumbest et al., 1989), ist dies ein Hinweis darauf, daß die Schollen wahrscheinlich keine frühen Kristallisationsprodukte der sie umgebenden Schmelzen darstellen, sondern vielmehr aus tieferen Krustenabschnitten stammende, metamorph überprägte Gesteine sein können.

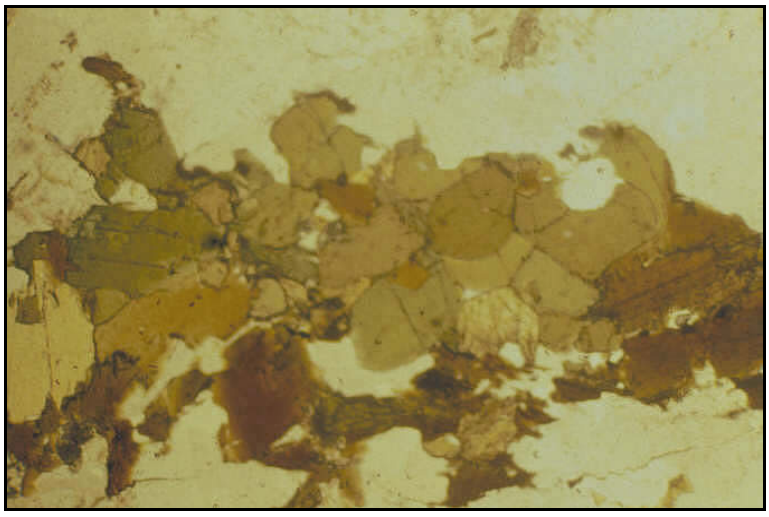


Abb. 4.4: Die Hornblenden sind rekristallisiert, wobei die Rekristallisatkorncluster noch die Form magmatischer Hornblenden nachzeichnen (Scholle in Biotit-Granodiorit, Probe 462; kurze Bildseite: ca. 2 mm; +Pol.). Hornblenden rekristallisieren bei Temperaturen größer 500-600°C (vgl. Cumbest et al., 1989).

4.2 Geochemie der Torra Baai Granitoide

Die Schmelzen des Torra Baai Komplex' werden aufgrund ihrer petrographischen Merkmale sowie der geochemischen Unterschiede in drei Gruppen diskutiert:

- Diorite
- Biotit-Granodiorite
- Helle Granite, welche die Biotit-Granodiorite diskordant durchschlagen oder als Stöcke in deren Nachbarschaft intrudiert sind

Es gilt herauszufinden, ob die Granitoide einer einzigen gemeinsamen Quelle entstammen oder jede der drei Gruppen individuell entstanden ist. Dazu müssen eventuell abgelaufene Kontaminationsprozesse herausgefiltert werden und schließlich die Quellenregion sowie die Aufschmelzbedingungen präzisiert werden. Besonderer Augenmerk ist dabei auf die Diorite zu richten, da solche basischen Gesteine viele unverfälschte Informationen über ihre Quellenregion enthalten.

4.2.1 Diorite

4.2.1.1 Ergebnisse

Alle Schmelzen dieser Gruppe sind dioritisch oder quarzdioritisch mit SiO_2-Gehalten von 51,1-59,2 Gew.-%. Sie sind sub- bis metaluminös (A.S.I. = 0,85-1,02) mit Al_2O_3-Gehalten von 16,45-17,89 Gew.-%, MgO- und Gesamt-Fe_2O_3-Gehalten von 3,48-5,00 bzw. 6,89-10,37 Gew.-% sowie CaO- und K_2O-Gehalten von 2,23-2,66 bzw. 1,80-2,87 Gew.-%. Die Gehalte an Na_2O und K_2O ändern sich mit zunehmendem SiO_2-Gehalt nicht systematisch, die Na_2O/K_2O-Verhältnisse liegen im Durchschnitt bei 1,1 (Tab. 4.1).

Die Gesteine besitzen niedrige Rb-Gehalte von 54-111 ppm sowie Sr- und Ba- Gehalte von 505-762 ppm bzw. 507-1161 ppm. Daraus ergeben sich niedrige, mit steigendem SiO_2-Gehalt nur wenig steigende Rb/Sr-Verhältnisse von 0,10 nach 0,20. Die Schmelzen besitzen niedrige Rb/Ba- und hohe Sr/Ba-Verhältnisse (Tab. 4.1)

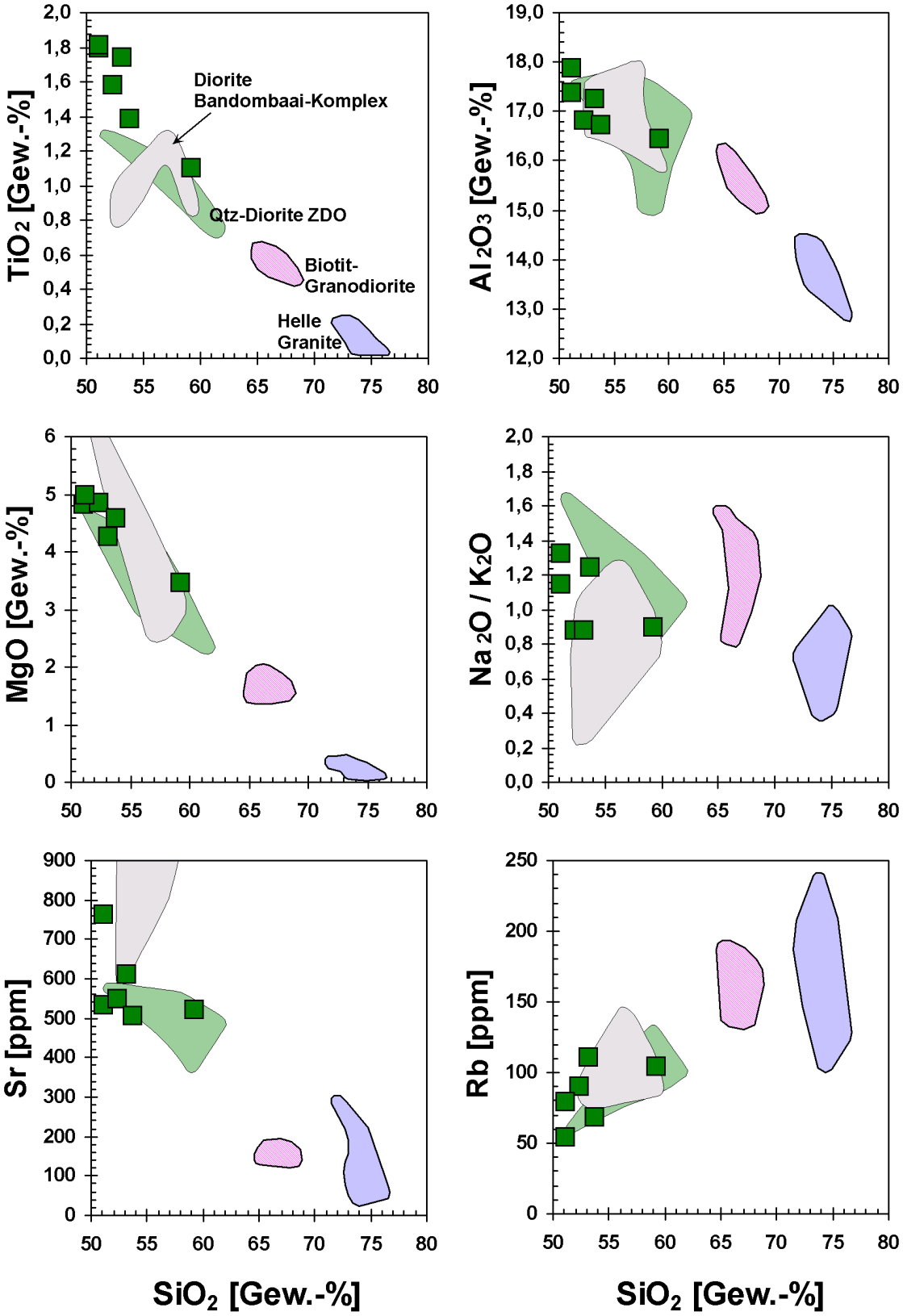


Abb. 4.5: Harker-Diagramme einiger ausgewählter Haupt- und Spurenelemente der Diorite (grüne Quadrate). Zusätzlich als Flächen dargestellt sind die anderen Torra Baai Granitoide (Biotit-Granodiorite, Helle Granite) sowie Quarzdiorite des Zentralen Damara Orogens (Jung et al., 2002) und Diorite des Bandombaai-Komplex' am Scharnier des Kaoko Belts und Zentralen Damara Orogens (van de Flierdt et al., 2003).

	Mittelwert	Minimum	Maximum
SiO_2	53,43	51,08	59,17
TiO_2	1,57	1,10	1,81
Al_2O_3	17,09	16,45	17,89
Fe_2O_3*	8,94	6,89	10,37
MnO	0,11	0,09	0,12
MgO	4,50	3,48	5,00
CaO	6,90	4,98	7,66
Na_2O	2,43	2,23	2,66
K_2O	2,35	1,80	2,87
P_2O_5	0,50	0,32	0,66
V	225	151	305
Rb	84	54	111
Sr	581	505	762
Ba	1014	507	1833
Zr	230	181	316
Y	37	21	50
La	40,2	24,2	53,8
A.S.I.	0,90	0,85	1,02
Rb/Sr	0,15	0,10	0,20
Sr/Ba	0,64	0,42	1,00
Rb/Ba	0,09	0,04	0,13

Tab. 4.1: Zusammenstellung der Mittelwerte und der Spannweite der Haupt- und einiger Spurenelemente sowie charakteristischer Spurenelementverhältnisse der Diorite. (Hauptelementgehalte in Gew.-%, Spurenelementgehalte in ppm)

Die Diorite unterscheiden sich von den von van der Flierdt et al. (2003) beschriebenen Quarzdioriten des Bandombaai-Komplex', der ca. 100 km südlich des Torra Baai Komplex' am Scharnier von Kaoko Belt und intrakontinentalem Damara Orogen liegt, durch höhere Fe_2O_3*- und TiO_2- sowie z.T. etwas niedrigere MgO-Gehalte. Bezüglich der anderen Hauptelementgehalte und auch der Rb- und Ba-Gehalte gibt es keine Unterschiede zwischen diesen beiden Lokalitäten. Jedoch sind die Sr-Gehalte der Bandombaai-Schmelzen höher und damit gekoppelt die Rb/Sr-Verhältnisse etwas kleiner sowie die Sr/Ba-Verhältnisse etwas größer (Abb. 4.5). Die von Jung et al. (2002) beschriebenen Quarzdiorite aus dem Zentralen Damara Orogen sind den Dioriten bei Torra Baai bezüglich der Haupt- und Spurenelemente sehr ähnlich mit dem einen Unterschied, daß die hier untersuchen

Diorite, wie schon der Name impliziert, im Durchschnitt niedrigere SiO_2-Gehalte aufweisen (53 Gew.-% im Gegensatz zu den von Jung et al., 2002, beschriebenen Quarzdioriten mit 58 Gew.-%; Abb. 4.5).

Die TiO_2-, Al_2O_3-, Fe_2O_3-, MnO-, CaO-, P_2O_5-, Sr-, Nb-, Zn- und Cr-Gehalte der Diorite des Torra Baai Komplex' sind negativ, die Rb-Gehalte positiv mit den SiO_2-Gehalten korreliert (Abb. 4.5).

Die SEE-Gehalte der Diorite sind etwa 100- bis 225-fach chondritisch angereichert (Abb. 4.6). Auf der Grundlage der Eu-Anomalien und der La_N/Yb_N-Verhältnisse lassen sich zwei Gruppen erkennen: Die Diorite der Gruppe A besitzen schwach negative Eu-Anomalien von 0,73-0,88 und La_N/Yb_N-Verhältnisse von 9,48-24,94, die Diorite der Gruppe B negative Eu-Anomalien von 0,56 bzw. 0,65 und etwas flachere SEE-Muster mit La_N/Yb_N-Verhältnissen von 6,29 bzw. 8,93. Die SEE-Muster beider Gruppen überschneiden sich, so daß die Diorite der einen Gruppe nicht durch einfache Fraktionierungsprozesse aus denen der anderen Gruppe generiert worden sein können, sondern jeweils eine selbständige Gruppe darstellen. Für die im folgenden diskutierten Prozesse zur Entstehung und Entwicklung wird das Bestehen der zwei Gruppen nur bezüglich der fraktionierenden Kristallisation aufgegriffen – für die anderen Prozesse wird diese Unterscheidung nicht relevant sein (s.u.).

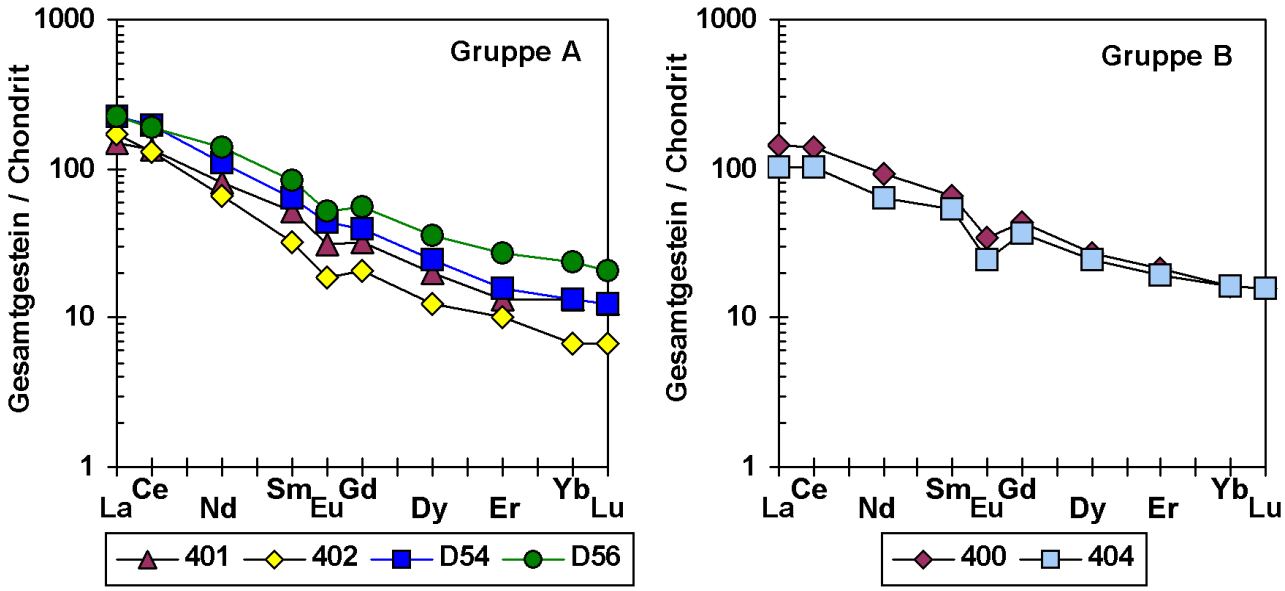


Abb. 4.6: SEE-Muster der Diorite. Aufgrund der unterschiedlich stark ausgebildeten negativen Eu-Anomalien sowie der La_N/Yb_N-Verhältnisse lassen sich zwei Gruppen unterscheiden (Links: Gruppe A; rechts: Gruppe B). Da sich die SEE-Muster beider Gruppen überschneiden, können die Diorite der einen Gruppe nicht durch einfache Fraktionierungsprozesse aus den Dioriten der anderen Gruppe generiert worden sein.

Die initialen $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse der Diorite – zurückgerechnet auf ein panafrikanisches Alter von 500 Ma – variieren zwischen 0,70838 und 0,71028, die $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$-Werte reichen von -6,1 bis -9,3. Die Gesteine besitzen $\delta^{18}O$-Werte von 9,1-9,4‰.

4.2.1.2 Diskussion

Primitive Schmelzen wie die Diorite sind geeignet, weitgehende Informationen über ihre Quellenregion zu geben. Zur Generierung der dioritischen Schmelzen bei Torra Baai sind drei verschiedene Möglichkeiten denkbar:

- Aufschmelzung eines lithosphärisch stark veränderten oberen Mantels
- Aufschmelzung eines weniger stark veränderten Bereiches im oberen Mantel, anschließend Kontamination mit krustalem Material
- Aufschmelzung mafischer Unterkruste

Aufgrund des Mineralbestands (Hornblende + Titanit), der Haupt- und Spurenelement-Gehalte – besonders der niedrigen SiO_2-Gehalte, der hohen Na_2O/K_2O-Verhältnisse und der niedrigen Rb/Sr-Verhältnisse – sind die Diorite klassische I-Typ-Schmelzen nach Chappell & White (1974, 2001).

Fraktionierende Kristallisation

Der Einfluß fraktionierender Kristallisation läßt sich an der Abnahme der Gehalte an TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3*, CaO, P_2O_5, Sr, Cr, Zn, Y und Ni sowie der Zunahme an Rb mit steigenden SiO_2-Gehalten ablesen (Abb. 4.5). Da diese Trends aber oft erst durch eine Probe (der SiO_2-reichsten Probe 402) zustande kommen, ist von einer Quantifizierung abzusehen. Eine Fraktionierung von Hornblende, Plagioklas, Titanit und etwas Apatit ist aber, wie in vielen anderen Magmatiten mit ähnlichem SiO_2-Gehalt auch, wahrscheinlich. Als Folge der Fraktionierung von Hornblende, Titanit und/oder Epidot steigt in kalkalkalinen Schmelzen nach Miller (1985) der A.S.I. an, im Fall der Diorite von 0,85 auf 1,02.
Die Fraktionierung von Apatit beeinflußt die SEE-Muster maßgeblich: Die SEE-Muster der Gruppe A (Abb. 4.6) sind mit zunehmenden SiO_2-Gehalten zu niedrigeren SEE-Gehalten verschobenen, ohne wesentlich ihre Steigung zu ändern. Fraktionierung von Apatit ist in dioritischen Schmelzen nach Taylor & McLennan (1985) der wirksamste Vorgang für eine solche Absenkung der SEE-Gehalte, Fraktionierung von Titanit und Allanit (Gromet & Silver, 1983) verstärken den Effekt.

Die negative Eu-Anomalie der SiO_2-ärmsten Probe 400 ($Eu/Eu^* = 0,65$) gibt einen bedeutenden Hinweis auf die Quellenregion der Diorite. Eine negative Eu-Anomalie muß ein primäres Merkmal sein, da Fraktionierung von Plagioklas in Gesteinen um 51 Gew.-% SiO_2

keine entscheidende Rolle spielt. Die negative Eu-Anomalie wird durch Plagioklas im Residuum verursacht. Dies ist neben der Sr-Nd-O-Isotopie (s.u.) ein Indiz für eine krustale Entstehung der Diorite.

Assimilation – AFC

Die Sr-Nd-O-Isotopie der Diorite ist nicht völlig homogen, so daß eine geringfügige Kontamination mit Fremdmaterial anzunehmen ist. Die initialen $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse der Diorite sind wenig radiogen ($^{87}Sr/^{86}Sr_i$ = 0,70838-0,71028); die $\varepsilon_{Nd(500\ Ma)}$-Werte variieren kaum (-6,1 bis -7,3). Die Diorite liegen im Sr-Nd-Diagramm (Abb. 4.7) zwischen den A-Typ-Graniten (Jung et al., 1998a) und Dioriten (Jung et al., 2002) des Zentralen Damara Orogens. Sowohl für die A-Typ-Granite als auch für die Quarzdiorite wird von diesen Autoren eine ausschließliche Entstehung in der unteren Kruste angenommen. Dabei ist im Fall der A-Typ-Granite eine tonalitische Komponente beteiligt, die nicht lange zuvor aus dem Mantel generiert worden war (Jung et al., 1998a).

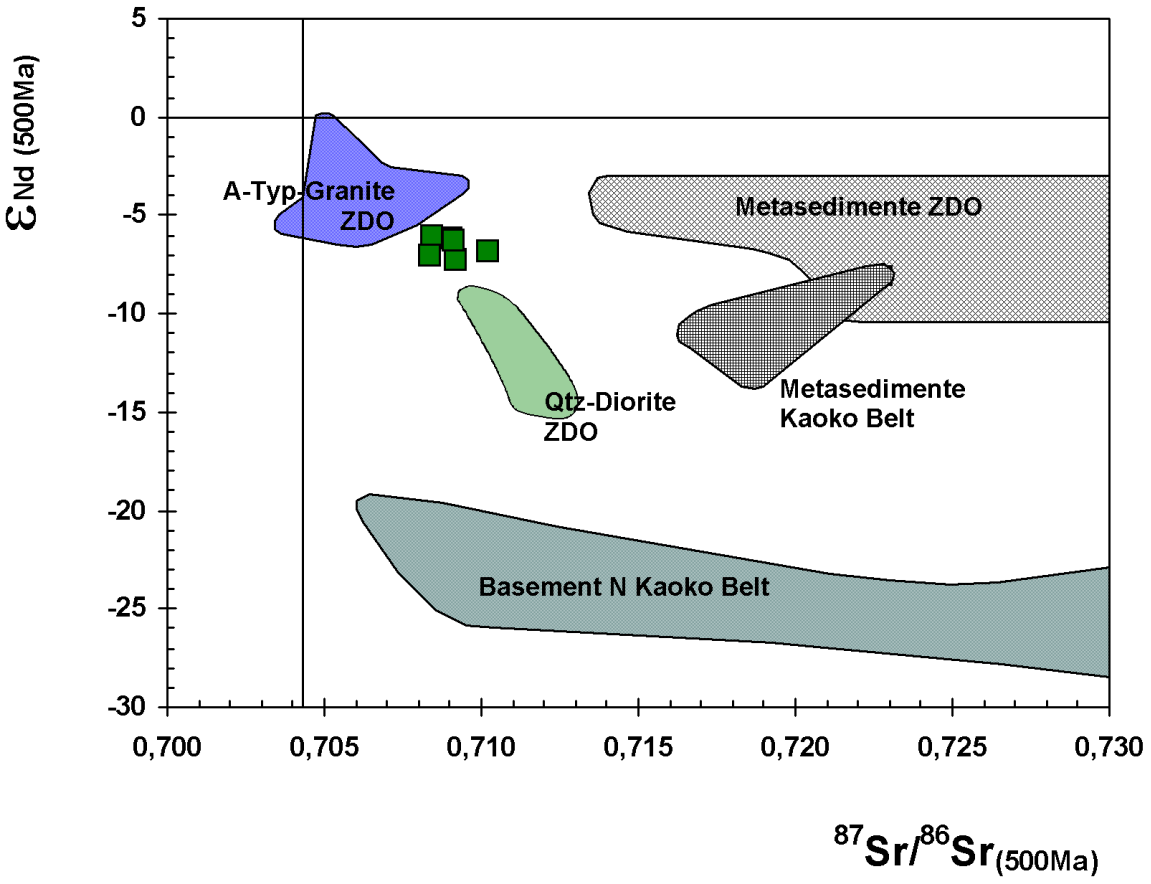


Abb. 4.7: Die Diorite (grüne Quadrate) besitzen bei nahezu konstanten $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$-Werten etwas variierende $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnisse. Zusätzlich eingetragen sind als Flächen Quarzdiorite (Jung et al., 2002), Metasedimente (Jung, unveröffentlichte Daten; McDermott & Hawkesworth, 1990) sowie A-Typ-Granite (Jung et al., 1998a) des intrakontinentalen Damara Orogens sowie Basementgesteine aus dem Norden des Kaoko Belts (Seth et al., 1998; Seth, 1999).

Mit zunehmender Schmelzentwicklung werden die $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnisse etwas größer, während die $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$-Werte unverändert bleiben (Abb. 4.8). Aufgrund der gleichbleibenden $\varepsilon_{Nd(500\ Ma)}$-Werte ist eine Entstehung der Diorite durch die Mischung einer Mantelkomponente mit krustalem Material mit stark negativen $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$-Werten, etwa mit Basementmaterial, welches im Norden des Kaoko Belts aufgeschlossen ist (Seth, 1999), unwahrscheinlich. Die Beteiligung von Mantelmaterial ist auch aufgrund der stärker negativen ε_{Nd}-Werte der Diorite im Vergleich zu den A-Typ-Graniten des Zentralen Damara Orogens, die ebenfalls krustal gebildet wurden (Jung et al., 1998a), unwahrscheinlich. Der potentielle Kontaminant muß höhere initiale $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse, aber ähnliche $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$-Werte aufweisen wie die Diorite.

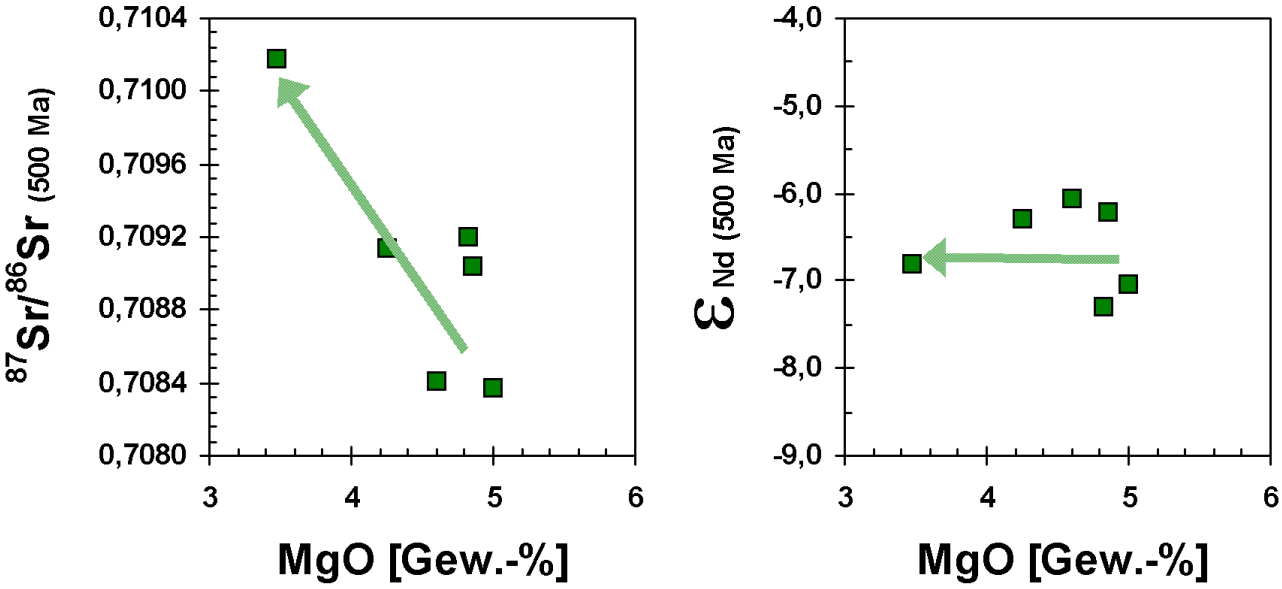


Abb. 4.8: Mit zunehmender Schmelzentwicklung (= sinkenden MgO-Gehalten) werden die $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnisse größer, die $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$-Werte bleiben unverändert. Folglich muß der Kontaminant höhere $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnisse, aber ähnliche $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$-Werte aufweisen wie die Diorite. Die von Seth (1999) beschriebenen Basementgesteine (vgl. Abb. 4.7) sind daher als Kontaminanten unwahrscheinlich.

Zur Festlegung der Parameter des AFC-Prozesses (= „Assimilation Fractional Crystallisation“; DePaolo, 1981; vgl. Kap. 3.5) gilt folgendes: Sowohl die Sr- als auch die Nd-Gehalte nehmen mit steigenden SiO_2-Gehalten ab, Sr und Nd verhalten sich also während des AFC-Prozesses kompatibel (Gesamtverteilungskoeffizienten D_{Sr}, $D_{Nd} > 1$). Für das Verhältnis von Assimilationsrate zu Fraktionierungsrate gilt nach Reiners et al. (1995) für basische Mantelschmelzen in einer ersten Phase, während der Fraktionierung von Olivin in einer heißen Mantelschmelze, ein Wert, der deutlich größer 1 sein kann (r = 2-2,7). In einem zweiten Schritt des AFC-Prozesses, während der Plagioklas- und/oder Pyroxen-Sättigung, wird das Verhältnis kleiner (r = 0,5-1). Voshage et al. (1990) nehmen für granitische

Schmelzen für r einen Wert von 0,6 an. Im Fall der Diorite wird aufgrund dessen ein Verhältnis von 0,8 angenommen (vgl. Jung et al., 2002).

Als Kontaminant kommt ein Gestein mit Sr-Nd-Isotopien wie z.B. die Metasedimente des intrakontinentalen Damara Orogens (Haack et al., 1982; Jung et al., 1998b; McDermott & Hawkesworth, 1990) oder auch des Kaoko Belts (Probe D13 dieser Arbeit) in Frage. Nach der Quantifizierung des AFC-Prozesses sind bis zu 12% solcher Metasedimente (Abb. 4.9) nötig, um die Variation in der Sr-Nd-Isotopie zu verursachen.

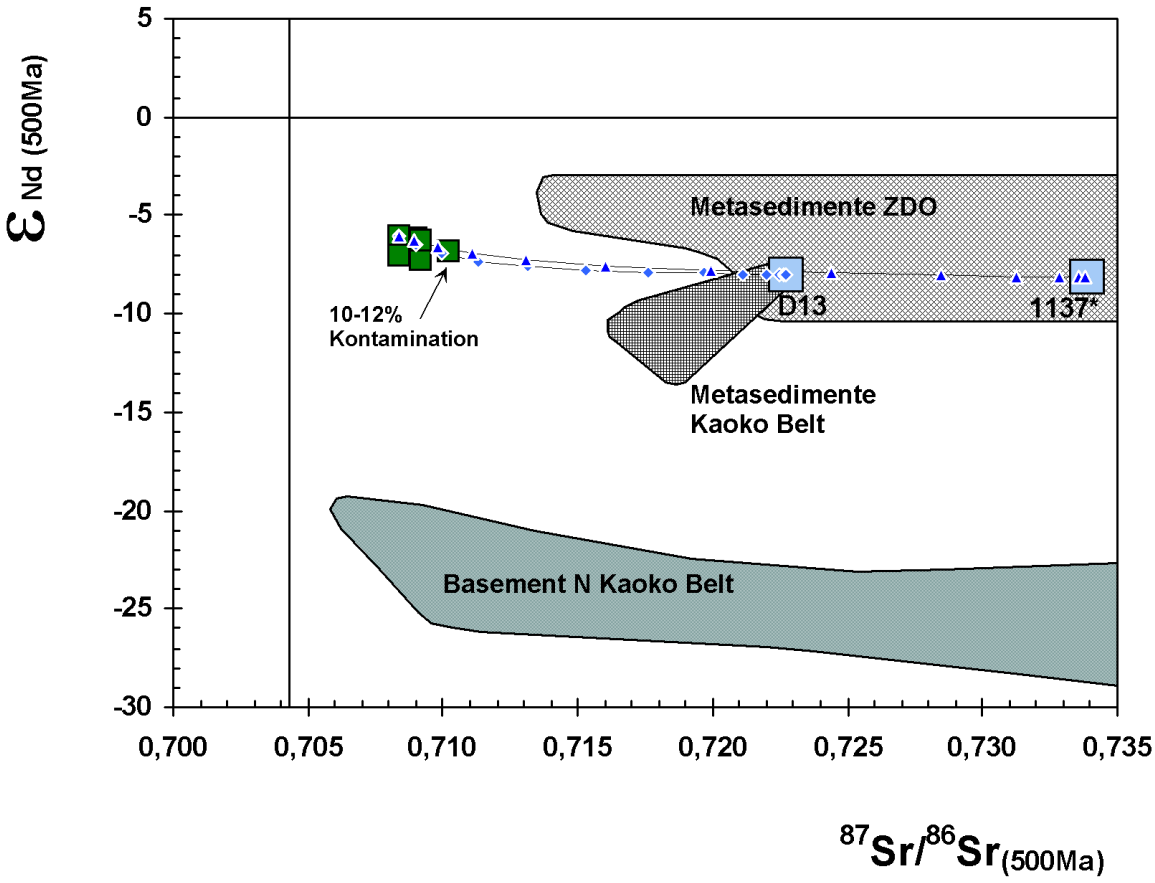


Abb. 4.9: Die Variation der Diorite (grüne Quadrate) bezüglich der Sr-Nd-Isotopie läßt sich mittels des AFC-Prozesses quantitativ durch Kontamination mit bis zu 12% Metasediment (Probe 1137*, McDermott & Hawkesworth, 1990; Probe D13 dieser Arbeit) erklären (Parameter zur Modellierung des AFC-Prozesses: D_{Sr}=1,5; D_{Nd}=1,5; r=0,8; Markierungen auf dem Assimilationspfad in Schritten zu je 5% assimilierten Materials). Basementmaterial ist an der Genese der Diorite nicht beteiligt (Auflistung der AFC-Modellierung s. Anhang, Tab A.6).

Quellenregion und Schmelzbildung

Die Hauptelement-Gehalte der Diorite, und dabei besonders die niedrigen SiO_2-Gehalte von ≥ 51,1 Gew.-%, lassen eine Mantelquelle als Lieferant der Schmelzen naheliegend erscheinen. Schmelzen aus einem verarmten Mantel wie beispielsweise die MOR-Basalte besitzen jedoch niedrige Gehalte an inkompatiblen Elementen (z.B. K und Rb) und sind

weniger radiogen im Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse < 0,704; Wilson, 1989), stärker radiogen im Nd (ε_{Nd}-Werte > 0) und besitzen wenig variable $\delta^{18}O$-Werte zwischen 5 und 7‰ (vgl. Tab. 4.2). Aufgrund der höheren Gehalte an inkompatiblen Elementen und der Sr-Nd-O-Isotopie der Diorite müßten die Schmelzen aus einem verarmten Mantel stark mit krustalem Material kontaminiert worden sein. Einen solchen Trend kann man weder in der Sr- noch in der Nd-Isotopie feststellen, da schon die primitivsten Schmelzen $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnisse von 0,70838 und $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$-Werte von -6,1 aufweisen und sich die Nd-Isotopie mit zunehmender Schmelzentwicklung nicht systematisch ändert. Aus dem letztgenannten Grund ist selbst ein lithosphärisch angereicherter Mantel als Protolith unwahrscheinlich, dessen Schmelzen während des Aufstiegs mit krustalem Material, etwa mit Basementgesteinen, welches im Norden des Kaoko Belts aufgeschlossen ist (Seth, 1999), kontaminiert wurde.

	Diorite	Verarmte Mantelquelle	silikatische Gesamterde
$^{78}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$	0,70838 – 0,71018	< 0,7040 [1)]	0,7045
$\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$	-6,1 – -7,3	> 6 [1)]	0
$\delta^{18}O$ [‰]	9,08 – 9,40	5 – 7 [2)]	sehr variabel

Tab. 4.2: Sr-Nd-O-Isotopie der Diorite im Vergleich zum MORB stellvertretend für einen verarmten Mantel und zur silikatischen Gesamterde stellvertretend für einen lithosphärisch veränderten Mantel. Daten aus: [1)] Wilson (1989), [2)] Eiler (2001).

Zur Generierung der Diorite ist nicht zwingend eine Mantelkomponente nötig. Schmelzexperimente haben gezeigt, daß dioritische Schmelzen durch partielle Anatexis in der Unterkruste generiert werden können (vgl. Rapp & Watson, 1995; Rushmer, 1991; s.u.). Die negative Eu-Anomalie, die auch die am wenigsten entwickelten Diorite (mit SiO_2-Gehalten um 51 Gew.-%) auszeichnet, liefert eine zusätzliche Information, ob die Schmelzen eine Mantel- oder eine krustale Quelle besitzen.

Da in Schmelzen mit SiO_2-Gehalten von etwa 51 Gew.-% (noch) keine Fraktionierung von Plagioklas stattfindet, ist die negative Eu-Anomalie nicht durch Plagioklas-Fraktionierung zu erklären, sondern ein primäres Merkmal der Schmelze und kann nur durch Plagioklas im Residuum hervorgerufen werden. Läge die Quellenregion der Diorite im Mantel, so würde Plagioklas – sofern dieser als Al-Phase existierte (unter verdickter kontinentaler Kruste nicht stabil; Stabilitätsfeld bei 1000°C nur bis etwa 25 km Tiefe) – in jedem Fall in die Schmelzphase übergehen.

Plausibel ist also eine Generierung der Schmelzen durch die partielle Anatexis krustalen Materials, wobei die Schmelzen nachfolgend durch einen AFC-Prozeß mit bis zu 12% Fremdmaterial sukzessive verändert werden (Abb. 4.9). Der Kontaminant besitzt Sr-Nd-Isotopensignaturen wie einige Metasedimente im Zentralen Damara Orogen (McDermott & Hawkesworth, 1990) oder des Kaoko Belts (Probe D13 dieser Arbeit).

Partialschmelzen können nie SiO_2-ärmer sein als ihr Protolith (vgl. LeBreton & Thompson, 1988; Montel & Vielzeuf, 1997; PatiñoDouce & Harris, 1998). So entstehen bei der partiellen Anatexis von Metasedimenten und sauren Magmatiten immer granitische Schmelzen mit hohem SiO_2-Gehalt (LeBreton & Thompson, 1988; Montel & Vielzeuf, 1997; PatiñoDouce & Harris, 1998), während granodioritische und tonalitische Protolithe bei genügend hohem Schmelzgrad granodioritische Schmelzen liefern (Carrol & Wyllie, 1990). Metagrauwacken und Metapelite sowie saure oder intermediäre Magmatite kommen demzufolge als Protolithe der dioritischen Schmelzen nicht in Frage.

Dioritische Magmen können als krustale Schmelzen dagegen durch Dehydratation von Hornblende (± Biotit) aus mafischen Ausgangsgesteinen gebildet werden (Rushmer, 1991; Wolf & Wyllie, 1994; PatiñoDouce & Beard, 1995; Rapp & Watson, 1995; Springer & Seck, 1997). In Schmelzexperimenten werden durch Hornblende-Dehydratationsschmelzen signifikante Schmelzmengen schon bei Temperaturen ab 950°C (30% Schmelzmenge bei 8 kbar; Rushmer, 1991) gebildet. In Gegenwart einer zusätzlichen H_2O-reichen Phase entstehen ähnliche Schmelzmengen schon ab 850-900°C.
Die wenig entwickelten Vertreter der Diorite nahe Torra Baai (SiO_2 < 54 Gew.-%) mit durchschnittlichen Gehalten an MgO von 4,7 Gew.-%, Fe_2O_3* von 9,4 Gew.-%, CaO von 7,3 Gew.-%, Al_2O_3 von 17,2 Gew.-% und Na_2O von 2,4 Gew.-% stimmen am besten mit Experimenten von Rapp & Watson (1995) überein, die bei 1000-1100°C durchgeführt wurden (Abb. 4.10).

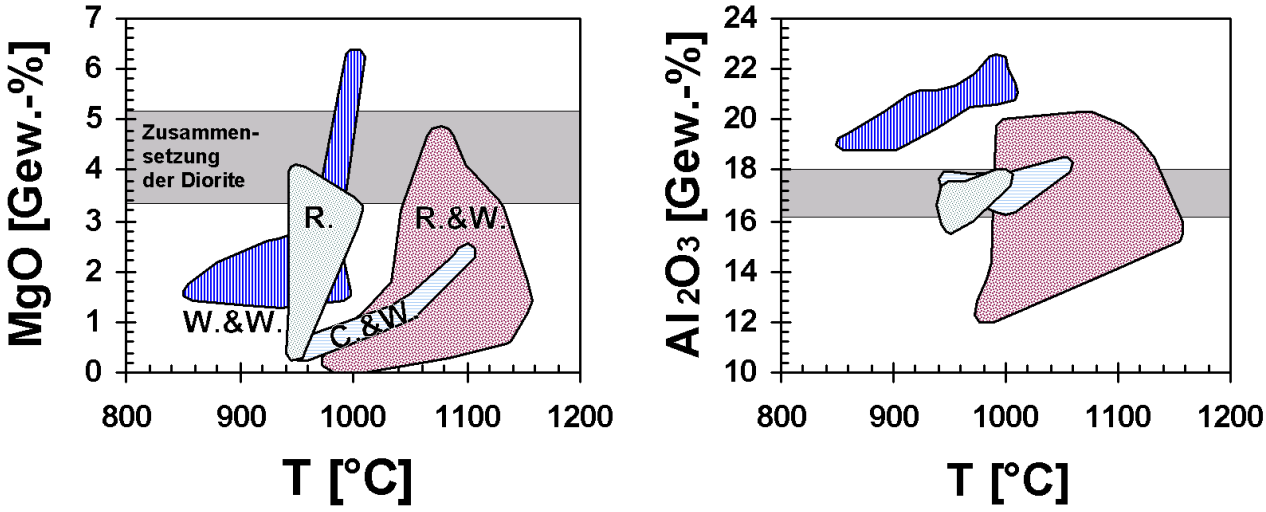


Abb. 4.10: Zur Abschätzung der Bildungstemperatur der dioritischen Schmelzen sind diese entsprechend ihrer Hauptelementgehalte als graue Flächen über den gesamten ausgewählten Temperaturbereich hinweg dargestellt, um sie mit Ergebnissen aus Schmelzexperimenten vergleichen zu können. Abkürzungen: C.&W. = Carrol & Wyllie (1990); R.&W. = Rapp & Watson (1995); R. = Rushmer (1991, 1993); W.&W. = Wolf & Wyllie (1994).
Die Hauptelement-Geochemie der Diorite bei Torra Baai erreicht die größte Übereinstimmung mit Ergebnissen aus Schmelzexperimenten von Rapp & Watson (1995) bei Temperaturen zwischen 1000 und 1100°C.

Die Na_2O/K_2O-Verhältnisse der Diorite liegen im Durchschnitt bei 1,1 wobei die Na_2O/K_2O -Verhältnisse eine Funktion des Ausgangsmaterials sind: Eine Schmelze weist immer niedrigere Na_2O/K_2O-Verhältnisse als ihr zugehöriger Protolith auf (Beard & Lofgren, 1991). Dioritische Schmelzen aus den experimentellen Untersuchungen weisen allerdings generell viel kleinere K_2O-Gehalte als die Diorite bei Torra Baai auf. Nur in Untersuchungen mit alkalireichen Metabasalten erhalten Rapp & Watson (1995) Schmelzen mit ähnlich hohen K_2O-Gehalten (dort: 1,02-2,58 Gew.-%), allerdings stimmen dann die übrigen Hauptelementgehalte nicht überein, wie die hellblauen Flächen in Abb. 4.11 zeigen, die Ergebnisse dieser Schmelzexperimente repräsentieren. Abgesehen davon sind die Na_2O-Gehalte von Schmelzen aus alkalireichen Ausgangsgesteinen mit Werten > 6 Gew.-% extrem hoch. Auch metamorph überprägte High-Alumina-Basalte (in Abb. 4.11: Flächen mit violetten Wellenlinien) liefern Schmelzen mit höheren TiO_2- und niedrigeren MgO-Gehalten als die Diorite bei Torra Baai. K-arme Protolithe oder solche mit mittleren K_2O-Gehalten (Rapp & Watson, 1995) entsprechen den Dioriten bezüglich SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, Fe_2O_3*, MgO, CaO und Na_2O eher (Abb. 4.11).

Die schmelzbildende Reaktion ist druckabhängig: Bei Drucken ≤ 10 kbar entstehen Ortho- und Klinopyroxen als residuale Phasen (Rushmer, 1991; Beard & Lofgren, 1991), bei Drucken > 10-12 kbar wird diese Paragenese von Granat + Klinopyroxen abgelöst (Wolf & Wyllie, 1994):

P < 10-12 kbar: Hbl + Pl ± Qtz → Cpx + Opx ± An-reichere Pl + Schmelze
P > 10-12 kbar: Hbl + Pl → Grt + Cpx+ Schmelze

Ist statt der Paragenese Ortho- + Klinopyroxen die Paragenese Granat + Klinopyroxen im Residuum stabil, so ist die koexistierende Schmelze wegen des Granats an schweren SEE verarmt. Einerseits weisen die La_N/Yb_N-Verhältnisse der Diorite nahe Torra Baai (6,3-24,9) nicht eindeutig auf Granat als residuale Phase hin, zumal die Yb_N-Werte der undifferenzierten Diorite bis zu 24 reichen (durch Granat im Residuum entstandene Schmelzen sind oft stark an schweren SEE verarmt mit Yb_N <8; vgl. Martin, 1999). Andererseits beeinflußt Granat im Residuum entscheidend das Mg/(Mg+Fe)-Verhältnis, indem – im Gegensatz zu Hornblende oder Klinopyroxen im Residuum – eine Fe-Anreicherung in der Schmelze verhindert wird (Carrol & Wyllie, 1990). Die MgO/FeO-Verhältnisse der Diorite sind mit 0,62-0,85 entsprechend hoch. Die Generierung der dioritischer Schmelzen kann wegen der erforderlichen hohen Temperaturen nur in der Unterkruste stattfinden, wo die herrschenden Drucke Granat im Residuum begünstigen.

Die Diorite wurden – ähnlich den Quarzdioriten des Bandombaai-Komplex' (van de Flierdt et al., 2003) – aus K-armen basischen Magmatiten oder solchen mit mittleren K-Gehalten bei hohen Temperaturen und mittleren Drucken in der unteren Kruste generiert.

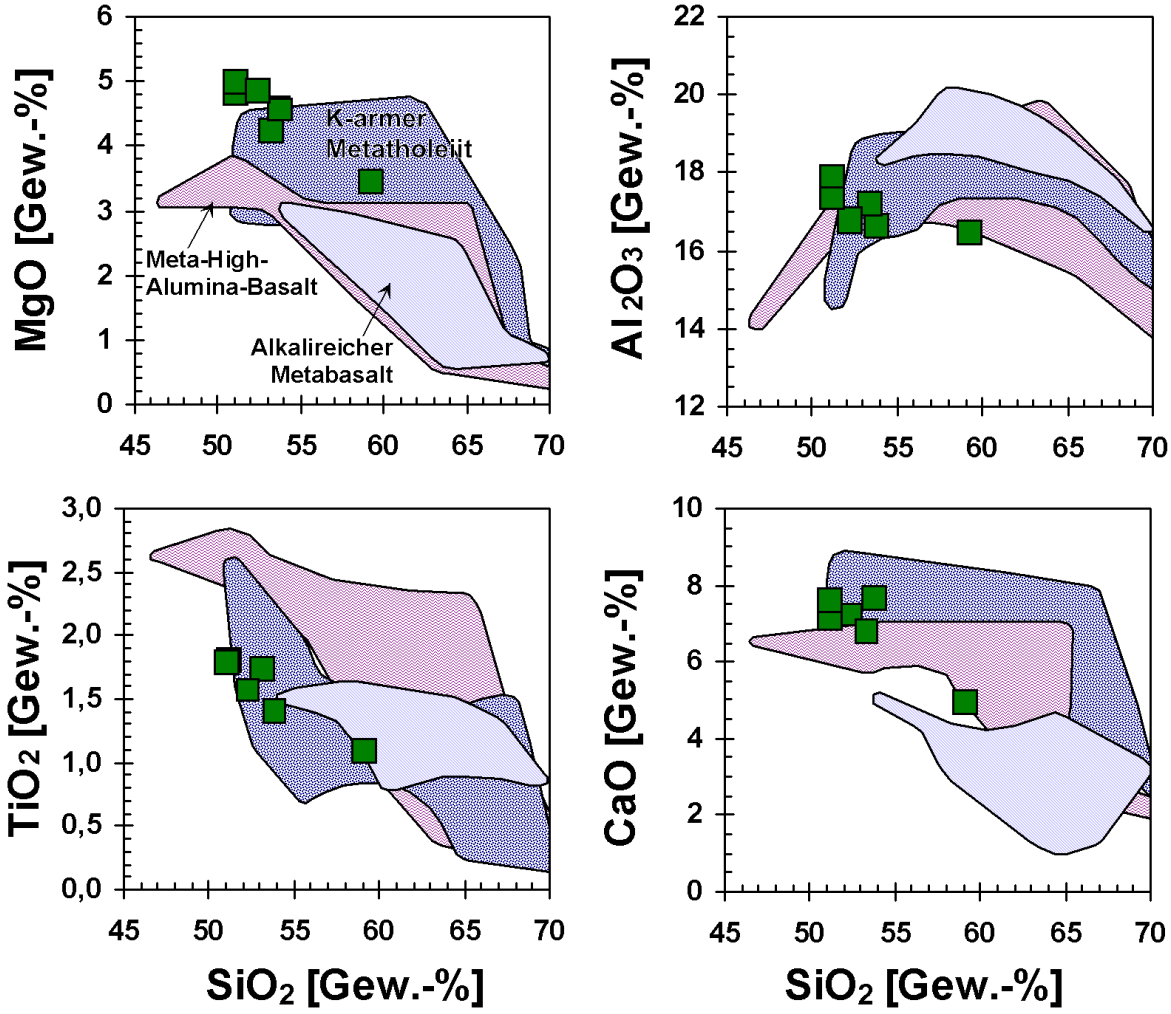


Abb. 4.11: Den Hauptelement-Gehalten der Diorite (grüne Quadrate) sind Schmelzen dreier unterschiedlicher Protolithe aus experimentellen Untersuchungen (Rapp & Watson, 1995) gegenübergestellt. Alkalireiche Protolithe liefern Schmelzen mit zu niedrigen MgO und CaO-Gehalten, Al-reiche Protolithe zu hohe TiO_2- und zu niedrige MgO-Gehalte. Beim Vergleich der Diorite mit Schmelzen aus den metamorph überprägten K-armen Tholeiiten sind die Übereinstimmungen für die Hauptelemente am höchsten. In Bezug auf die Gehalte an inkompatiblen Elementen wäre allerdings ein weniger verarmtes Gestein als Protolith der Diorite anzunehmen.

Durch die Aufschmelzung wird die Sauerstoffisotopie nicht wesentlich verändert, so daß die $\delta^{18}O$-Werte der Schmelzen mit denen des Protoliths übereinstimmen sollten. Die $\delta^{18}O$-Werte der Diorite sind mit 9,1-9,4‰ im Einklang mit der Nd-Isotopie (s.o.) deutlich höher als die eines Protoliths, der ein unverändertes Mantelderivat ($\delta^{18}O$ < 6‰; Taylor, 1986) darstellt. Durch die beschriebene Kontamination der dioritischen Schmelzen mit bis zu 12% Metasedimenten kann die Sauerstoffisotopie nicht stark verändert worden sein (der Kontaminant müßte unrealistisch hohe $\delta^{18}O$-Werte von 25-30‰ aufweisen, um für die

Erhöhung der Sauerstoffisotopie verantwortlich zu sein), zumal schon die SiO_2-ärmsten Vertreter der Gruppe die erhöhten $\delta^{18}O$-Werte aufweisen. Eine mögliche Erklärung ist die Alteration des Protoliths, beispielsweise durch Verwitterung, Sedimentation oder auch durch Spilitisierung, wie Haack et al. (1983b) für die Protolithe dioritischer Schmelzen des Zentralen Damara Orogens ($\delta^{18}O$-Werte dieser Diorite: 8,4-9,9‰) annehmen.
Die $\delta^{18}O$-Werte der Diorite von 9,1-9,4‰ geben die isotopische Zusammensetzung der unteren Kruste in diesem Bereich des Kaoko Belts an. So weisen die am wenigsten entwickelten Nk-Granite mit 9,4‰ ähnliche $\delta^{18}O$-Werte auf (vgl. Kap. 5.2.1).

Die Schmelzbildung durch Hornblende-Dehydratation fand in der unteren Kruste statt und benötigte einen entsprechend hohen Wärmefluß. Dieser kann durch einen erhöhten Wärmefluß im Mantel verursacht sein, aber auch durch den Zerfall radioaktiver Elemente in einer durch die Gebirgsbildung stark verdickten Kruste (Haack et al., 1983a).
Möglich ist auch „Underplating“ mit Mantelschmelzen, in dessen Zusammenhang sich nach Modellierungen von England & Thompson (1986) die größte Schmelzmenge dann bildet, wenn die Schmelzbildung einige 10er Ma nach dem Underplating-Ereignis stattfindet.

Reflexionsseismische Untersuchungen, die evt. auftretende größere basische Körper in der unteren Kruste des Kaoko Belts belegen würden, sind bisher noch nicht vorhanden. Nach Petford & Gallagher (2001) sind dessen ungeachtet nicht zwingend große Volumina von Mantelschmelzen zur Generierung der Schmelzen nötig. Diese Autoren stellen eine andere, sehr effektive Möglichkeit zur Temperaturerhöhung in der unteren Kruste vor, nach der periodische Intrusionen kleiner Volumina von Mantelschmelzen in die untere Kruste innerhalb eines kleinen Zeitintervalls (200-30.000 a) zu optimalen Bedingungen für die Aufschmelzung mafischer Protolithe führt.

4.2.2 Biotit-Granodiorite

4.2.2.1 Ergebnisse

Die Biotit-Granodiorite besitzen wenig variierende SiO_2-Gehalte von 65,2-68,4 Gew.-%. Ihre Gehalte der Haupt- und einiger Spurenelemente sowie wichtiger Spurenelementverhältnisse sind Tab. 4.3 zu entnehmen. Die Biotit-Granodiorite sind peraluminös (A.S.I. = 1,05-1,14) und besitzen höhere Rb/Sr-Verhältnisse (0,82-1,35) sowie höhere Rb/Ba-Verhältnisse (0,31-0,80) als die Diorite (vgl. Kap. 4.2.1). Ihre Gehalte an TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, CaO, P_2O_5, Ba sowie der HFSE sind negativ mit SiO_2 korreliert, die Gehalte an Na_2O positiv (Abb. 4.12).

	Mittelwert	Minimum	Maximum
SiO_2	66,7	65,2	68,4
TiO_2	0,53	0,46	0,62
Al_2O_3	15,5	15,1	16,2
Fe_2O_3*	4,50	3,93	5,31
MgO	1,63	1,43	1,90
CaO	3,64	3,32	4,04
Na_2O	2,78	2,31	3,08
K_2O	2,52	1,87	3,26
P_2O_5	0,12	0,11	0,16
Rb	154	137	189
Sr	150	131	170
Ba	342	219	443
Zr	156	128	185
Y	25	17	32
La	26,1	22,3	30,4
A.S.I.	1,11	1,05	1,14
Rb/Sr	1,05	0,82	1,35
Sr/Ba	0,45	0,38	0,60
Rb/Ba	0,47	0,31	0,80

Tab. 4.3: Zusammenstellung der Mittel- und Extremwerte einiger Haupt- und Spurenelemente sowie ausgewählter Verhältnisse der Biotit-Granodiorite. (Hauptelementgehalte in Gew.-%, Spurenelementgehalte in ppm)

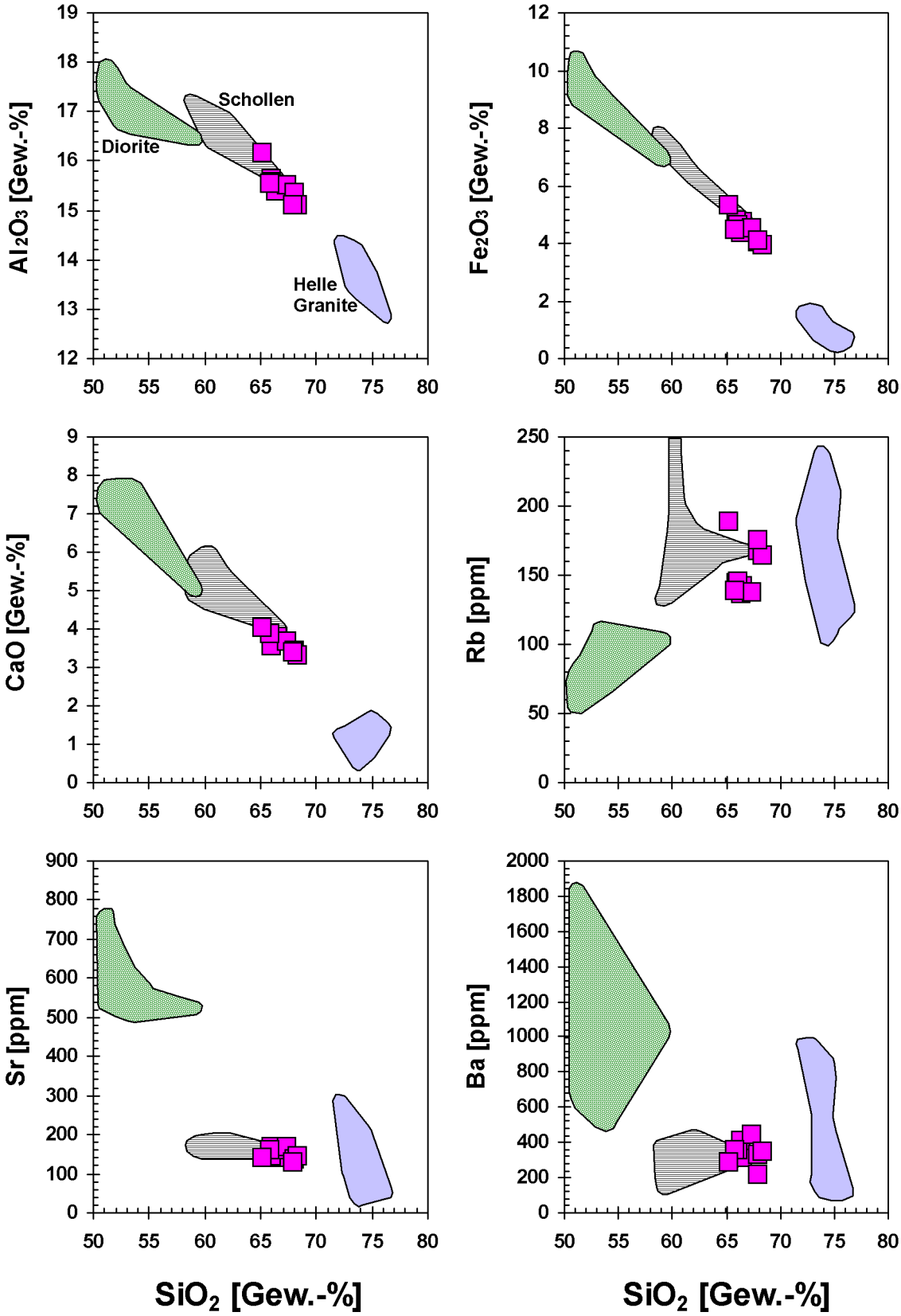


Abb. 4.12: Harker-Diagramme einiger ausgewählter Haupt- und Spurenelemente der Biotit-Granodiorite (pinkfarbene Quadrate). Zusätzlich als Flächen dargestellt sind die Diorite, die u.a. als Gänge in die Biotit-Granodiorite intrudierten Hellen Granite sowie die Schollen innerhalb der Biotit-Granodiorite und Hellen Granite.

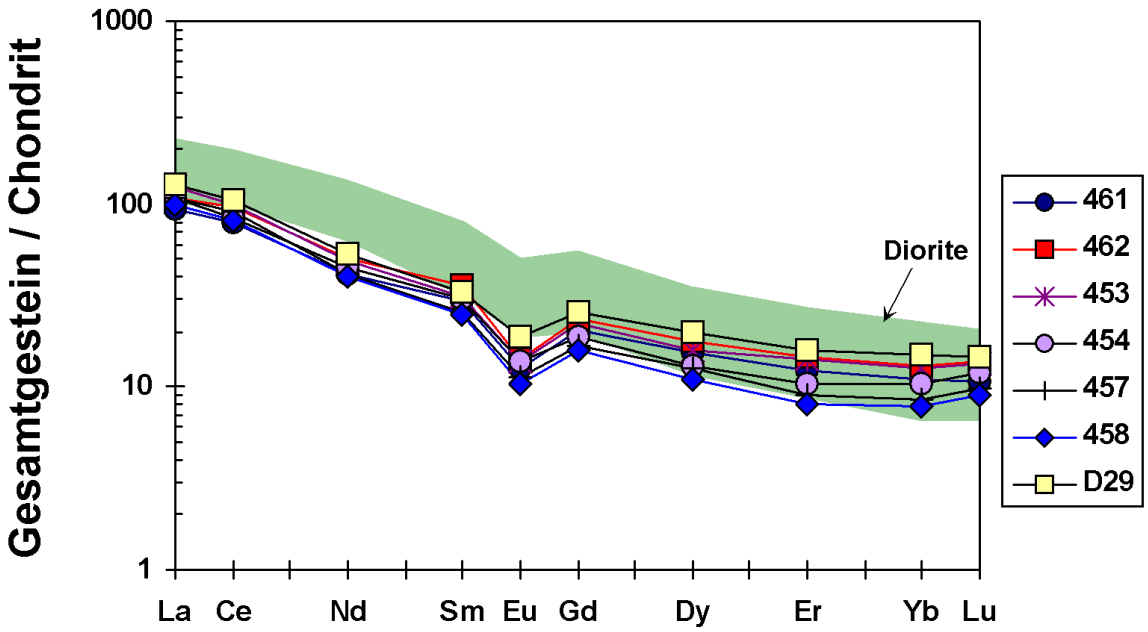


Abb. 4.13: Die SEE-Muster der Biotit-Granodiorite sind mit La_N/Yb_N-Verhältnissen von 8,34-12,81 und moderaten negativen Eu-Anomalien von 0,50-0,65 sehr einheitlich. Zum Vergleich sind die SEE-Muster der Diorite bei Torra Baai als grüne Fläche eingetragen.

Die SEE-Muster der Biotit-Granodiorite sind gekennzeichnet durch La_N/Yb_N-Verhältnisse von 8,34-12,81 und moderaten negativen Eu-Anomalien von 0,50-0,65 (Abb. 4.13). Ihre Gesamtgehalte an SEE, v.a. durch die leichten SEE beeinflußt, sind im Durchschnitt niedriger als die der Diorite.

Die $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnisse reichen von ähnlich niedrigen Verhältnissen (0,70899) wie die der Diorite bis zu deutlich höheren Verhältnissen (0,71319), die $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$-Werte der Biotit-Granodiorite hingegen sind mit Werten von -6,2 bis -8,2 durchgängig ähnlich denen der Diorite. Die Sauerstoffisotopie liegt etwas höher als die der Diorite und begrenzt auf $\delta^{18}O$-Werte von 9,9-10,9‰ (Tab. 4.4).

	Biotit-Granodiorite	Schollen in Biotit-Granodioriten	Diorite
$\delta^{18}O$ [‰]	9,9-10,9	10,3	9,1-9,4
$^{87}Sr / ^{86}Sr_{(500\ Ma)}$	0,70899-0,71319	0,70780-0,71287	0,70838-0,71018
$\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$	-6,2- -8,2	-4,8- -8,8	-6,1- -7,3

Tab. 4.4: Zusammenstellung der Extremwerte der Sr-Nd-O-Isotopie der Biotit-Granodiorite und der Schollen innerhalb der Biotit-Granodiorite. Zum Vergleich sind die Werte der Diorite, die bei Koigabmond aufgeschlossen sind, gegenübergestellt.

4.2.2.2 Diskussion

Entwicklung der Schmelze durch Fraktionierung und Kontamination

Die Biotit-Granodiorite bilden eine recht homogene Gruppe, die in ihren Haupt- und Spurenelementgehalten nur wenig Variationen zeigt und nur geringe Abnahmen von TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, CaO und P_2O_5 mit steigenden SiO_2-Gehalten aufweist. Kristallfraktionierung hat aufgrund dessen nur eine untergeordnete Rolle gespielt (Abb. 4.12). Dies machen ebenso die sehr eng zusammenliegenden SEE-Muster dieser Gesteine deutlich (Abb. 4.13). Dabei sind sowohl die leichten als auch die schweren SEE mit den SiO_2-Gehalten korreliert (Abb. 4.14). Diese Absenkung der SEE mit steigenden SiO_2-Gehalten kann durch geringfügige Fraktionierung der Akzessorien Apatit, Titanit und Zirkon gesteuert werden.

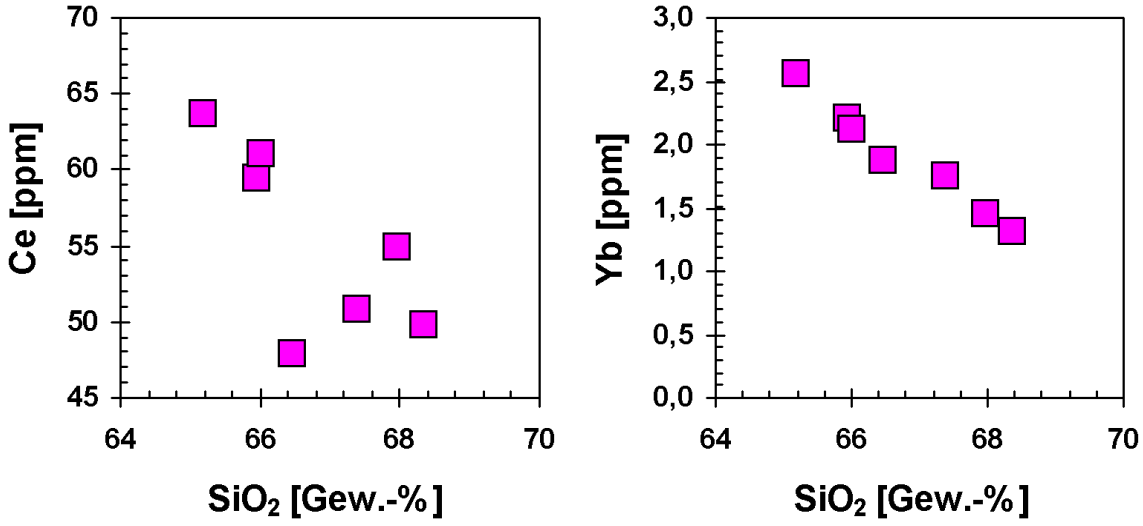


Abb. 4.14: Sowohl die leichten als auch die schweren SEE der Biotit-Granodiorite nehmen mit steigenden SiO_2-Gehalten ab. Dies kann durch (geringfügige) Fraktionierung von Akzessorien wie Apatit, Titanit und Zirkon erreicht werden.

Die ε_{Nd}- und $\delta^{18}O$-Werte der Biotit-Granodiorite mit -6,2 bis -8,2 bzw. 9,9-10,9‰ charakterisieren diese Granodiorite als Produkte eines Schmelzereignisses in der Kruste. Die Variation in der Sr-Isotopie macht wahrscheinlich, daß die Schmelze während des Aufstiegs durch die überlagernde Kruste durch einen Kontaminationsprozeß verändert wurde. Die $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnisse variieren zwischen 0,70899 und 0,71319, während die $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$- und $\delta^{18}O$-Werte annähernd unverändert bleiben. Basementmaterial, wie es im Norden des Kaoko Belts aufgeschlossen ist (Seth, 1999), kommt demnach als Kontaminant aufgrund der $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$-Werte nicht in Frage. Auch das Modellalter der Biotit-Granodiorite von 1,56-1,71 Ga, das nach Arndt & Goldstein (1987) als mittlere Krusten-Verweildauer allen Materials, das an der Bildung und der Veränderung der Schmelzen beteiligt war, zu

interpretieren ist, spricht gegen eine Involvierung alten Krustenmaterials während der Schmelzentwicklung ($T_{DM\ (Basement)}$ = 2,5-2,8 Ga). Der Kontaminant der Biotit-Granodiorite besitzt statt dessen eine Isotopenzusammensetzung ähnlich der vieler Metasedimente des Zentralen Damara Orogens (Abb. 4.15). Die Assimilationsrate liegt für die am stärksten kontaminierte Probe bei ca. 12%, was als realistisch angenommen wird.

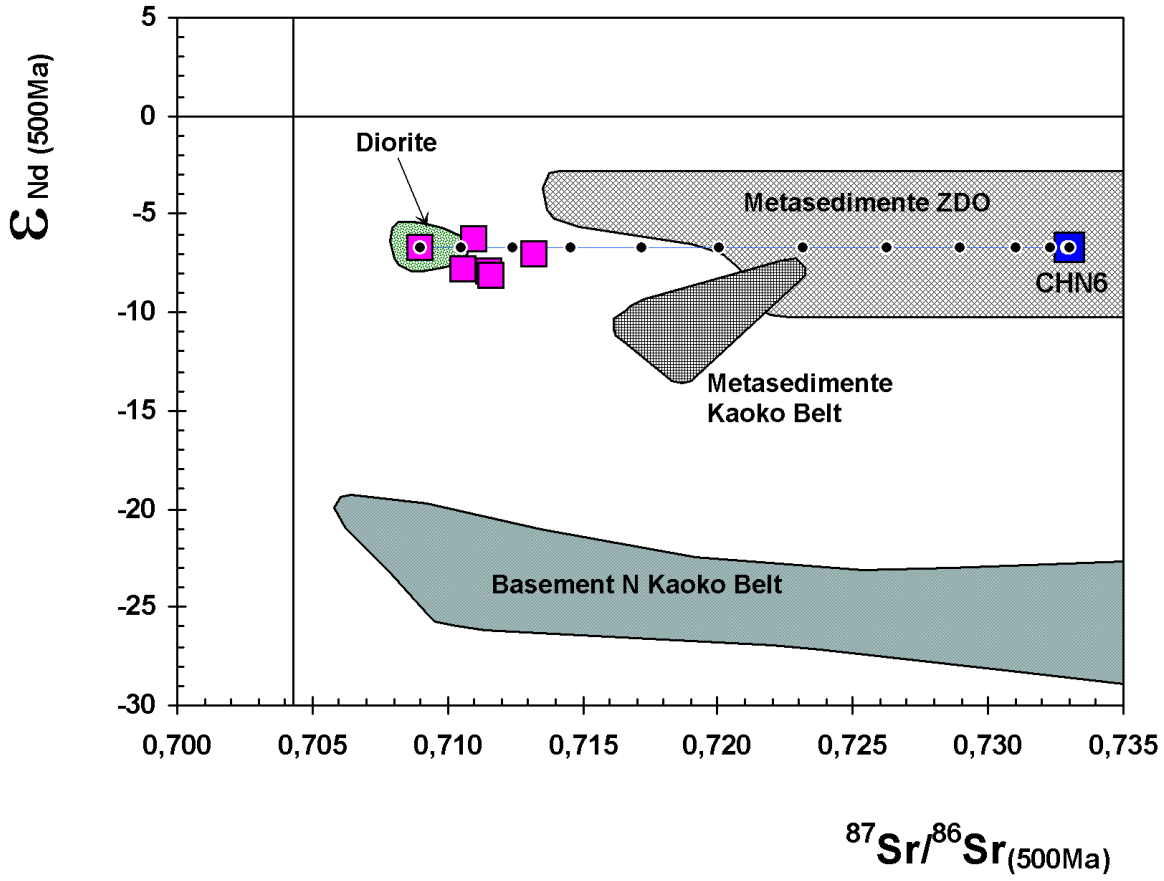


Abb. 4.15: Der Anstieg der $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnisse der Biotit-Granodiorite (pinkfarbene Quadrate) bei gleichbleibenden $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$-Werten weist auf die Assimilation von metasedimentärem Material hin. Der Assimilationspfad zeigt, daß ca. 12% eines Metasediments (hier Probe CHN6 aus McDermott & Hawkesworth, 1990) ausreichen, um die Variation in der Sr-Isotopie zu erklären. (Parameter zur Modellierung des AFC-Prozesses: D_{Sr}=1,5; D_{Nd}=1,5; r=0,6; Markierungen auf dem Assimilationspfad in Schritten zu je 5% assimilierten Materials; Auflistung der AFC-Modellierung s. Anhang, Tab A.6).

Protolith und Quellenregion

Die Biotit-Granodiorite sind aufgrund ihrer Sr-Nd-O-Isotopie krustale Schmelzen. Durch den intermediären Chemismus der Biotit-Granodiorite wird die Interpretation der Schmelzbedingungen und möglicher Quellen komplexer als bei den Dioriten. Einige Möglichkeiten sind aber auch hier von vornherein auszuschließen. So können die Biotit-Granodiorite nicht – mit kleinerer Schmelzmenge – aus den gleichen basischen Protolithen wie die Diorite generiert worden sein, denn dann müßten die Biotit-Granodiorite relativ zu

den Dioriten an inkompatiblen Spurenelementen angereichert sein. Tatsächlich sind die Biotit-Granodiorite relativ zu den Dioriten an inkompatiblen Elementen, wie z.B. Zr, Ba, SEE und Y, verarmt. Überdies sind die $\delta^{18}O$-Werte und die $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnisse der Biotit-Granodiorite höher als die der Diorite. Dennoch ist ein anderes, basisches Gestein als Protolith nicht völlig auszuschließen, wenn auch hohe Temperaturen zur Hornblende-Dehydratation benötigt werden (vgl. Diskussion der Schmelzbildung der Diorite, Kap. 4.2.1). Metapelitische Protolithe kommen als Quelle der Biotit-Granodiorite nicht in Frage, da solche Protolithe Schmelzen mit zu hohen SiO_2-Gehalten und Rb/Sr-Verhältnissen produzieren (Harris & Inger, 1992; Jung et al., 1998b, 2000a). In experimentellen Untersuchungen liefern Metapelite durch Dehydratationsschmelzen im Vergleich zu den Biotit-Granodioriten zu niedrige CaO- und meist zu hohe Al_2O_3-Gehalte (Abb. 4.16; LeBreton & Thompson, 1988; Vielzeuf & Holloway, 1988).

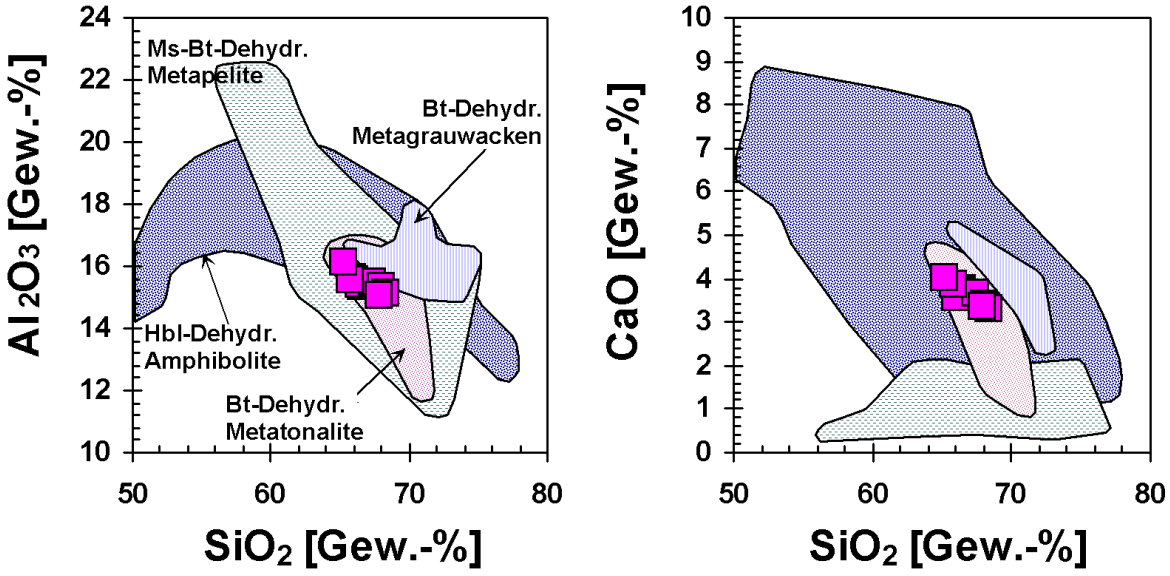


Abb. 4.16: Die Al_2O_3- und CaO-Gehalte der Biotit-Granodiorite (pinkfarbene Quadrate) sind im Vergleich zu Ergebnissen aus Schmelzexperimenten dargestellt: Hornblende-Dehydratation von Amphiboliten (Rapp & Watson, 1995); Biotit-Dehydratation von Metagrauwacken (Conrad et al., 1988); Biotit-Dehydratation synthetischer Proben tonalitischer Zusammensetzung (Singh & Johannes, 1996); kombinierte Muskovit- und Biotit-Dehydratation von Metapeliten (LeBreton & Thompson, 1988; Vielzeuf & Holloway, 1988).
Die Biotit-Granodiorite ähneln den Schmelzen durch Biotit-Dehydratation von Singh & Johannes (1996), liegen aber zugleich innerhalb des großen Bereichs, der durch partielle Anatexis basischer Protolithe (Rapp & Watson, 1995) beschrieben wird. Die Biotit-Granodiorite können demnach durch Biotit- und/oder Hornblende-Dehydratationsschmelzen entstanden sein.

Bei der Aufschmelzung muß Dehydratationsschmelzen gegenüber der Schmelzbildung in Anwesendheit einer zusätzlichen freien, H_2O-reichen Phase favorisiert werden, da eine zusätzliche H_2O-reiche Phase Plagioklas stärker destabilisierte. Die Schmelzen würden dann stark peraluminös, Ca-reich und arm an Fe, Mg, Ti und K (Carrol & Wyllie, 1990; Beard & Lofgren, 1991). Singh & Johannes (1996) haben Dehydratations-Schmelzexperimente (ohne zusätzliches Wasser) mit synthetischen Proben tonalitischer Zusammensetzung

durchgeführt, deren Schmelzen bezüglich der Hauptelemente den Biotit-Granodioriten sehr ähnlich sind (Abb. 4.16).

In Abb. 4.16 sind nur jene Ergebnisse aus Experimenten eingetragen, die (u.a.) Schmelzen mit SiO_2-Gehalten zwischen 65 und 70 Gew.-% ergaben. Die meisten experimentellen Untersuchungen liefern durch Biotit-Dehydratation ausnahmslos Schmelzen mit SiO_2-Gehalten zwischen 70 und 76 Gew.-% (Skjerle & Johnston, 1993; PatiñoDouce & Beard, 1995; Montel & Vielzeuf, 1997; PatiñoDouce, 1997) und können aus diesem Grund nicht mit den Biotit-Granodioriten verglichen werden. Abb. 4.16 zeigt, daß die Biotit-Granodiorite durch Biotit- und/oder Hornblende-Dehydratationsschmelzen aus intermediären oder basischen Gesteinen entstanden sein können. Die Apatit-Sättigungstemperaturen aller Biotit-Granodiorite liegen zwischen 850 und 880°C (Harrison & Watson, 1984) und somit in dem Bereich, in dem die Schmelzmenge durch den Zusammenbruch von Biotit massiv erhöht wird (in Schmelzexperimenten um 850°C; vgl. Vielzeuf & Holloway, 1988).Der Zusammenbruch von Hornblende kann als schmelzbildende Reaktion eine zusätzliche Rolle gespielt haben. Nach Rushmer (1991) werden Hornblenden, die neben Quarz und Albit-reichem Plagioklas existieren, schon bei niedrigeren Temperaturen als Hornblenden aus basischen Gesteinen instabil (Rushmer, 1991: in entsprechend zusammengesetzten Gesteinen bei 875°C schon ca. 20% Schmelze durch kombiniertes Biotit- und Hornblende-Dehydratationsschmelzen). Zur Generierung der Biotit-Granodiorite waren demnach nicht solch extreme Temperaturen wie zur Bildung der dioritischen Schmelzen erforderlich. Während für die Diorite wegen ihrer kleinräumigen Verbreitung allerdings schon eine lokale Temperaturerhöhung in der unteren Kruste ausreichte, mußte zur Bildung der vergleichsweise großen Schmelzvolumina der Biotit-Granodiorite ein über einen größeren Bereich ausgedehnter erhöhter Wärmefluß vorhanden sein.

Als Protolith sind intermediäre Gesteine wie Metatonalite oder feldspatreiche Metagrauwacken wahrscheinlich, zumal die Übereinstimmung mit Schmelzen aus einem metatonalitischen Protolith (Abb. 4.16) eine derartige Zusammensetzung nahelegt. Anhand der Haupt- und Spurenelementgehalte der Schmelzen kann zwischen diesen beiden Protolithen nicht unterschieden werden (vgl. Miller, 1985; Conrad et al., 1988; Sylvester, 1998). Auch die ε_{Nd}- und $\delta^{18}O$-Werte der Biotit-Granodiorite mit -6,2 bis -8,2 bzw. 9,9-10,9‰ lassen nicht zwischen einem Metatonalit und einer feldspatreichen Metagrauwacke als Protolith unterscheiden. Die niedrigen $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnisse ab 0,70899 machen allerdings einen magmatischen Protolith wahrscheinlicher, da Metasedimente des Damara Orogens und des Kaoko Belts (fast) ausnahmslos $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnisse > 0,71000 mit einem Mittelwert von 0,7317 aufweisen (Haack et al., 1982; McDermott & Hawkesworth, 1990; Jung et al., 1998b; diese Arbeit).

4.2.3 Helle Granite

4.2.3.1 Ergebnisse

Die Hellen Granite besitzen ausschließlich hohe SiO_2-Gehalte von 72,1 bis 76,3 Gew.-%. Dem entsprechend sind die Gehalte der meisten Hauptelemente (TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, P_2O_5; Tab. 4.5) deutlich niedriger als in den anderen beiden Gruppen (Diorite und Biotit-Granodiorite; Abb. 4.17). Die Granite dieser Gruppe sind – im Gegensatz zu den Dioriten und Biotit-Granodioriten – K_2O-betonte Schmelzen mit einem Na_2O/K_2O-Verhältnis von durchschnittlich 0,7.

	Mittelwert	Minimum	Maximum
SiO_2	74,0	72,1	76,3
TiO_2	0,10	0,01	0,20
Al_2O_3	13,7	12,8	14,4
Fe_2O_3*	0,99	0,45	1,64
MgO	0,19	0,03	0,33
CaO	1,09	0,47	1,71
Na_2O	3,22	2,36	3,84
K_2O	4,83	3,56	6,27
P_2O_5	0,05	0,01	0,12
Rb	164	104	238
Sr	106	34	286
Ba	505	101	959
Zr	75	21	142
Y	19	8	32
La	22,7	8,0	50,8
A.S.I.	1,10	1,05	1,13
Rb/Sr	2,17	0,50	7,00
Sr/Ba	0,28	0,11	0,62
Rb/Ba	0,60	0,15	1,93

Tab. 4.5: Zusammenstellung der Mittel- und Extremwerte einiger Haupt- und Spurenelemente sowie ausgewählter Verhältnisse der Biotit-Granodiorite. (Hauptelementgehalte in Gew.-%, Spurenelementgehalte in ppm)

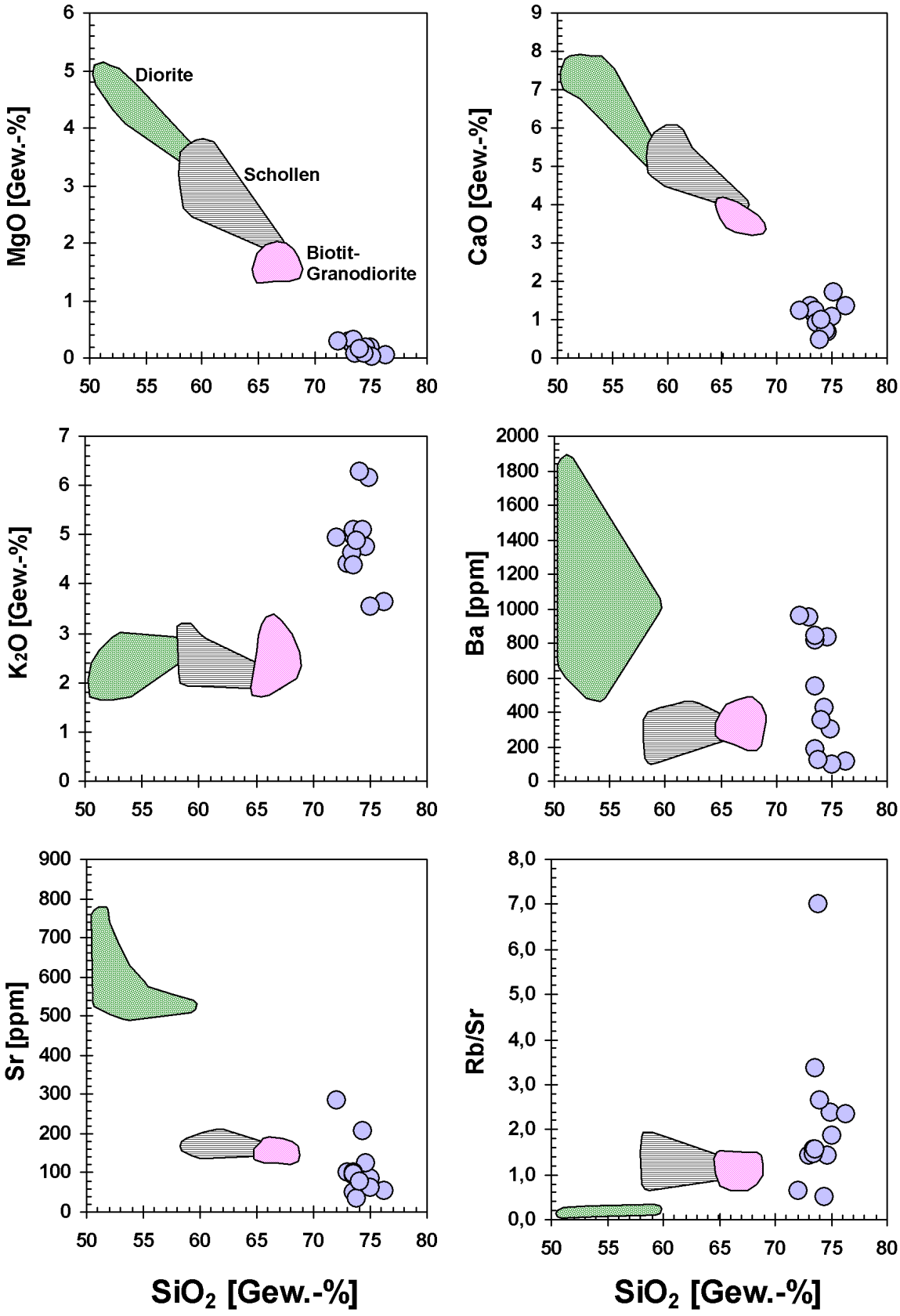


Abb. 4.17: Harker-Diagramme der Hellen Granite (blaßviolette Kreise). Zum Vergleich sind als Flächen die Diorite und Biotit-Granodiorite sowie die Schollen aus Biotit-Granodioriten und Hellen Graniten eingetragen.

Die Hellen Granite besitzen im Vergleich zu den Biotit-Granodioriten stärker variierende Rb-, Sr- und Ba-Gehalte. Daraus resultieren Rb/Sr-Verhältnisse zwischen 0,50 und 7,0, Sr/Ba-Verhältnisse zwischen 0,11 und 0,62 sowie Rb/Ba-Verhältnisse zwischen 0,15 und 1,93.

Die Granite besitzen stark variierende Gesamt-SEE-Gehalte zwischen 42 und 217 ppm und sehr unterschiedliche SEE-Muster (Abb. 4.18) mit La_N/Yb_N-Verhältnissen von 3,10-23,35 sowie stark negativen bis leicht positiven Eu-Anomalien (Eu/Eu*=0,08-1,04). Die SEE-Gehalte der Probe 456 beschreiben ein Flügelmuster, das aus dem intrakontinentalen Damara Orogen von (moderat) fraktionierten S-Typ-Graniten (Jung et al., 1999, 2000a) bekannt ist, während andere Granite dieser Gruppe ähnliche SEE-Muster wie die Biotit-Granodiorite aufweisen.

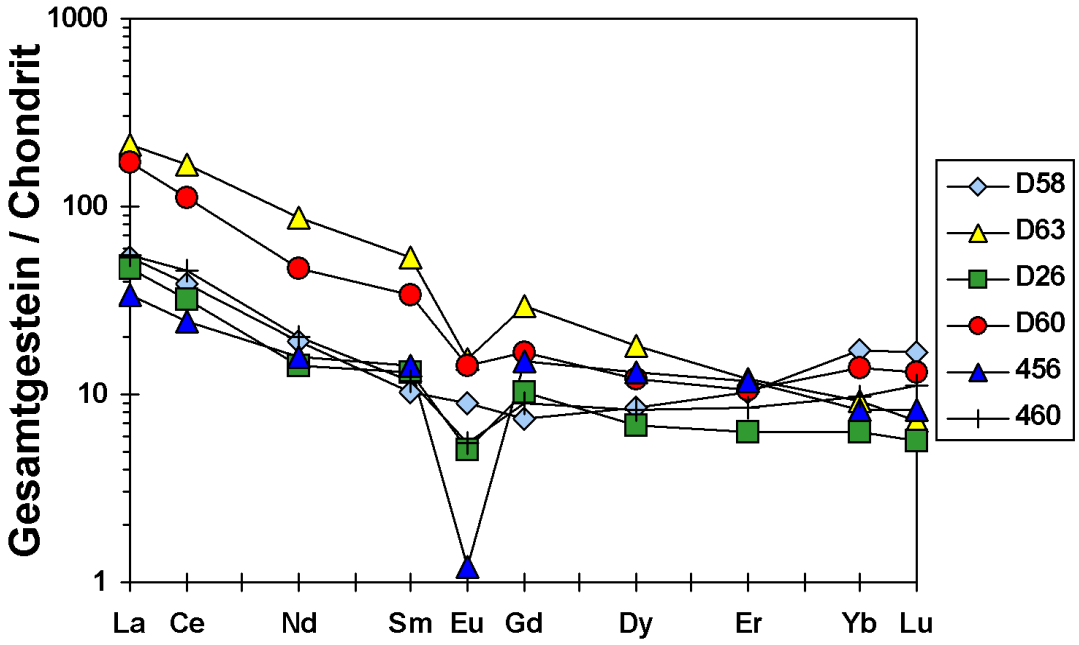


Abb. 4.18: Die SEE-Muster der Hellen Granite sind sehr unterschiedlich mit stark negativen bis leicht positiven Eu-Anomalien (Eu/Eu*=0,08-1,04) und La_N/Yb_N-Verhältnissen von 3,10-23,35.

Auch die $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnisse der Hellen Granite sind sehr unterschiedlich. Sie reichen von 0,70699 bis 0,71663 (Tab. 4.6) und sind damit einerseits ähnlich niedrig wie die am wenigsten entwickelte Schmelze des Nk-Plutons (0,70695; vgl. Kap. 5.2.1), weisen andererseits allerdings auch die höchsten Verhältnisse aller untersuchten Granitoide bei Torra Baai auf. Ihre $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$-Werte und auch die $\delta^{18}O$-Werte liegen innerhalb der Bandbreite der anderen untersuchten Granitoide des Arbeitsgebietes.

	Mittelwert	Minimum	Maximum
$\delta^{18}O$ [‰]	10,7	9,8	11,3
$^{87}Sr / ^{86}Sr_{(500\ Ma)}$	0,71179	0,70699	0,71663
$\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$	-8,2	-9,5	-5,5

Tab. 4.6: Mittel- und Extremwerte der Sauerstoff-, Sr- und Nd-Isotopie der Granite des Nk-Plutons.

Die Gang-Granite D26 und D60, die neben anderen Gängen dieser Gruppe innerhalb der Biotit-Granodiorite auftreten und diese durchschlagen, sind möglicherweise von den anderen Hellen Graniten abzutrennen. Diese beiden Gang-Granite stellen die im Sr wenig radiogenen Endglieder und weisen gleichzeitig die niedrigsten $\delta^{18}O$-Werte auf. Bezüglich der Haupt- und Spurenelemente unterscheiden sich die beiden Granite nicht von den anderen, lediglich die Sr-Gehalte sind etwas höher. Da jedoch auch die Isotopenzusammensetzung der anderen Granite dieser Gruppe keineswegs homogen ist, sondern eine große Streubreite aufweist, können die Granite dieser Gruppe nicht aus einem einzigen gemeinsamen Stammagma generiert worden sein (s.u.), so daß eine Splittung der Hellen Granite in Kleinstgruppen keine klare zusätzliche Aussage ergeben würde. Aufgrund der Ähnlichkeiten bezüglich der Haupt- und Spurenelementgehalte werden alle Granite dieser Gruppe gemeinsam diskutiert.

4.2.3.2 Diskussion

Schmelzentwicklung

Die Hellen Granite bilden eine eigenständige Gruppe, die nicht aus den Dioriten oder Biotit-Granodioriten herzuleiten ist. Sie plotten aufgrund ihrer hohen SiO_2-Gehalte in Harker-Diagrammen zwar oftmals in einer Linie mit den Dioriten und Biotit-Granodioriten (wie viele SiO_2-reiche Granite weltweit), zeigen jedoch auch deutlich abweichende Merkmale. Diese sind besonders plakativ in den Harker-Diagrammen Ba und Rb gegen SiO_2 (Abb. 4.17 bzw. Abb. 4.12): Die Gehalte beider Elemente umfassen einen großen Bereich (101-952 ppm bzw. 117-238 ppm).

Die Abnahme von K_2O, Ba und Rb mit zunehmenden SiO_2-Gehalten (Abb. 4.19) weisen auf systematisch geringer werdende Anteile an Alkalifeldspat, Muskovit und Biotit in den Graniten hin.

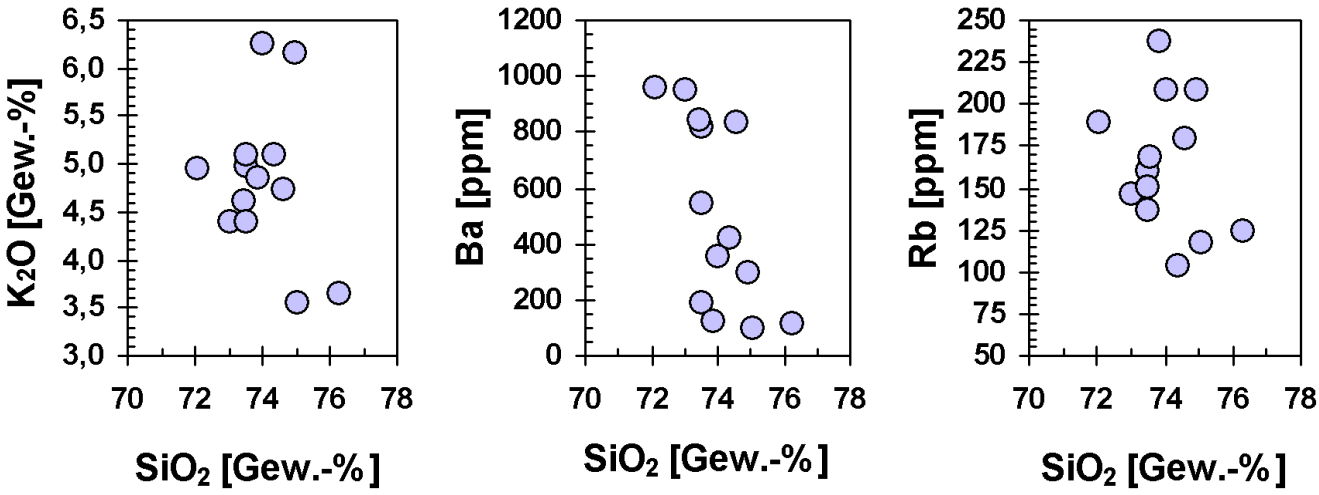


Abb. 4.19: Die Abnahme von K_2O, Ba und Rb mit zunehmenden SiO_2-Gehalten weisen auf systematisch geringer werdende Anteile an Alkalifeldspat, Muskovit und Biotit in den Hellen Graniten hin.

Auch die Gehalte an leichten und schweren SEE sowie von Zr werden mit steigenden SiO_2-Gehalten kleiner (Abb. 4.20). Das Verhalten der SEE wird von Akzessorien wie Zirkon, Monazit und/oder Xenotim gesteuert, die in solch SiO_2-reichen Schmelzen einen 100-10.000-fach höheren Verteilungskoeffizienten als die Hauptmineralphasen besitzen und deshalb trotz des untergeordneten Auftretens die SEE-Gehalte entscheidend gestalten (vgl. Fourcade & Allegre, 1981).

Die Löslichkeit von Monazit und Zirkon in granitischen Schmelzen ist nach Watt & Harley (1993) v.a. an drei Faktoren gekoppelt. Sie erhöht sich mit

- höherer Temperatur während der Aufschmelzung
- niedrigeren SiO_2-Gehalten
- höherem H_2O-Gehalt der Schmelze

Die negative Korrelation von Zr und SEE mit SiO_2 kann demnach mit zunehmender Löslichkeit beider Akzessorien mit sinkendem SiO_2-Gehalt der Schmelze erklärt werden. Hinzu kommt, daß peraluminöse Schmelzen in der Regel schon bei 60 ppm (Helle Granite: 21-142 ppm Zr) an Zr gesättigt sind (Watt & Harley, 1993). Es ist davon auszugehen, daß Zirkon während der Aufschmelzung als feste Phase in die Schmelze übernommen wurde, möglicherweise als Einschluß in Biotit, so daß er nicht im Gleichgewicht mit der Schmelze stehen konnte.

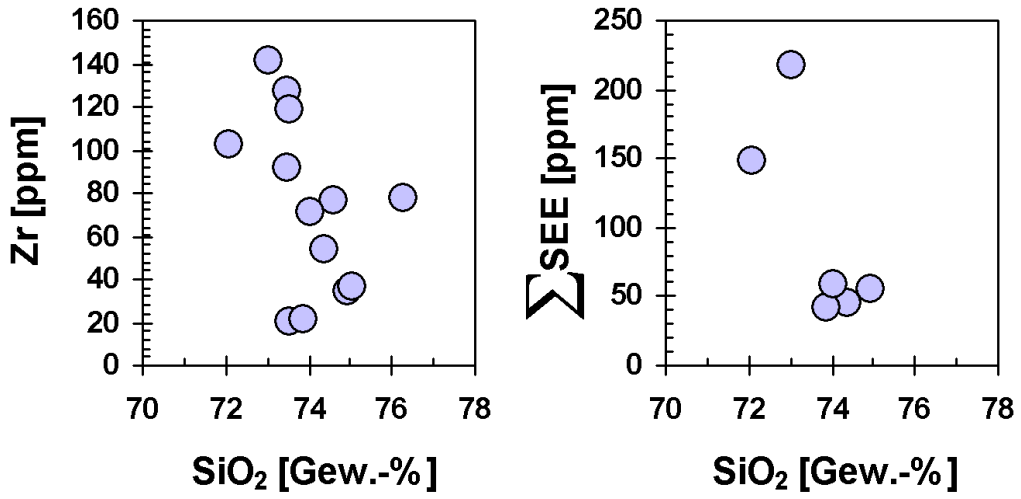


Abb. 4.20: Die Abnahme der Zr- und der SEE-Gehalte mit zunehmendem SiO_2 in den Hellen Graniten kann dadurch zu erklären sein, daß die Löslichkeit von Zirkon und Monazit abnimmt, je SiO_2-reicher die Schmelzen werden (Watson & Harrison, 1983; Watt & Harley, 1993).

Die sehr unterschiedlichen SEE-Muster der Hellen Granite (Abb. 4.18) sprechen gleichfalls für eine Übernahme von Akzessorien während der Aufschmelzung im Ungleichgewicht und nicht für eine Entwicklung der Granite aus einem einzigen Stammagma. Die Hellen Granite stellen statt dessen verschiedene Schmelzereignisse dar.

Schmelzbildung und Charakterisierung der Quelle

Die Hellen Granite zeigen große Variationen in der Sr-Nd-O-Isotopie. Obwohl nur von wenigen Proben Isotopendaten vorliegen, können weitreichende AFC-Prozesse ausgeschlossen werden, da die Hellen Granite auf einen sehr hohen SiO_2-Gehalt beschränkt sind und wasseruntersättigte Schmelzen darstellen (die Hellen Granite sind keine Pegmatite). Solche Magmen sind hochviskos, so daß erfahrungsgemäß Fraktionierungs- und Kontaminationsprozesse nur untergeordnet auftreten können (Rice, 1981; Pitcher, 1987). Die Granite dieser Gruppe entstammen infolgedessen einer isotopisch heterogen zusammengesetzten Quellenregion und spiegeln Heterogenität in ihrer variablen Isotopie wider. Die Granite sind aufgrund der negativen $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$-Werte von -5,5 bis -9,5 und der $\delta^{18}O$-Werte von 9,8-11,3 als rein krustale Schmelzen anzusehen.

Auch die Variation der Haupt- und Spurenelemente kommt weniger durch Fraktionierungsprozesse zustande, sondern vielmehr durch unterschiedliche Schmelzgrade und evt. unterschiedliche Chemismen der Protolithe. Die sehr variablen Na_2O/K_2O-Verhältnisse (0,38-0,98) der Hellen Granite sprechen für eine mineralogisch heterogen zusammengesetzte Quellenregion. Würden die Granite durch verschiedene Magmenpulse

aus dem gleichen Protolith entstanden sein, wären eher einförmige Na_2O/K_2O-Verhältnisse zu erwarten.

Die extrem unterschiedlichen Eu-Anomalien von stark negativ bis schwach positiv (0,08-1,04) in Kombination mit der positiven Korrelation der Eu-Anomalien mit den CaO- und Sr-Gehalten lassen auf unterschiedliche Anteile an Plagioklas im Residuum schließen (Abb. 4.21). Die große Bandbreite der Ba- und Rb-Gehalte und deren negative Korrelation mit den SiO_2-Gehalten wird durch unterschiedliche Anteile an Alkalifeldspat, Muskovit und Biotit in der Schmelzphase gebildet (vgl. Abb. 4.19).

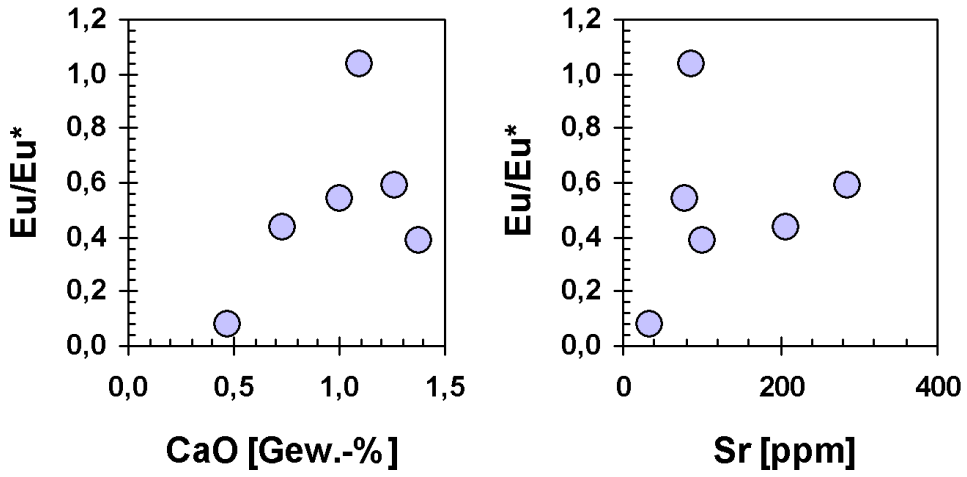


Abb. 4.21: Die positiven Korrelation der Eu-Anomalien mit den CaO- und Sr-Gehalten lassen auf unterschiedliche Anteile an Plagioklas im Residuum schließen.

Die Na_2O/K_2O-Verhältnisse von 0,38-0,98 weisen auf eine Schmelzbildung ohne Anwesendheit einer zusätzlichen freien wasserreichen fluiden Phase hin (z.B. Beard & Lofgren, 1991). Die hohen Rb/Sr-Verhältnisse (1,42-7,00) und niedrigen Sr/Ba-Verhältnisse (0,11-0,62) sprechen nach Harris & Inger (1992) für Dehydratationsschmelzen einer metapelitischen Quelle. Dem stehen jedoch die z.T. niedrigen $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnisse bis zu 0,70699 entgegen, die einen orthogenen Protolith wahrscheinlich machen. Werden nur kleine Schmelzmengen generiert, was sowohl die ausschließlich hohen SiO_2-Gehalte der Hellen Granite (> 72 Gew.-%) als auch das Auftreten in Gängen und Stöcken implizieren, sind weniger die Anteile an Glimmern und Plagioklas im Protolith als vielmehr die schmelzbildende Reaktion für die Zusammensetzung der Schmelze maßgeblich. Die für SiO_2-reiche Granite relativ hohen Fe_2O_3-Gehalte bis 1,64 und MgO-Gehalte bis 0,33 lassen das Biotit-Dehydratationsschmelzen als gewichtigere Komponente vor die Muskovit-Dehydratation treten (vgl. Conrad et al., 1988; McDermott et al., 1996; PatiñoDouce, 1997).

Im Zuge des Biotit-Dehydratationsschmelzens entsteht nach folgender Reaktion u.a. Granat (Vielzeuf & Holloway, 1988; Montel & Vielzeuf, 1997):

$$Bt + Pl + Sil + Qtz \rightarrow Kf + Grt + Schmelze$$

Dies steht im Einklang mit den Befunden der petrographischen Untersuchungen an diesen Gesteinen. Mit Ausnahme der Proben D26, D60 und 456 führen alle Hellen Granite magmatisch gebildeten Granat (vgl. Kap. 3.2).

Die Monazit- und Zirkon-Sättigungstemperaturen schwanken in einem Temperaturbereich von 650-800°C (Tab. 4.7) und sind für Biotit-Dehydratationsschmelzen z.T. deutlich zu niedrig. Die Ursache der niedrigen Sättigungstemperaturen kann aber im Ungleichgewicht von Monazit und Zirkon mit der Schmelze begründet sein. Beispielsweise können die Akzessorien in Biotit eingeschlossen sein, und dadurch von der Schmelze abgeschirmt werden (s.o.), oder die Zeit zwischen Schmelzbildung und Extraktion aus der Quellenregion war zu kurz, als daß Zirkon und Monazit mit der Schmelze äquilibrieren konnten (vgl. Watson & Harrison, 1983).

	Minimale Temperatur (Probe 456)	**Maximale Temperatur (Probe D63)**
T_{Mnz} [°C]	675	803
T_{Zrn} [°C]	643	783

Tab. 4.7: Monazit- und Zirkon-Sättigungstemperaturen nach Rapp et al. (1987) bzw. Watson & Harrison (1983) der Hellen Granite. Diese Temperaturen können nicht als Bildungstemperaturen interpretiert werden, da sie für diese Gruppe ähnlicher Granite, die in einem eng umgrenzten Gebiet auftreten, einen geologisch zu großen Temperaturunterschied darstellen würden. Sie sind statt dessen durch die Bildung der Schmelzen im Ungleichgewicht zu erklären.

Die Hellen Granite sind durch Biotit-(Ms-)Dehydratationsschmelzen aus einer mineralogisch und isotopisch heterogen zusammengesetzten Quellenregion erschmolzen. Während der Protolith für die Granite mit höheren $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnissen (< 0,71663) nicht näher spezifiziert werden kann (Metapelit, Metagrauwacke oder auch Meta-S-Typ-Granit), kommen für die Hellen Gang-Granite mit niedrigen $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnissen (> 070699) nur intermediäre bis saure Orthogesteine als Protolith in Frage (Abb. 4.22).

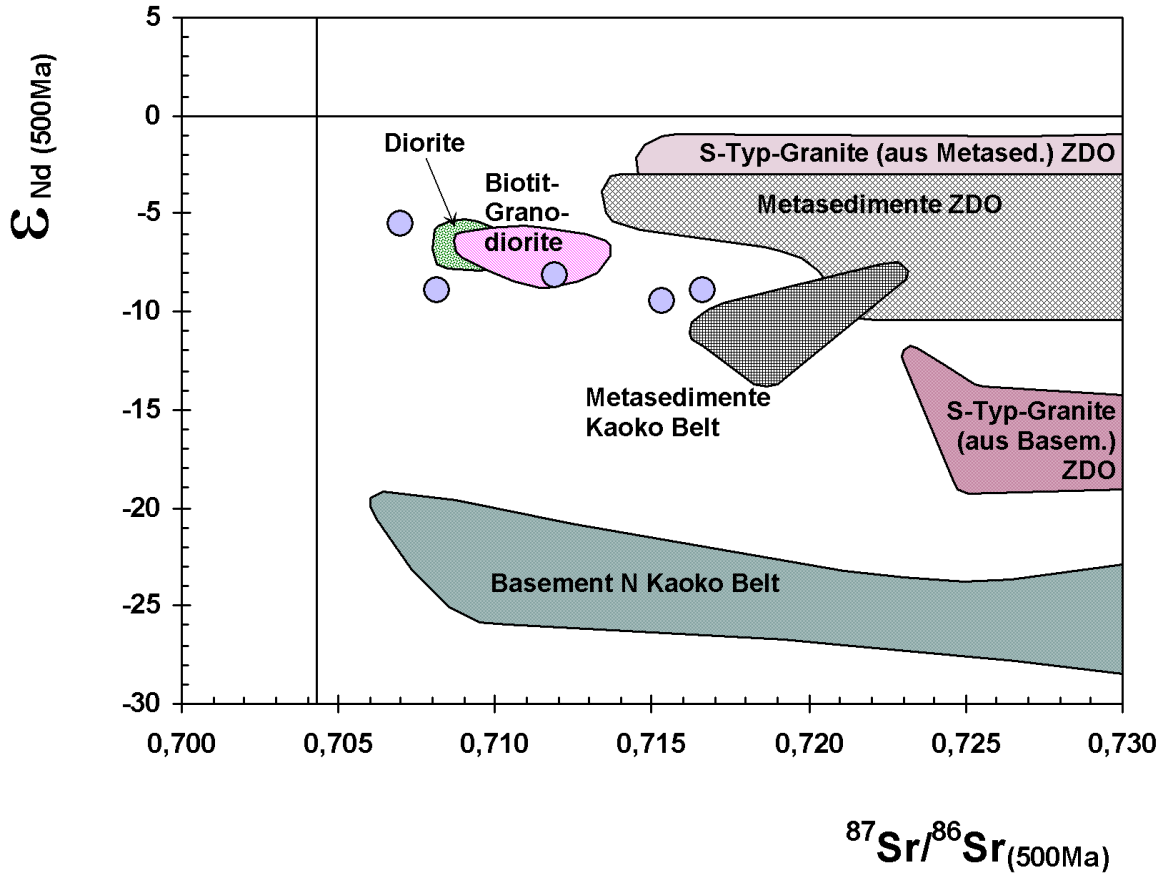


Abb. 4.22: Die Hellen Granite (blaßviolette Kreise) weisen eine starke Streuung bezüglich ihrer Isotopenzusammensetzung auf. Da die Granite keine weitreichenden AFC-Prozesse erfahren haben, muß die Quellenregion sehr heterogen zusammengesetzt sein. Wegen der z.T. niedrigen $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnisse muß zumindest in manchen Bereichen orthogenes Material zur Generierung der Schmelzen beitragen, während für diejenigen Granite mit radiogenem Sr ein Protolith ähnlich den metasedimentären Rahmengesteinen (im Diagramm als „Metasedimente Kaoko Belt“) dieser Granite plausibel ist. Zusätzlich zu den Hellen Graniten sind die anderen Torra Baai Granitoide (Diorite und Biotit-Granodiorite), Basement aus dem Kaoko Belt (Seth et al., 1998, 2002) sowie Metasedimente und S-Typ-Granite des Zentralen Damara Orogens (McDermott & Hawkesworth, 1990; Jung et al., 1998b + unveröffentlichte Daten) dargestellt.

4.2.4 Die Rolle der Schollen in den Biotit-Granodioriten und Hellen Graniten

Innerhalb der Biotit-Granodiorite und auch innerhalb der benachbart intrudierten Hellen Granite sind Schollen mit magmatischem Gefüge vorhanden. Metasedimentäre Schollen treten nicht auf. Sie plotten in Harker-Diagrammen mit Ausnahme der Rb-Gehalte in einer Linie mit den Biotit-Granodioriten (Abb. 4.23), obwohl nur zwei der Schollen innerhalb der Biotit-Granodiorite auftreten (diese sind in Abb. 4.23 mit eingedruckten schwarzen Quadraten gekennzeichnet) und die restlichen Schollen aus den Hellen Graniten stammen. Die Haupt- und Spurenelementgehalte der Schollen reichen von niedrigeren SiO_2-Gehalten ($\geq$ 58,8 Gew.-%) und damit verbundenen höheren TiO_2-, Al_2O_3-, Fe_2O_3-, MnO-, MgO-, CaO-, Yb- und Zr-Gehalten bis zu ähnlichen Gehalten wie die der Biotit-Granodiorite (vgl. auch Abb. 4.12).

Magmatische Schollen stellen häufig frühe Kristallisationsprodukte des gleichen Magmas dar, das sie heute umgibt (vgl. Didier et al., 1982). Die Schollen wären in diesem Fall als eingefrorene, wenig entwickelte Schmelzen der Biotit-Granodiorite bzw. der Hellen Granite zu interpretieren. Aufgrund der mäßigen linearen Korrelation der Biotit-Granodiorite mit ihren Schollen und noch mehr der großen Lücke im SiO_2-Gehalt (über 5 Gew.-%) zwischen den Hellen Graniten und deren Schollen, ist in diesem Fall eine solche Entstehung nicht zu belegen.

In hybriden Magmen treten aufgrund der unvollständigen Mischbarkeit basischer und saurer Schmelzen ebenfalls mafische(re) Schollen auf (vgl. Vernon et al., 1988). Da diese Schollen in der Regel nicht mehr die ursprüngliche basische Schmelze darstellen, sondern selbst auch schon hybride Magmen sind (Bateman, 1995), ist eine Entstehung der Schollen durch Magmenmischung vorwiegend in solchen Fällen zu erkennen, in denen die beiden Endglieder geochemisch und isotopisch kontrastreich sind (vgl. Furman & Spera, 1985). Andernfalls, so auch im Fall der Schollen innerhalb der Biotit-Granodiorite und Hellen Granite, sind auch andere Mechanismen in Betracht zu ziehen.

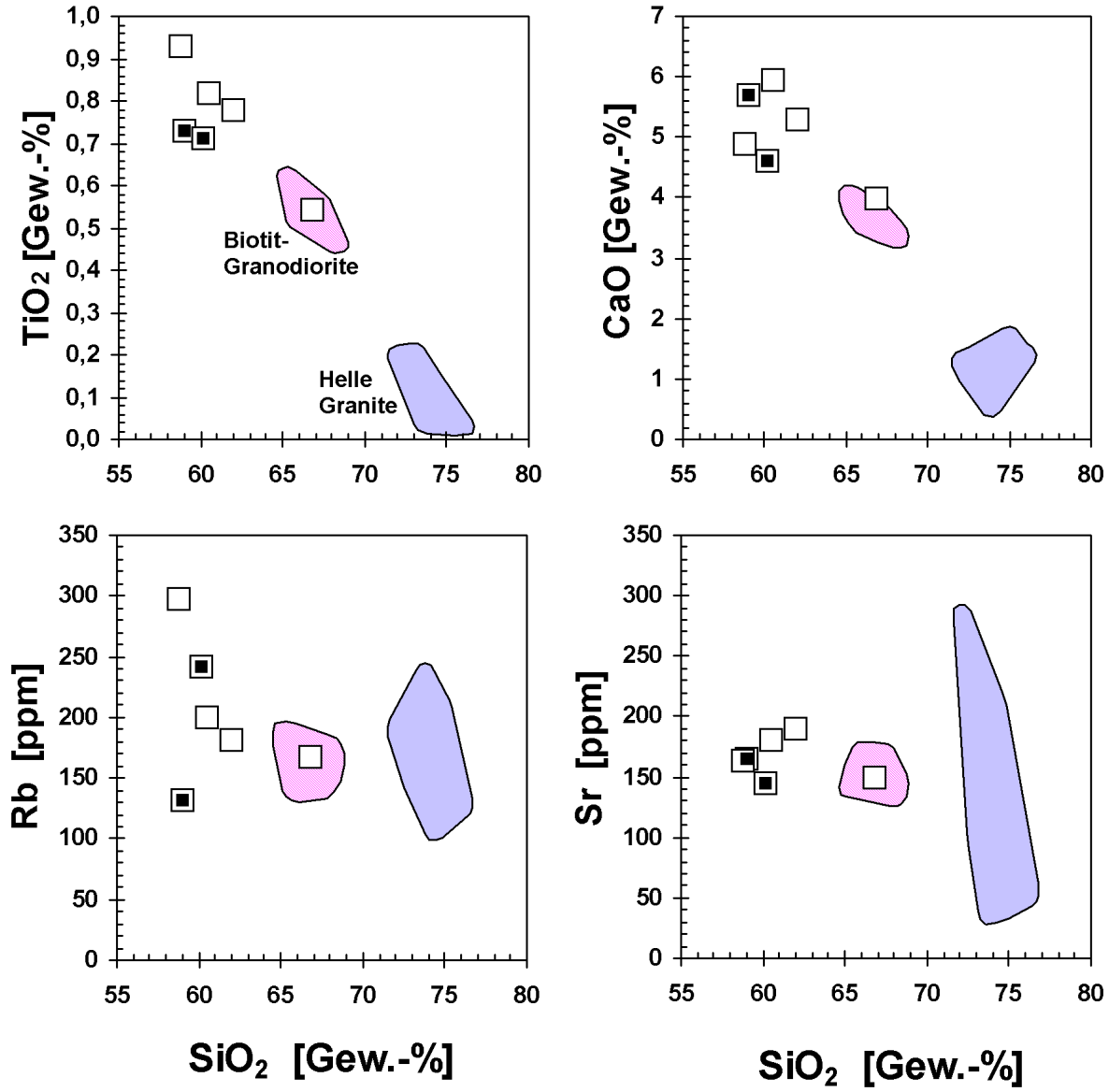


Abb. 4.23: Ausgewählter Harker-Diagramme der Schollen (weiße Quadrate). Die beiden Schollen aus den Biotit-Granodioriten sind mit eingedruckten schwarzen Quadraten gekennzeichnet, die übrigen stammen aus den Hellen Graniten. Dabei lassen sich die Schollen der beiden verschiedenen „Wirtsgesteine“ geochemisch nicht voneinander trennen, wenn auch die Schollen aus den Biotit-Granodioriten etwas niedrigere TiO_2-Gehalte aufweisen.

Es ist allerdings vorstellbar, daß die Schollen ohne genetischen Bezug zu den Biotit-Granodioriten und Hellen Graniten zufällig auf dem Weg ins Intrusionsniveau mitgerissene Fremdgesteine darstellen. Doch auch dann geben sie zumindest einen Einblick in die Zusammensetzung eines Krustenabschnitts, der unterhalb des Intrusionsniveaus liegt und in diesem Fall vorwiegend aus intermediären Orthogesteinen besteht.

Ein weit verbreiteter Ansatz ist die Interpretation der Schollen als von der Schmelze mitgeführte Restite (White & Chappell, 1977; Chappell et al., 1987; Chappell, 1996), da in

hoch viskosen Schmelzen wie z.B. die der Hellen Granite eine vollständige Trennung der Schmelze und deren Residuum unwahrscheinlich ist. Die Gehalte der Hauptelemente des Protoliths, des Restits und der Schmelze plotten nach oben genannten Autoren in Harker-Diagrammen immer auf einer Linie.

Stellten die Schollen dabei residuale Phasen dar, wären sie einerseits durch die schmelzbildende Reaktion Granat- oder Cordierit-führend und sollten andererseits im Vergleich zur umgebenden Schmelze an inkompatiblen Elementen verarmt sein. Dies ist aber nicht der Fall. Die SEE-Muster der Schollen innerhalb der Hellen Granite sind solche nicht verarmter Schmelzen mit La_N/Yb_N-Verhältnissen von 6,25-11,10 sowie negativen Eu-Anomalien von 0,47-0,70 (Abb. 4.24). Diese Muster sind denen der Biotit-Granodiorite ähnlich. Die Schollen innerhalb der Biotit-Granodiorite (Abb. 4.24) sind zwar relativ zu allen Granitoiden im Arbeitsgebiet an leichten SEE verarmt, sie stellen dennoch keine verarmten Residuen dar, da für alle Schollen die Gehalte der LILE wie Rb oder Ba genauso hoch oder höher als die der Biotit-Granodiorite sind, ebenso die Gehalte an HFSE wie Zr oder Yb.

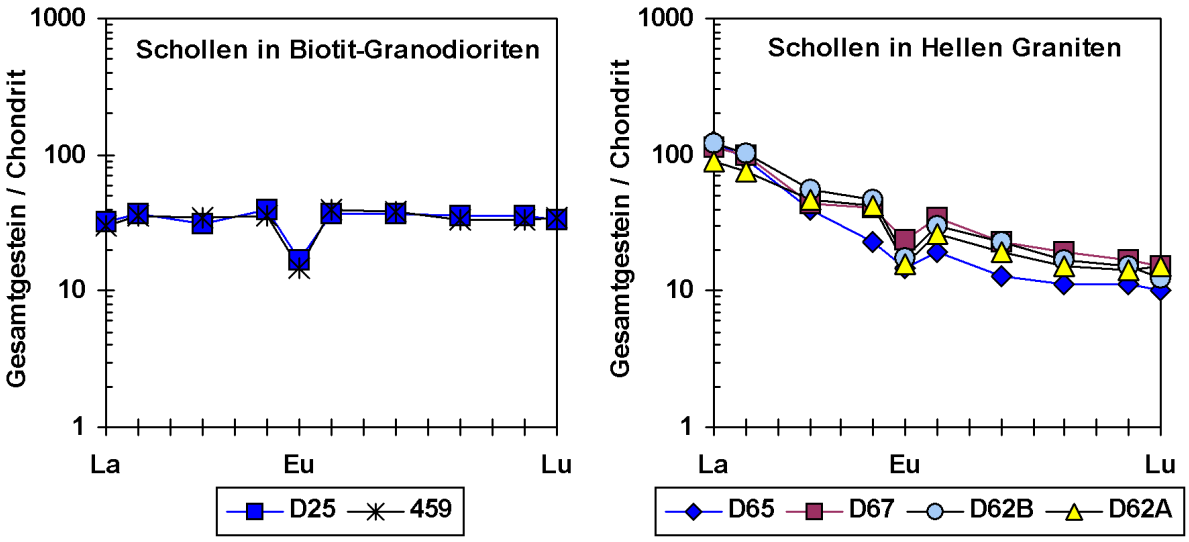


Abb. 4.24: Während die Schollen in den Biotit-Granodioriten (linkes Diagramm) flache SEE-Muster aufweisen, sind die der Hellen Granite (rechtes Diagramm) den Mustern der Biotit-Granodiorite ähnlich.

Daher könnten die Schollen relativ unverändertes Material aus der Quellenregion darstellen. In einem solchen Fall wäre dies eine direkte Information sowohl über eine intermediäre, orthogene Quelle für die Biotit-Granodiorite als auch die Beteiligung einer solchen Quelle an der Generierung der Hellen Granite bei Torra Baai, wie sie in Kap. 4.2.2 bzw. 4.2.3 diskutiert wurde. Die Variation der Sr-Nd-O-Isotopie der Schollen bewegt sich im gleichen Bereich wie die der Biotit-Granodiorite bzw. der Hellen Granite (Abb. 4.25; aufgrund der großen Unterschiede bezüglich der $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnisse der Hellen Granite kann dieses Kriterium höchstens unterstützend erwähnt werden). Die bisher bestimmten $\delta^{18}O$-Werte (zwei Schollen) liegen mit 10,3‰ innerhalb der der Biotit-Granodiorite (9,9-10,9‰), so daß

die Sr-Nd-O-Isotopenzusammensetzung der Schollen die Argumente zur gemeinsamen Genese von Schollen und umgebenden Granitoiden stützt.

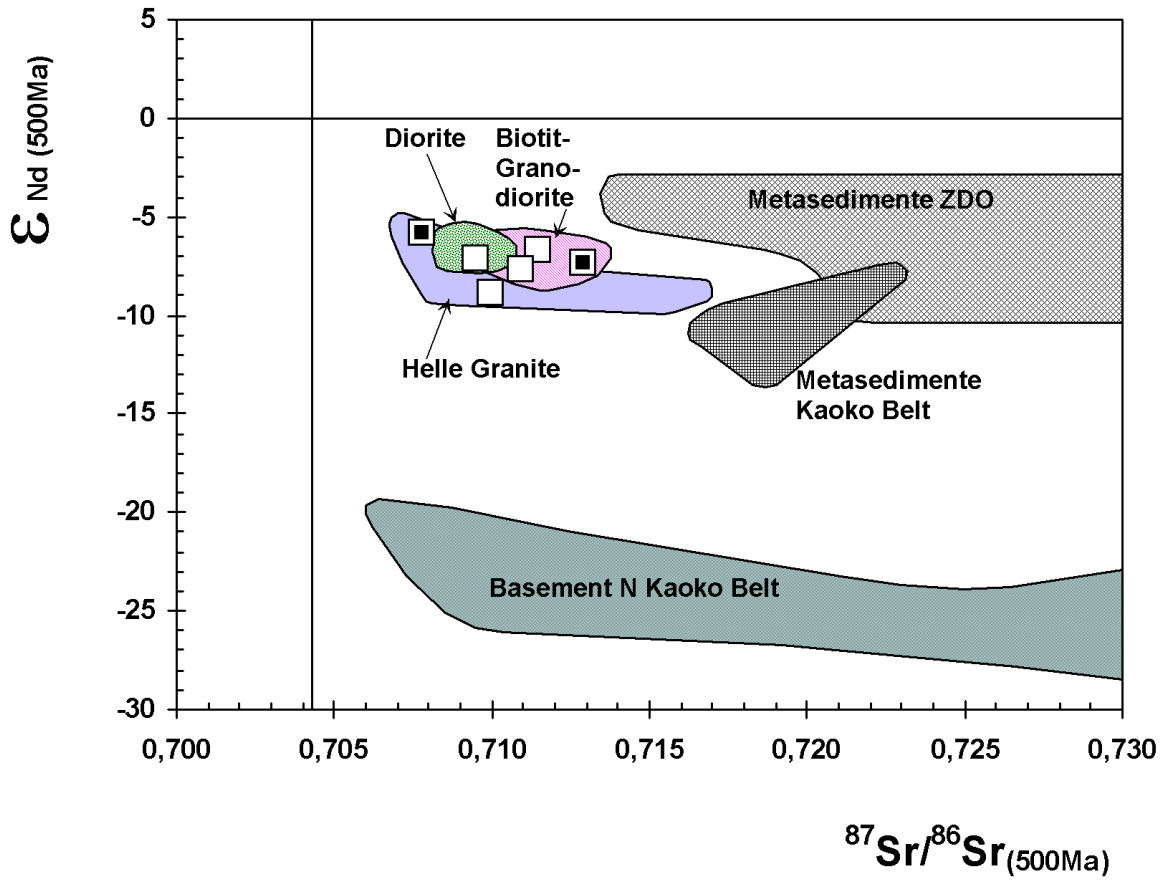


Abb. 4.25: Die Schollen (weiße Quadrate; diejenigen mit eingedruckten schwarzen Quadraten stammen aus den Biotit-Granodioriten) liegen im Sr-Nd-Diagramm im gleichen Bereich wie die Biotit-Granodiorite bzw. die Hellen Granite. Da die letztgenannten Granite einen so weiten Bereich einnehmen, können die Argumente zur gemeinsamen genetischen Deutung von Schollen und umgebenden Graniten hiermit weder untermauert noch verworfen werden.

4.3 Zusammenfassung – Torra Baai Granitoide

Die Torra Baai Granitoide umfassen ein weites Spektrum magmatischer panafrikanischer Gesteine von Dioriten über Biotit-Granodiorite bis zu SiO_2-reichen, Hellen Graniten, die syn- bis posttektonisch intrudiert sind.

Die Diorite sind Hornblende- und Titanit-führend und mit Ausnahme der $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)} \geq 0{,}70838$ klassische I-Typ-Granite im Sinne von Chappell & White (1974, 2001). Die Variation der Haupt- und Spurenelemente sowie die geringfügige Variation der Sr-Isotopie kommt durch wenig ausgreifende Fraktionierung von Hornblende, Plagioklas, Titanit und etwas Apatit, gekoppelt mit der Assimilation von max. 12% panafrikanischen, metasedimentären Materials, zustande.
Aufgrund der negativen $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$-Werte um -6,6, die sich im Zuge der Schmelzentwicklung nicht systematisch ändern, und $\delta^{18}O$-Werten um 9,2‰ kann eine Mischung aus einer (verarmten) Mantelkomponente und altem Krustenmaterial, z.B. mit Basementgesteinen, wie sie ca. 130 km nördlich des Arbeitsgebietes auftreten (Seth, 1999; Seth et al., 1998, 2002), ausgeschlossen werden. Jedoch ist auch ein lithosphärisch stark angereicherter Mantel als Quellenregion unwahrscheinlich, da während der partiellen Anatexis Plagioklas im Residuum verblieb. Darauf verweisen die ausnahmslos negativen Eu-Anomalien der Diorite. Die SiO_2-ärmste Probe 400 besitzt eine negative Eu-Anomalie von 0,65, was als primäres Merkmal aufgefaßt wird, da Fraktionierung von Plagioklas in Gesteinen um 51 Gew.-% SiO_2 keine entscheidende Rolle spielt. Bei der Schmelzbildung in einem Mantelkeil unterhalb kontinentaler Kruste wäre Plagioklas als residuale Phase nicht stabil.
Im Vergleich mit Schmelzexperimenten sind nur solche Schmelzen den Dioriten ähnlich, die bei hohen Temperaturen (1000-1100°C) gebildet wurden (Rapp & Watson, 1995). Die beste Übereinstimmung zwischen Schmelzen aus diesen Experimenten bei hohen Temperaturen und den Dioriten ergeben sich bei Amphiboliten mit niedrigen oder intermediären K-Gehalten, während andere Protolithe wie z.B. metamorphe High-Alumina-Basalte stärker abweichende Schmelzen produzieren (Rapp & Watson, 1995).
Zur Generierung der dioritischen Schmelzen ist ein hoher Wärmefluß nötig, wobei die Temperaturerhöhung zu einem Teil durch Krustenverdickung (Haack et al., 1982; England & Thompson, 1986) im Zuge der Bildung des Kaoko Belts verursacht wird. Als zusätzliche Wärmelieferanten können wiederholte Intrusionen mafischer Schmelzen in die untere Kruste diesen Krustenabschnitt effektiv aufheizen (Petford & Gallagher, 2001).

Die Gruppe der Biotit-Granodiorite umfaßt Gesteine mit granodioritischer bis granitischer Zusammensetzung, die als Pluton intrudiert sind. Die Biotit-Granodiorite sind mit ε_{Nd}- und $\delta^{18}O$-Werten von -6,2 bis -8,2 bzw. 9,9-10,9‰ als krustale Schmelzen charakterisiert. Kristallfraktionierung hat während der Schmelzentwicklung nur eine untergeordnete Rolle gespielt, wie die wenig variierenden Haupt- und Spurenelementgehalte und auch die eng zusammenliegenden SEE-Muster zeigen. Die Variation bezüglich der Sr-Isotopie läßt dabei auf die Assimilation von ca. 12% panafrikanischer Metasedimente schließen.
Die Quelle der Biotit-Granodiorite ist aufgrund des niedrigen $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnisses von 0,70899 der am wenigsten entwickelten Schmelze zumindest überwiegend orthogener Natur. Zur Schmelzbildung kam es durch den Zusammenbruch von Biotit, möglicherweise unterstützt durch Hornblende-Dehydratation. Dazu werden bei intermediären Protolithen nicht solch extrem hohe Temperaturen wie zur Generierung der dioritischen Schmelzen aus Amphiboliten (s.o.) benötigt, da die Hornblenden anders zusammengesetzt sind und infolgedessen schon bei niedrigeren Temperaturen instabil werden (z.B. Rushmer, 1991). Als Protolith sind intermediäre Gesteine wie Metatonalite oder feldspatreiche Metagrauwacken wahrscheinlich. Dabei wird nach Skjerle et al. (1993) die Schmelzmenge erhöht, wenn in der Quellenregion Ortho- und Paragesteine nebeneinander vorliegen. Lagen von Tonalitgneis im Kontakt mit einem Metapelit ergeben im Experiment bei der jeweiligen Temperatur größere Schmelzmengen als der Tonalitgneis allein produzieren würde. Einerseits wird durch die Al-reiche Schmelze aus der metapelitischen Lage die Dehydratationstemperatur des Biotits im Tonalitgneis herabgesetzt, andererseits verschiebt die Plagioklas-Komponente aus dem Tonalitgneis die Gesamtzusammensetzung der Metapelit-Lage in Richtung der granitischen Minimumschmelzen. Durch diese Kombination werden Gesteine, die ansonsten nur kleine Schmelzmengen produzieren könnten, zu fertilen Protolithen (Skjerle et al., 1993).

Die Hellen Granite sind Granat-führend und zeigen eine viel größere Variabilität bezüglich ihrer Isotopensignatur als die Diorite und Biotit-Granodiorite. Sie sind isotopisch als direkter Spiegel ihrer isotopisch heterogen zusammengesetzten Quelle anzusehen, da das Potential zu Wechselwirkungen mit dem Nebengestein während des relativ schnellen Aufstiegs und der Platznahme als Gänge oder Stöcke nicht sehr groß ist. Auch Fraktionierungsprozesse treten in diesen wasseruntersättigten Schmelzen mit ausschließlich hohen SiO_2-Gehalten (> 72 Gew.-%; keine Pegmatite) nur untergeordnet auf (vgl. Rice, 1981; Pitcher, 1987).
Die Quellenregion ist wahrscheinlich nicht nur isotopisch, sondern auch mineralogisch heterogen zusammengesetzt und kann wegen der sehr variablen Sr-Isotopie der Granite aus intermediären Orthogesteinen über Metagrauwacken bis hin zu Metapeliten bestehen. Gemeinsam ist diesen Gesteinen lediglich der Prozeß der Schmelzbildung durch den Zusammenbruch von Biotit ±Muskovit sowie eine ähnliche Krustenverweildauer aller

beteiligten Protolithe, da die $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$-Werte der Hellen Granite nicht stark variieren und die Nd-Modellalter (T_{DM}) zwischen 1,5 und 1,8 Ga liegen.

Die einheitlichen Nd-Modellalter (T_{DM}) der Diorite und Biotit-Granodiorite (1,55-1,64 Ga bzw. 1,56-1,71 Ga) lassen, wie auch die Sr-Nd-Diagramme zeigen (Abb. 4.9, Abb. 4.15), keine Beteiligung von Basementmaterial oder hypothetischen panafrikanischen Mantelschmelzen an der Generierung dieser Schmelzen erkennen.
Die als Plutone intrudierten Diorite und Biotit-Granodiorite sind zwar mit panafrikanischem metasedimentärem Material kontaminiert, ihre am wenigsten entwickelten Vertreter geben jedoch die Isotopie ihrer jeweiligen Quelle wieder, während die Hellen Granite ein direktes Abbild ihrer Quellenregion darstellen.

5 Nk-Granitgneise

Die Nk-Granitgneise treten zum einen als Pluton, zum anderen als einige cm dicke bis wenige m mächtige Gänge auf (vgl. Kap. 2.2). Anhand geochemischer Kriterien müssen die Granitgneise, die als Gänge vorliegen, in drei Gruppen diskutiert werden (Kap. 5.2). Dabei lassen sich nur die Hoch-Rb/Sr-Granitgneise aufgrund ihrer blaß rötlichen Farbe auch petrographisch unterscheiden, da alle anderen Nk-Granitgneise ausnahmslos hell- bis dunkelgrau sind.

5.1 Petrographie der Nk-Granitgneise

Die Gesteine sind unabhängig von ihrer Einteilung in Pluton und Gänge petrographisch trotz der makroskopisch blaß rötlichen Hoch-Rb/Sr-Granitgneise sehr ähnlich. Es sind metamorph überprägte fein- bis mittelkörnige Granodiorite und Granite, die meist gleichkörnig sind. Nur selten sind Plagioklas-Einsprenglinge vorhanden, die dann maximal 5 mm groß sind. Gesteinsbildend sind Plagioklas, Alkalifeldspat und Quarz in wechselnden Anteilen (s. Anhang, Tab. A.4) sowie Muskovit und Biotit, ±Granat, akzessorisch treten Zirkon, ±Monazit, ±Titanit, Erz und Apatit auf. Einige Proben führen sekundär gebildeten Chlorit und Calcit. Die am wenigsten entwickelten Vertreter sind Titanit-führende Biotit-Meta-Granodiorite, die ausschließlich im Pluton und nicht als Gänge vorhanden sind. Die stärker entwickelten Granite sind Zweiglimmer-Meta-Granite, die Granat-führend sein können. Dabei ist die Anwesenheit von Granat auf die Gang-Granitgneise beschränkt.

Die Gesteine sind entlang von Scherbahnen straff deformiert. Dadurch sind Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat vollständig oder an stark beanspruchten Kornteilen feinkörnig rekristallisiert, worin das dunkle Aussehen der Gesteine begründet liegt. Die wenigen helleren, also gröber körnigen Proben stammen aus tektonisch geschonten Partien.

Die magmatischen Altkörner der *Plagioklase* sind xenomorph bis hypidiomorph mit Korngrößen bis zu 5 mm ausgebildet. Die Plagioklase besitzen Zwillinge nach dem Karlsbader- und dem Albitgesetz sowie kaum entwickelte, feinere Zwillingslamellen nach dem Periklingesetz. Zusätzlich treten in einigen Granitgneisen Deformationszwillinge nach dem Albitgesetz auf. Der schwach ausgebildete Zonarbau ist diffus oder diffus oszillierend

oder wird durch die Serizitisierung nachgezeichnet. Mit einem Achsenwinkel von $2V_z \approx 85°$ und einer Auslöschungsschiefe ε_{max} (Zonenmethode nach Rittmann, 1929) zwischen 7 und 12° sind die Plagioklase als Oligoklase (An-Gehalt zwischen 25 und 30 mol.-%) zu charakterisieren. In einigen Gesteinen (z.B. in Probe 419) sind die Plagioklase zerbrochen oder weisen Knickbänder auf. Suturierte Korngrenzen (Abb. 5.1) sowie die an extrem stark deformierten Kornteilen einsetzende feinkörnige Rekristallisation zeigt jedoch Metamorphosetemperaturen im Bereich der Amphibolitfazies an (> 500°C; Voll, 1976; Gapais, 1989). Kleine Rekristallisatkorngrößen entstehen, wenn die Strainrate hoch oder die Temperatur während der Deformation nur wenig über der Schwellentemperatur der Rekristallisation liegt (Voll, 1976).

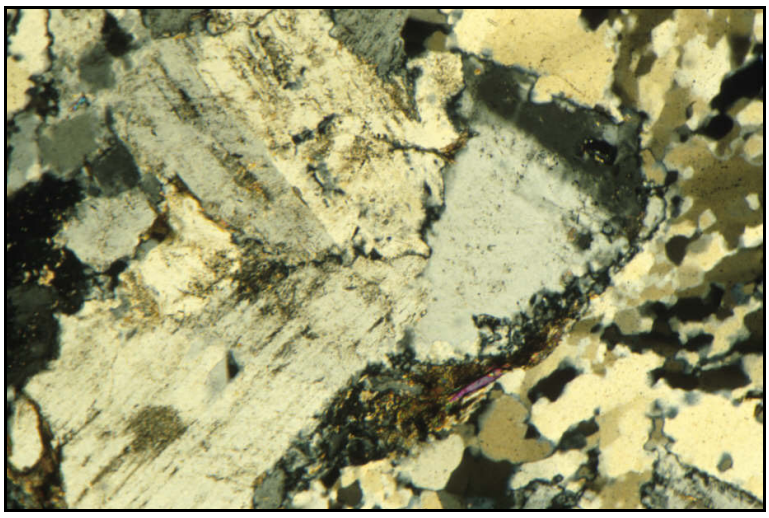


Abb. 5.1: Suturierte Korngrenzen zwischen zwei Plagioklasindividuen sowie beginnende Rekristallisation an stark deformierten Kornteilen des Alkalifeldspats (Probe 413; kurze Bildseite: ca. 0,9 mm; + Pol.).

Die magmatischen Relikte der *Alkalifeldspäte* sind xenomorph bis hypidiomorph und weisen Korngrößen bis zu 5 mm auf. Sie zeigen Durchdringungszwillinge nach dem Karlsbadergesetz und sind mikroklinvergittert. Ihre Achsenwinkel betragen etwa $2V_x \approx 85°$. Film- und Aderperthite, in manchen Proben auch Netz- oder Fleckenperthite (z.B. Probe D64), sind unterschiedlich stark entwickelt. In allen Granitgneisen sind Myrmekite zu beobachten, das sind – wie in den Biotit-Granodioriten (Kap. 4.1.2) – Entmischungen von Plagioklas und Quarz, die Alkalifeldspat verdrängen. Alkalifeldspäte sind randlich an sehr stark deformierten Kornteilen rekristallisiert; durch statische Temperung haben manche Rekristallisatkörner polygonale Zellengefüge erhalten. In Bereichen mit besonders großer Strainrate sind Alkalifeldspäte vollständig und sehr feinkörnig rekristallisiert (Abb. 5.1). Mit einer Schwellentemperatur der Alkalifeldspatrekristallisation von etwa 450-500°C (Voll, 1980) steht die Rekristallisation der Alkalifeldspäte im Einklang mit der oben beschriebenen

Rekristallisation von Plagioklas-Altkörnern unter amphibolitfaziellen Metamorphosebedingungen.

Quarz tritt zwickelfüllend zwischen Plagioklas und Alkalifeldspat auf, wobei der Quarz-Anteil der Nk-Granitgneise durchschnittlich 36 Gew.-% (nach MONA; Metzner & Grimmeisen, 1990) beträgt. Die wenigen Relikte von Altkörnern besitzen Korngrößen zwischen 0,5 und 1 mm. In vielen Proben ist Quarz fast vollständig und feinkörnig (≤ 0,2 mm) rekristallisiert. Die Rekristallisation verlief syndeformativ, da die neu gebildeten Körner parallel ihrer c-Achsen eingeregelt sind. Quarz-Quarz-Korngrenzen sind suturiert. Sowohl in Alt- als auch in Rekristallisatkörnern bildeten sich Subkörner nach dem Basis-a-Gleitsystem (niedrig temperiertes Gleitsystem; vgl. Voll, 1969; Passchier & Trouw, 1998).

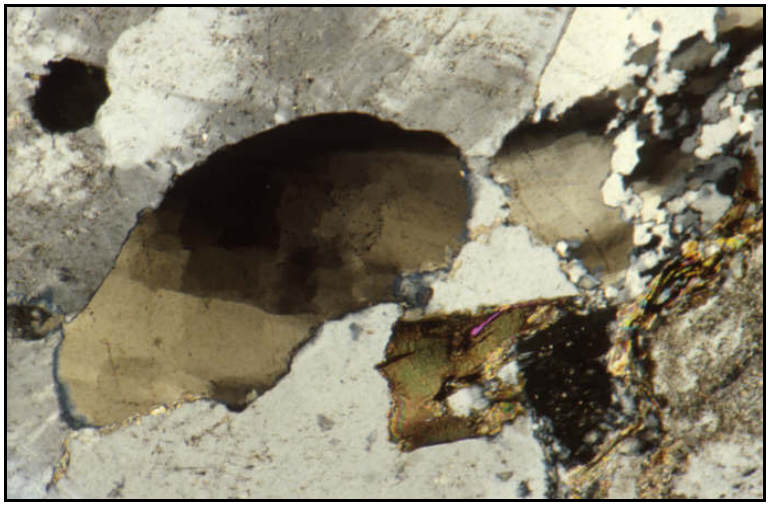


Abb. 5.2: In von Feldspat gepanzerten Quarzkörnern sind noch gleichzeitig aktivierte Basis-a- und Prismen-c-Gleitsysteme erhalten. In ungeschützten Bereichen (rechter oberer Ausschnitt) ist Quarz feinkörnig rekristallisiert (Probe 407; kurze Bildseite: ca. 0,9 mm; +Pol.)

Nur in von Feldspat gepanzerten Quarzkörnern (z.B. in Probe 407; Abb. 5.2) sind noch gleichzeitig aktivierte Basis-a- und Prismen-c-Gleitsysteme erhalten. Die Aktivierung sowohl des Basis-a- als auch des Prismen-c-Gleitsystems erfolgt bei der Abkühlung heißer Magmen oder während einer hochgradigen Metamorphose ab dem Übergang der Amphibolit- zur Granulitfazies (≈ 600-700°C bei 6 kbar; Lister & Dornsiepen, 1982). Diese Hochtemperatur-merkmale wurden in nicht geschützten Körnern von Strukturen einer grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Metamorphose in damit einhergehender Deformation (feinkörnige Rekristallisation und Aktivierung des Basis-a-Gleitsystems) weitgehend ausgelöscht.

Im Zentrum von Quarzlinsen sind in einem Großteil der Proben Rutilnadeln entmischt, die in Richtung der Zugspannung zerdehnt und in Richtung der Druckspannung geknickt sind. Rutilnadeln sind oft in Richtung der drei hexagonalen a-Achsen des Quarzes bevorzugt

entmischt. In manchen Gesteinen (z.B. Probe 407) erscheinen Rutilentmischungen durch die tektonische Beanspruchung des Gesteins eingeregelt. Die Rutilnadeln sind nicht auf einzelne Quarzkörner beschränkt, sondern reichen über Korngrenzen von Alt- und Rekristallisatkorngrenzen hinaus; an Quarz-Quarz-Korngrenzen sind die Nadeln geknickt. Aus diesem Grund muß die Rutilentmischung vor der Rekristallisation von Quarz stattgefunden haben. Titan wird nur bei hohen Temperaturen in das Quarzgitter eingebaut, so daß die Rutilentmischungen entweder auf granulitfazielle Metamorphosebedingungen (Masberg et al., 1992) oder auf ein hochtemperiertes Magma hinweisen.

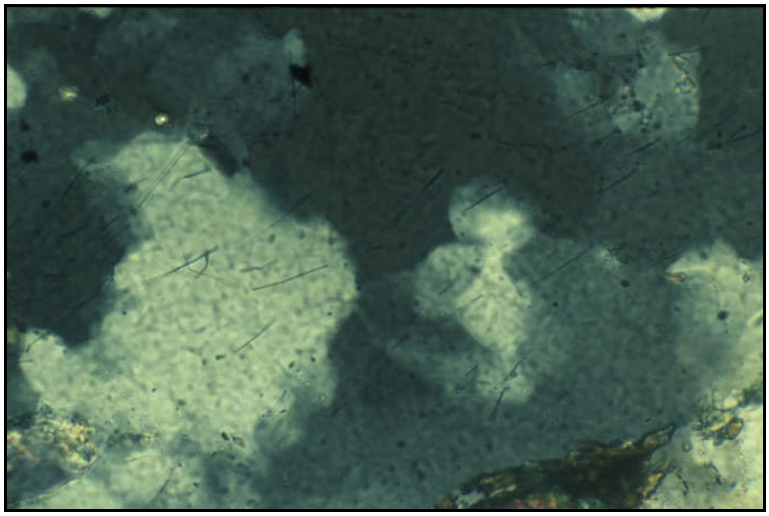


Abb. 5.3: In Quarz sind nadelförmige Rutilnadeln parallel der drei hexagonalen a-Achsen entmischt, die während einer späteren Deformation eingeregelt wurden (Probe 407; kurze Bildseite: ca. 0,2 mm; +Pol.)

Im Hinblick auf die maximal amphibolitfaziell überprägten metasedimentären Rahmengesteine der Nk-Granitgneise (s. Kap. 6) kann eine granulitfazielle Metamorphose für die Granitgneise ausgeschlossen werden. Sowohl die gleichzeitige Aktivierung von Basis-a- und Prismen-c-Gleitsystem als auch orientiert entmischte Rutilnadeln in Quarz sind Anzeiger für ein ehemals hochtemperiertes Magma.

Die magmatischen *Muskovite* sind hypidiomorph bis xenomorph mit stark variierenden Körngrößen von feinen Schüppchen (< 0,1 mm) bis zu 2 mm großen Täfelchen. Ihre Achsenwinkel betragen $2V_x \approx 40°$. Durch Abbau der Paragenese Muskovit und Quarz bildeten sich amphibolitfaziell Sillimanit und Alkalifeldspat. Die Reaktion fand nur in geringem Ausmaß statt, da nur wenige, nadelige Sillimanitkristalle (< 0,1 mm || c) vorhanden sind. Während einer späteren kälteren Deformation bildeten sich in Muskovit Knickbänder aus.
In den granodioritischen Granitgneisen des Plutons treten keine magmatischen Muskovite, sondern lediglich vereinzelt Schüppchen von Muskovit als sekundäre Bildungen entlang von Scherbahnen auf.

Biotite sind ebenfalls hypidiomorph bis xenomorph ausgebildet und besitzen hellbraun (n_α)-dunkelbraun/rotbraunen ($n_\beta \approx n_\gamma$) Pleochroismus sowie einen Achsenwinkel $2V_x$ von 8-10°. In einigen Proben besitzen die Biotite bei gemeinsamen Korngrenzen mit Plagioklas einen (blau-)grünen Rand. Diese Bleichung entsteht retrograd durch Wegdiffusion von Ti und Mg, gleichzeitig wird der Biotit Fe-reicher. In wenigen Schliffen sind Biotite chloritisiert (braune Interferenzfarben $\Rightarrow$ Mg-Fe-reich). Die Biotite weisen selten (z.B. Probe 409) Knickbänder auf.

Granat tritt mit einer Ausnahme (Probe D32) nur in den gangförmig intrudierten Hoch-Rb/Sr-Granitgneisen auf. Hierbei sind wie in den Hellen Graniten (Kap. 4.1.3) zwei Generationen von Granaten zu unterscheiden: einschlußfreie, idiomorphe, also magmatisch gebildete Granate und meist größere, poikiloblastische, mit zahlreichen Einschlüssen (zumeist von Quarz), also metamorph gebildete Granate (Abb. 5.4; vgl. Masberg, 2000). Letztere werden als Relikte aus der Quellenregion interpretiert.

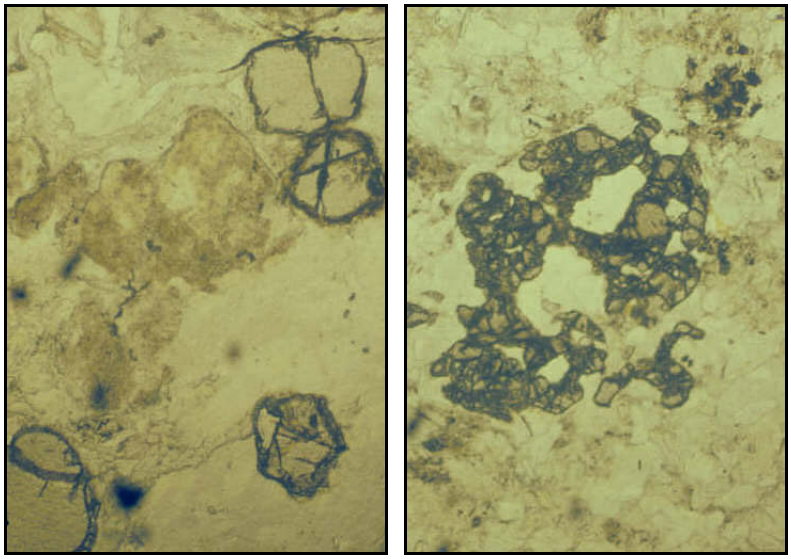


Abb. 5.4: In den Hoch-Rb/Sr-Granitgneisen treten zwei Generationen von Granat auf: Linkes Bild: Einschlußfreier, magmatisch gebildeter Granat (Probe D31; kurze Bildseite: ca. 1,5 mm; || Pol.); rechtes Bild: Metamorph gebildeter Granat mit Einschlüssen von Quarz. Diese metamorphen Granate stammen wahrscheinlich aus der Quellenregion der Meta-Granite. (Probe D75; kurze Bildseite: ca. 1,5 mm; || Pol.)

Als Akzessorien treten in allen Granitgneisen Apatit und Zirkon auf, darüber hinaus opakes Erz und oft Monazit. *Zirkone* und *Monazite* besitzen Korngrößen $\leq$ 0,1 mm. Sie sind idiomorph mit teils abgerundeten Kanten. *Apatite* besitzen meist Korngrößen von 0,1-0,4 mm und sind idiomorph bis hypidiomorph. In manchen Gesteinen (z.B. Probe 414) sind Apatite mit magmatischem Anlagerungsgefüge zu beobachten. Opake *Erze* treten als feinkörnige, xenomorphe Kristalle auf und dekorieren oft Korngrenzen und Spaltflächen bzw. Risse v.a. von Biotit und Muskovit, aber auch von Feldspat und Granat.

Metamorphose der Nk-Granitgneise

Unter amphibolitfaziellen Bedingungen bildete sich etwas Sillimanit auf Kosten von Muskovit und Quarz. Ferner rekristallisierten Plagioklas und Alkalifeldspat an stark beanspruchten Kornteilen feinkörnig.
Im Zuge einer kälteren (grünschieferfaziellen) Deformation kam es zur fast vollständigen, feinkörnigen Rekristallisation der Quarzkörner. Sowohl in Alt- als auch in Rekristallisatkörnern von Quarz entstanden Subkörner nach dem niedrig temperierten Basis-a-Gleitsystem.

Besser geeignete Metamorphoseanzeiger sind jedoch die Metapelite und Kalksilikatgesteine, die lagenweise zwischen den vorwiegend aus Metagrauwacken bestehenden Rahmengesteinen der Nk-Granitgneise sowie der Torra Baai Granitoide auftreten (Kap. 6).

5.2 Geochemie der Nk-Granitgneise

5.2.1 Granitgneise des Plutons

5.2.1.1 Ergebnisse

Die Granitgneise des Nk-Plutons sind schwach peraluminöse Schmelzen (A.S.I. = 1,05-1,21) mit SiO_2-Gehalten von 68,1-73,6 Gew.-%. Ihre TiO_2-, Al_2O_3-, Fe_2O_3-, MnO-, MgO- und Na_2O-Gehalte sind mit den SiO_2-Gehalten negativ korreliert, ebenso Ba, Sr und die HFSE (Abb. 5.6). Die Gesteine besitzen niedrige Rb-Gehalte von 86-127 ppm und moderat hohe Sr- und Ba-Gehalte von 269-683 ppm bzw. 662-1535 ppm. (Die Extremwerte einiger Haupt- und Spurenelemente sowie einiger signifikanter Verhältnisse sind in Tab. 5.1 zusammengestellt.) Daraus resultieren niedrige Rb/Sr- und Rb/Ba-Verhältnisse sowie moderate Sr/Ba-Verhältnisse.

	Mittelwert	Minimum	Maximum
SiO_2	71,7	68,1	73,6
TiO_2	0,26	0,17	0,53
Al_2O_3	14,5	14,0	15,3
Fe_2O_3*	1,71	1,26	2,59
MgO	0,41	0,26	0,69
CaO	1,62	1,13	2,06
Na_2O	3,55	2,90	3,91
K_2O	3,60	2,86	4,50
P_2O_5	0,08	0,04	0,14
Rb	104	86	127
Sr	375	269	683
Ba	976	662	1535

Tab. 5.1: Zusammenstellung der Mittel- und Extremwerte einiger Haupt- und Spurenelemente sowie ausgewählter Verhältnisse der als Pluton intrudierten Nk-Granitgneise. (Hauptelement-gehalte in Gew.-%, Spurenelementgehalte in ppm)

	Mittelwert	Minimum	Maximum
Zr	163	111	311
Y	13	6	31
La	41,5	25,3	83,2
A.S.I.	1,15	1,05	1,21
Rb/Sr	0,30	0,14	0,43
Sr/Ba	0,38	0,26	0,56
Rb/Ba	0,11	0,06	0,15

Fortsetzung **Tab. 5.1.**

Die Granitgneise des Plutons besitzen SEE-Muster mit La_N/Yb_N-Verhältnissen von 10,6-1,7 und negativen Eu-Anomalien von 0,50-0,84 (Abb. 5.5).

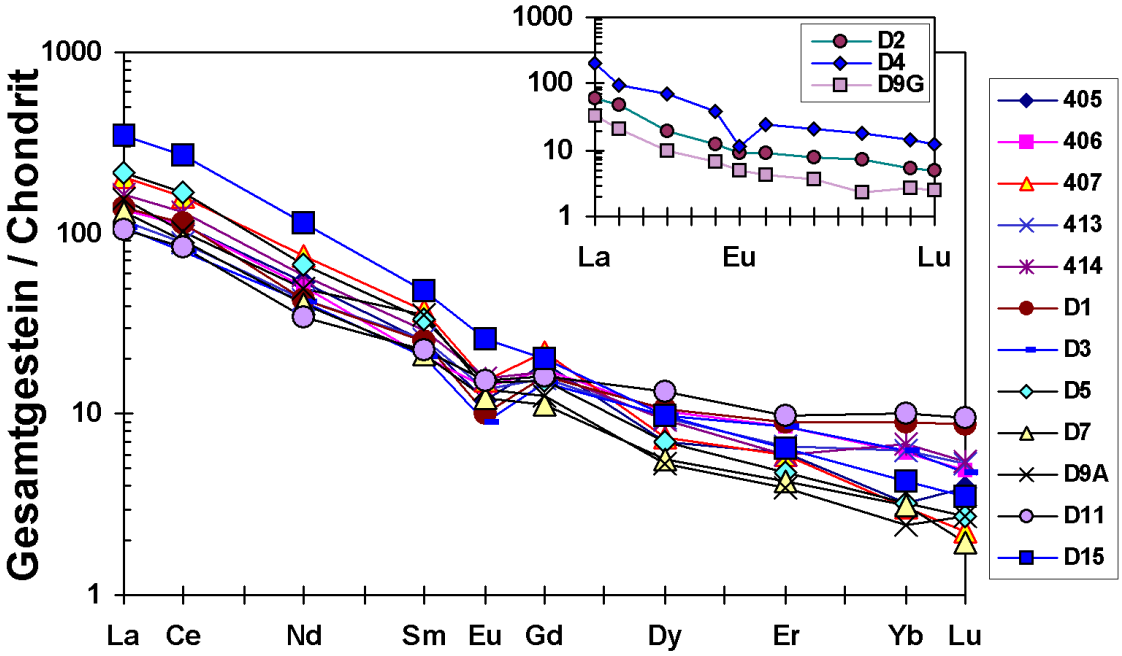


Abb. 5.5: SEE-Diagramm der als Pluton intrudierten Granitgneise. Im kleinen Diagramm („Inset“) sind jene Pluton-Granitgneise dargestellt, welche abweichende SEE-Muster aufweisen: Probe D4 hat höhere Gehalte an schweren SEE sowie eine ausgeprägte negative Eu-Anomalie, die Proben D2 und D9G fast keine negative Eu-Anomalie und niedrigere SEE-Gehalte.

Die initialen $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse – zurückgerechnet auf ein panafrikanisches Alter von 500 Ma – variieren zwischen 0,70695 und 0,71108, die $\varepsilon_{Nd(500Ma)}$-Werte zwischen -4,1 und -10,7. Dabei sind die Sr- und Nd-Isotopenverhältnisse negativ miteinander korreliert. Die Sauerstoffisotopie umfaßt einen kleinen Bereich von 9,4-10,7 ‰ (Tab. 5.2).

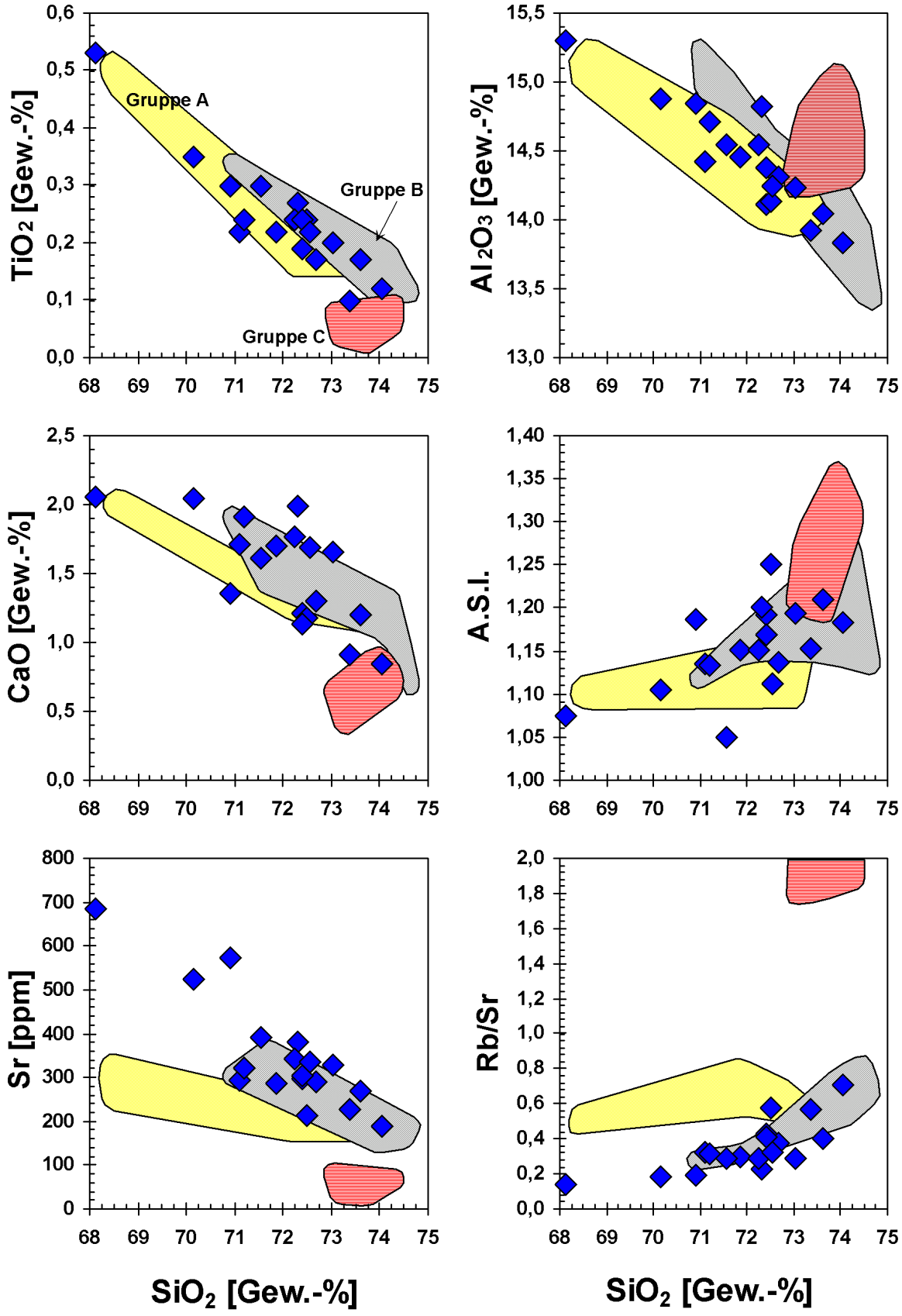


Abb. 5.6: Harker-Diagramme der als Pluton intrudierten Nk-Granitgneise (blaue Rauten). Zusätzlich als Flächen dargestellt sind die in Kap. 5.2.2 beschriebenen Gang-Granitgneise (Gruppen A, B und C).

	Mittelwert	Minimum	Maximum
$\delta^{18}O$ [‰]	10,1	9,4	10,7
$^{87}Sr / ^{86}Sr_{(500\ Ma)}$	0,70962	0,70695	0,71210
$\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$	-7,8	-10,2	-4,1

Tab. 5.2: Mittel- und Extremwerte der Sauerstoff-, Sr- und Nd-Isotopie der Granitgneise des Nk-Plutons.

5.2.1.2 Diskussion

Die Nk-Granitgneise sind aufgrund ihrer Sr-Nd-O-Isotopie als krustale Schmelzen charakterisiert. Im folgenden soll geklärt werden, ob die Schmelzentwicklung in einem geschlossenen oder offenen System stattgefunden hat, welche Schmelzbedingungen geherrscht haben und welche Gesteine als Protolith in Frage kommen.

Fraktionierende Kristallisation

Die lineare Korrelation der Haupt- und vieler Spurenelemente in Harker-Diagrammen, die für die Nk-Granitgneise des Plutons in Abb. 5.6 dargestellt ist, kann durch fraktionierende Kristallisation erklärt werden.
Die Anteile der fraktionierten Hauptmineralphasen lassen sich empirisch aus der Zusammensetzung der Ausgangs- und Endschmelze bestimmen. Hierzu eignen sich am besten die Spurenelemente Rb, Sr und Ba, deren Gehalte von den Hauptmineralphasen gesteuert werden (vgl. Harris & Inger, 1992) – im Gegensatz zu vielen anderen Spurenelementen wie Zr oder die SEE, deren Gehalte im Wesentlichen durch Akzessorien gesteuert sind (Bea, 1996).

Die Ausgangsschmelze der Pluton-Granitgneise wird von der SiO_2-ärmsten Probe D15 repräsentiert, die Restschmelze nach der Fraktionierung von der Probe D9G, welche die am stärksten entwickelte (= SiO_2-reichste) Schmelze der Pluton-Granitgneise darstellt. Mittels der in Tab. 5.3 wiedergegebenen Mineralverteilungskoeffizienten lassen sich empirisch die Gesamtverteilungskoeffizienten für Rb, Sr und Ba entsprechend der Anteile der fraktionierten Minerale ermitteln:

$$D = (\text{Anteil Pl})*(K_{d_{Pl}}) + (\text{Anteil Akf})*(K_{d_{Akf}}) + (\text{Anteil Bt})*(K_{d_{Bt}})$$

D: Gesamtverteilungskoeffizient
K_d: Mineralverteilungskoeffizient (s. Tab. 5.3)

Mit diesen empirischen Gesamtverteilungskoeffizienten ist die Zusammensetzung der Restschmelze durch die Gleichung der Reighleigh-Fraktionierung (vgl. Kap. 3.1) gegeben.

	Plagioklas	Alkalifeldspat	Biotit	Gesamtverteilungskoeffizient
Rb	0,041	0,659	3,26	0,65
Sr	4,400	3,87	0,12	3,68
Ba	0,308	6,12	6,36	2,79

Tab. 5.3: Mineralverteilungskoeffizienten von Rb, Sr und Ba in granitischen Schmelzen sowie die resultierenden Gesamtverteilungskoeffizienten bei fraktionierender Kristallisation von 22% Plagioklas, 11% Alkalifeldspat und 5% Biotit. Verteilungskoeffizienten für Plagioklas und Alkalifeldspat aus Arth (1976), Verteilungskoeffizienten für Biotit aus Hanson (1978).

Bei dieser Methode variiert man so lange die Anteile der einzelnen fraktionierten Minerale und den Anteil der Restschmelze in beiden Gleichungen, bis die bestmögliche Übereinstimmung der hypothetischen mit der natürlichen Restschmelze für alle drei Spurenelemente erreicht ist.

In Tab. 5.4 sind die Rb-, Sr- und Ba-Gehalte der Ausgangs- und Restschmelze sowie der hypothetischen Restschmelze zusammengestellt. Die hypothetische Restschmelze ergibt sich durch fraktionierende Kristallisation von 22% Plagioklas, 11% Alkalifeldspat und 5% Biotit aus der Ausgangsschmelze D15; dabei bleiben 62% der Ausgangsschmelzmenge als Restschmelze übrig. Die Übereinstimmung zwischen hypothetischer und natürlicher Restschmelze läßt die empirisch bestimmten Anteile der fraktionierten Minerale glaubwürdig erscheinen.

	Ausgangsschmelze D15	Restschmelze D9G	berechnete Zusammensetzung der hypothetischen Restschmelze
Rb [ppm]	96	133	114
Sr [ppm]	683	187	190
Ba [ppm]	1535	644	651

Tab. 5.4: Rb-, Sr- und Ba-Gehalte der Ausgangs- und Endschmelze. Daneben sind die berechneten Rb-, Sr- und Ba-Gehalte der hypothetischen Restschmelze angegeben, die durch Fraktionierung von 22% Plagioklas, 11% Alkalifeldspat und 5% Biotit aus Probe D15 generiert wurde.

In den Fraktionierungsdiagrammen (Abb. 5.7) sind die Ergebnisse der Quantifizierung visualisiert. Die Länge der Fraktionierungsvektoren für Plagioklas, Alkalifeldspat und Biotit entsprechen den Mineralanteilen, die fraktioniert werden. Der dickere, rote Pfeil resultiert aus der Addition aller drei Vektoren und gibt die Gesamtentwicklung der Schmelze durch die Fraktionierung an. Dabei bestätigt sich die gute Übereinstimmung von modellierter und natürlicher Restschmelze.

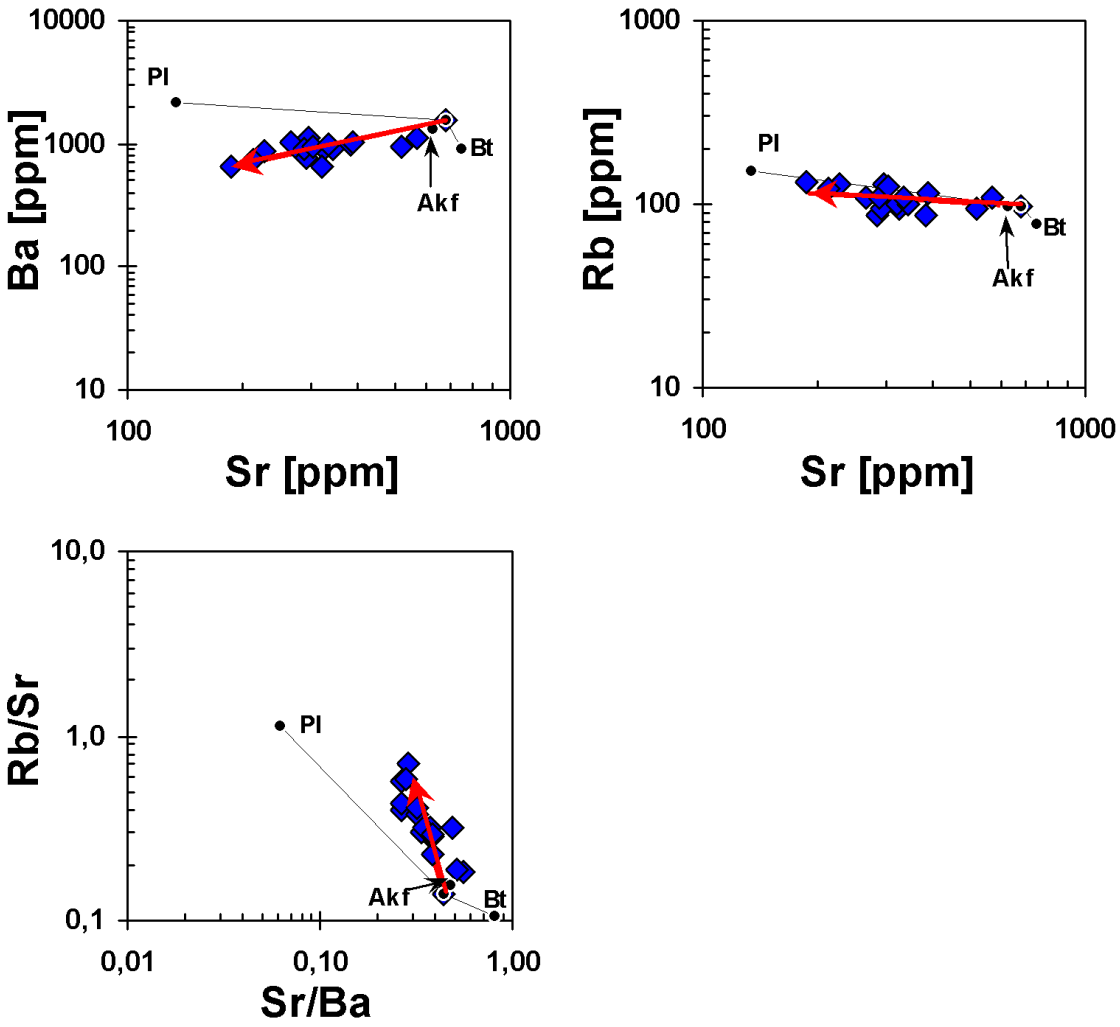


Abb. 5.7: Fraktionierungsdiagramme der Nk-Granitgneise. Die Länge der Fraktionierungsvektoren der einzelnen Minerale entsprechen ihren Anteilen an der Fraktionierung. Der resultierende, rote Pfeil gibt als Summe der drei Vektoren die gesamte Schmelzentwicklung durch Fraktionierung an. Die Variation der Spurenelemente der Pluton-Granitgneise ist durch Fraktionierung von 22% Plagioklas, 11% Alkalifeldspat und 5% Biotit zu erklären.

Die Fraktionierung einzelner Mineralphasen läßt sich für die Hauptelemente anhand von Massenbilanzen quantifizieren. Hierbei werden die Ergebnisse der Spurenelementbetrachtungen eingesetzt. Im Hinblick auf die dominierende Rolle der Plagioklas-Fraktionierung ist in Abb. 5.8 stellvertretend für die Hauptelemente CaO gegen SiO_2 dargestellt. Die Zusammensetzung der berechneten Restschmelze ist als Quadrat eingetragen. Dabei ist eine Deckung von berechneter und natürlicher Restschmelze gegeben, so daß die Ergebnisse der Hauptelementbetrachtungen den anhand von Spurenelementgehalten postulierten Fraktionierungsprozeß stützen.

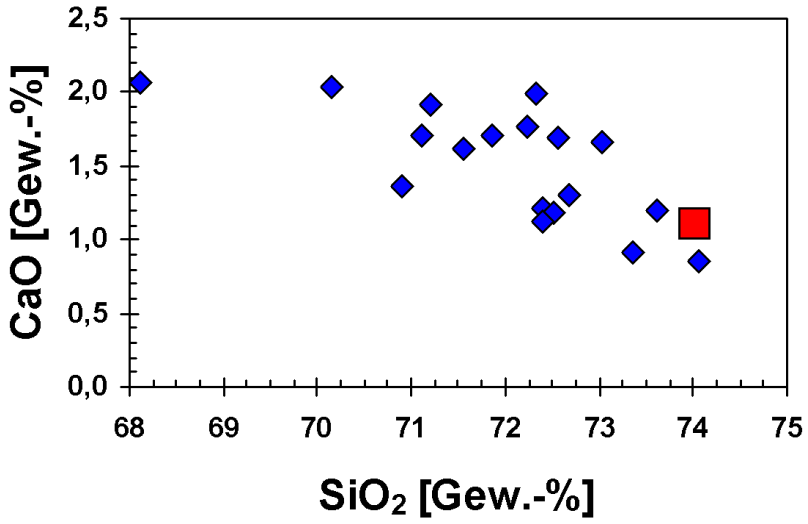


Abb. 5.8: Zusammensetzung der berechneten Restschmelze (rotes Quadrat) nach Fraktionierung von 22% Plagioklas, 11% Alkalifeldspat und 5% Biotit im Diagramm CaO gegen SiO_2. Die Übereinstimmung der berechneten Restschmelze mit der natürlichen Schmelze untermauert den anhand der Spurenelemente quantifizierten Fraktionierungsprozeß.

Neben dem soeben dargestellten Einfluß der Fraktionierung von Hauptmineralphasen auf die Entwicklung der Schmelze ist (untergeordnet) eine Fraktionierung von Akzessorien zu beobachten. Die Abnahme der TiO_2-Gehalte wird durch die Fraktionierung von etwa 1% Titanit verursacht. Die Verarmung der Schmelze an P_2O_5 ist auf die Fraktionierung von Apatit zurückzuführen, der als Einschluß in Biotit auftritt und daher gemeinsam mit seinem „Wirtsmineral“ fraktioniert wird.

Die SEE-Muster der als Pluton intrudierten Nk-Granitgneise (Abb. 5.5) ähneln durchschnittlichen SEE-Verteilungen der kontinentalen Kruste (vgl. Taylor & McLennan, 1985; Stosch, 2000a), die Granitgneise sind lediglich etwas an schweren SEE verarmt.
Mit zunehmenden SiO_2-Gehalten sinken die Gehalte an (L)SEE, gleichzeitig sinken die La_N/Yb_N-Verhältnisse (Abb. 5.9). Die Absenkung der leichten SEE wird durch die bereits erwähnte Fraktionierung von Titanit und Apatit, der als Einschluß im Biotit gemeinsam mit seinem „Wirtsmineral“ fraktioniert wird (Miller & Mittlefehldt, 1982; Bea, 1996), gesteuert. In stärker entwickelten Granitgneisen tritt kein Titanit, dafür aber Monazit auf, dessen Fraktionierung ebenfalls eine Absenkung der leichten SEE bewirkt. Den Einfluß der Monazit-Fraktionierung belegt auch die negative Korrelation der La_N/Sm_N- Verhältnisse mit den SiO_2-Gehalten (Abb. 5.9).

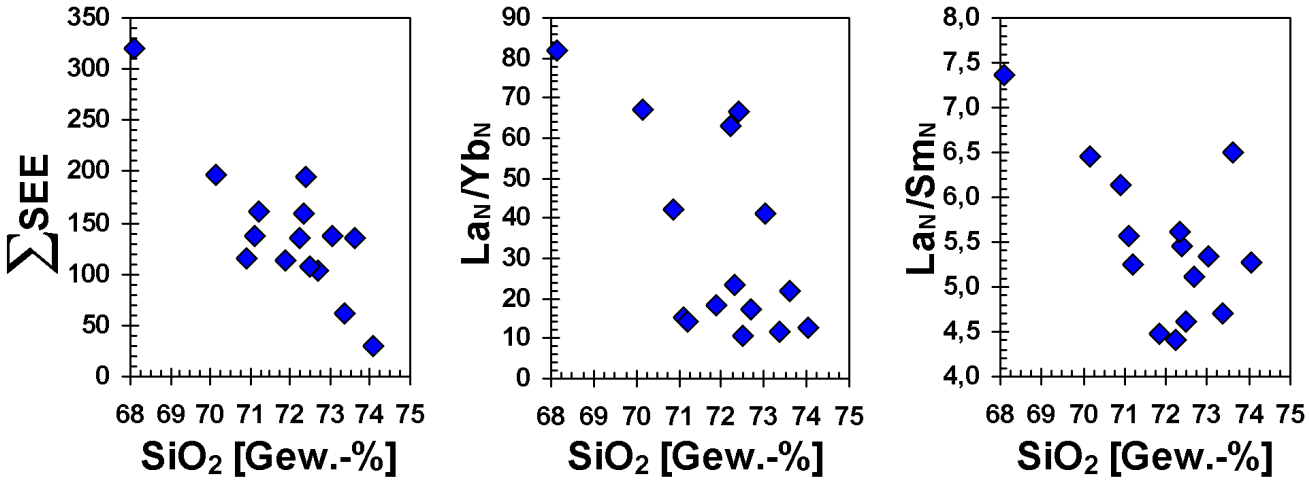


Abb. 5.9: Sowohl die Summe der (L)SEE-Gehalte als auch die La_N/Yb_N- und die La_N/Sm_N-Verhältnisse der Pluton-Granitgneise sind negativ mit den SiO_2-Gehalten korreliert.

Trotz der Fraktionierung von 22% Plagioklas wird die Eu-Anomalie der Nk-Granitgneise mit steigendem SiO_2-Gehalt nicht größer. Es ist auch keine Abhängigkeit zwischen den CaO-Gehalten und der Eu-Anomalie zu beobachten (Abb. 5.10), was aufgrund der Plagioklas-Fraktionierung zu erwarten gewesen wäre.

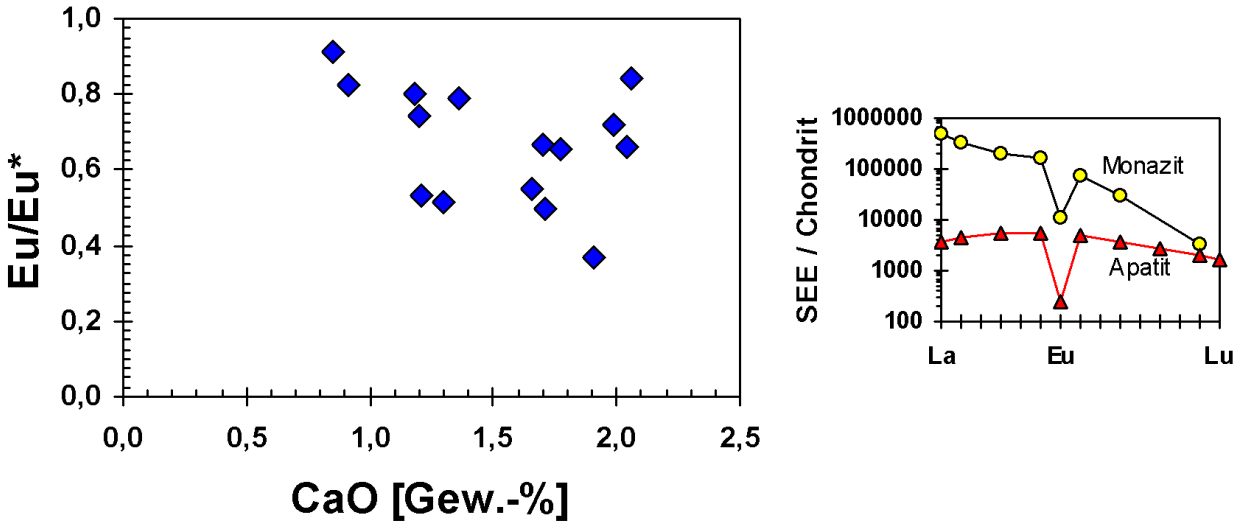


Abb. 5.10: Trotz der Fraktionierung von Plagioklas ist die Größe der Eu-Anomalie unabhängig von den CaO-Gehalten (linkes Diagramm). Eine mögliche Erklärung ist die Fraktionierung von Monazit und Apatit, deren negative Eu-Anomalien (z.B. Eu/Eu* = 0,10 bzw. 0,05; Taylor & McLennan, 1985; Sha & Chappell, 1999) aufgrund der insgesamt sehr hohen SEE-Gehalte (rechtes Diagramm) einen großen Einfluß auf die Eu-Anomalie der Schmelze hat. SEE-Daten für Monazit und Apatit aus Taylor & McLennan (1985) bzw. Sha & Chappell (1999).

Die Größe der Eu-Anomalie wird durch das Verhalten von Akzessorien manipuliert. Sowohl Monazit als auch Apatit weisen sehr hohe Gehalte an SEE, aber dabei eine markante Eu-Anomalie auf (rechtes Diagramm der Abb. 5.10). Durch die Fraktionierung dieser Akzessorien sinken die Eu-Gehalte sehr viel weniger stark ab als die anderen SEE.

Demnach kann die Größe der negativen Eu-Anomalie nicht nur durch den Anteil des fraktionierten Plagioklas', sondern in Konkurrenz dazu auch durch die Anteile der fraktionierten Akzessorien bestimmt werden.

Sr-Isotopie: Isochrone vs. Mischungslinie

Das Isochronen-Diagramm (Abb. 5.11) zeigt die Rb/Sr-Gesamtgesteinsisotopendaten der Pluton-Granitgneise. Entstammten alle Granitgneise einer einzigen Ausgangsschmelze ohne Wechselwirkung mit Fremdmaterial, sollten alle Datenpunkte auf einer Geraden liegen, die durch die Isochronengleichung beschrieben wird:

$$\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_{heute} = \left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_{i} + \left(\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}\right)_{heute} \cdot \left(e^{\lambda t} - 1\right)$$

λ: Zerfallskonstante (= $1{,}42 \cdot 10^{-11}$ a^{-1})
t: Alter der letzten Homogenisierung
[Isotopenanteile (z.B. ^{87}Sr) in mol]

Die Isochronengleichung ist eine Geradengleichung vom Typ „y = b + ax", wobei „b" der y-Achsenabschnitt und „a" die Steigung der Geraden darstellt. Aus dem Isochronendiagramm läßt sich daher im Falle einer Gesteinssuite ohne Wechselwirkung mit Fremdmaterial durch den y-Achsenabschnitt das initiale $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis der Schmelzen ablesen. Die Steigung gibt das Alter der Gesteinssuite wieder:

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln(\text{Steigung} + 1)$$

Die Sr-Isotopendaten der Pluton-Granitgneise ergeben im Isochronendiagramm (Abb. 5.11) eine Gerade, deren Steigung einem Alter von 707 $\pm$100 Ma (MSWD = 126; MSWD: "Mean Square of Weighted Deviates" = gewichtete quadratische Standardabweichung; Berechnung mit ISOPLOT; Ludwig, 2000) entspricht. Betrachtet man ein ungestörtes System, sind die analytischen Fehler der einzige Grund für eine Streuung der Punkte um die Isochrone. Dann ist der Wert der MSWD $\leq$ 2,5 (Brooks et al., 1972). Sehr viel größere Werte für die MSWD bedeuten entweder eine Unterschätzung der analytischen Fehler oder aber eine geologische Ursache für die Streuung. Im Falle der Nk-Granitgneise ist die MSWD von 126 nicht auf analytische Fehler (vgl. Anhang, Tab. A.5) zurückzuführen, sondern durch geologische Gegebenheiten zu erklären. Die Gerade im Isochronendiagramm könnte als eine Gebietsisochrone interpretiert werden, wie Haack et al. (1982) es für die panafrikanischen Granitoide des nördlichen sowie des südlichen Teils der zentralen Zone des Damara Orogens vorstellen. Die Gebietsisochrone gibt den Zeitpunkt der letzten Homogenisierung

der Sr-Isotopie wieder, die im Falle der Granitoide des nördlichen sowie des südlichen Teils der zentralen Zone des Damara Orogens in der Quellenregion stattfand (Haack et al., 1982).

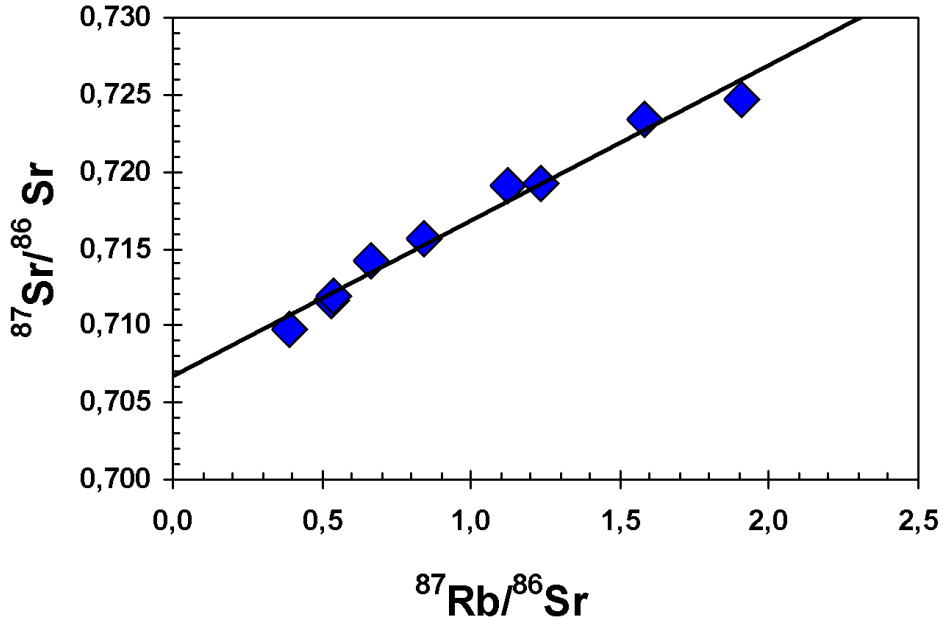


Abb. 5.11: Im Isochronen-Diagramm liegen die Nk-Granitgneise auf einer Geraden mit einer großen MSWD von 126. Diese Gerade kann Gebietsisochrone oder aber eine Mischungslinie darstellen.

Aufgrund der zu erwartenden Störungen des Rb/Sr-Systems wurden an den deformierten und metamorph überprägten Nk-Granitgneisen keine Mineral-Isochronen bestimmt. Auch das Gesamtgesteins-Alter von 707 ±100 Ma ist wegen des großen Fehlers keine verwertbare Altersinformation, zumal eine Interpretation als Mischungslinie geprüft werden muß (s.u.). Um das Intrusionsalter zu bestimmen, bieten sich diverse Geochronologie-Methoden wie beispielsweise U-Pb-Zirkon oder -Monazitalter an. Diese Methoden sind sehr aufwendig und sprengen den Rahmen dieser Arbeit, sind aber für eine konkrete Aussage über die zeitliche Beziehung der verschiedenen Intrusionen zueinander wichtig, da durch die quartäre Bedeckung im Gelände weder ein Kontakt zwischen den Granitgneisen des Plutons und den Granit-Gängen noch zwischen den Granit-Gängen untereinander zu sehen ist.

Trägt man die $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnisse gegen Sr und gegen 1/Sr auf (Abb. 5.12), plotten die Granitgneise im ersten Fall als schwach gekrümmte Hyperbel und im zweiten als Gerade. Das legt nahe, daß die Gerade aus dem Isochronendiagramm (Abb. 5.11) keine Gebietsisochrone, sondern vielmehr eine Mischungslinie darstellt. Als ein Endglied kann die am wenigsten entwickelte Probe D15 angenommen werden, das andere Endglied muß ein initiales $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis >> 0,71210 aufweisen.

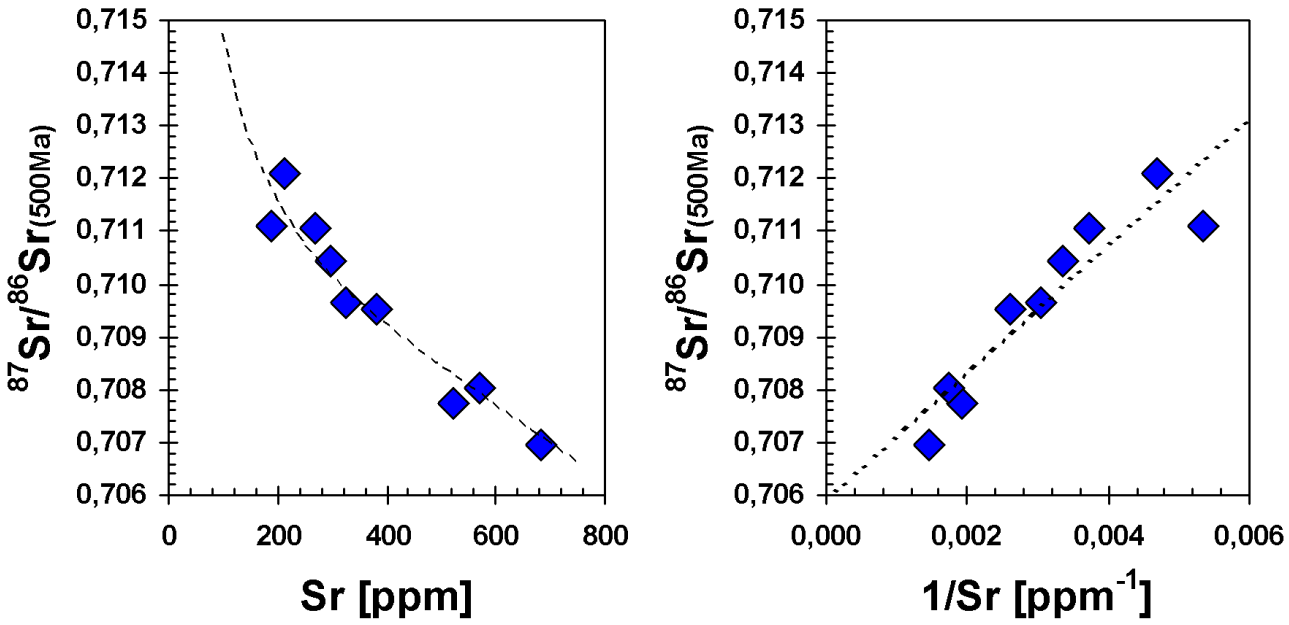


Abb. 5.12: Im Diagramm $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$ gegen Sr bilden die Pluton-Granitgneise einen schwach gebogenen Hyperbelast ab, im Diagramm $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$ gegen 1/Sr eine Gerade. Dieses Verhalten ist typisch für eine Mischung.

Da die Gerade im Isochronendiagramm eine Mischungslinie und keine Isochrone darstellt, ist das daraus berechnete Alter kein Intrusionsalter, sondern ein Mischalter zwischen dem Intrusionsalter der Nk-Granitgneise und dem Alter ihres Kontaminanten ohne direkt ablesbare geologische Relevanz. Aus diesem Grund wird für weitere Betrachtungen für alle Nk-Granitgneise pauschal ein panafrikanisches Alter von 500 Ma angenommen.

Assimilation – AFC

Ergänzend zu den eben dargestellten Sr-Isotopendaten und der daraus abgeleiteten Mischungshypothese weist die Variation der Nd- und O-Isotopie gleichermaßen auf einen Prozeß im offenen System hin, der die Magmenentwicklung durch fraktionierende Kristallisation überlagert.

Die Variation aller drei untersuchten Isotopensysteme mit SiO_2 als Maß für die fortschreitende Magmenentwicklung ist systematisch (Abb. 5.13): Mit zunehmendem SiO_2-Gehalt der Schmelze werden die $^{18}O/^{16}O$- und $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnisse größer, gleichzeitig die $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$-Werte kleiner. Der Kontaminant besitzt also höhere $\delta^{18}O$-Werte, höhere $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnisse und niedrigere ε_{Nd}-Werte als die ursprüngliche Schmelze und muß daher krustalen Ursprungs sein. Aufgrund der Sr-Nd-Isotopensignatur kommen v.a. Orthogesteine des Basements (Seth et al., 1998; Seth, 1999) oder Metasedimente bzw. S-Typ-Granite mit niedrigen $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$-Werten (McDermott & Hawkesworth, 1990, Jung et al., 1998b, 2003) als Kontaminanten in Frage (Abb. 5.14).

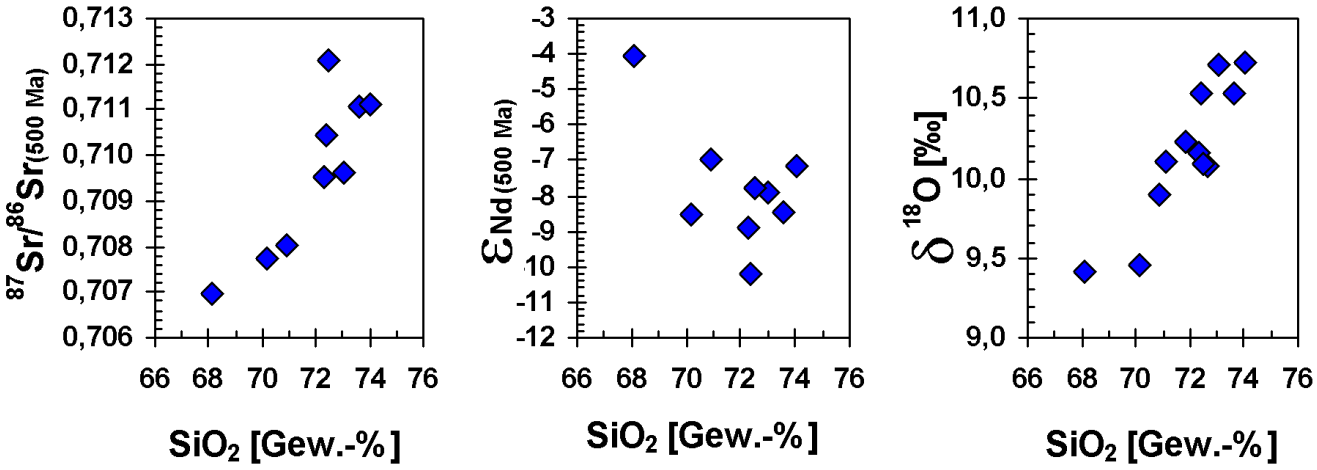


Abb. 5.13: Die systematische Variation der $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnisse, der $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$- und der $\delta^{18}O$-Werte bezüglich SiO_2 belegt den Einfluß der Kontamination als wichtigen Aspekt während der Magmenentwicklung und gibt darüber hinaus Hinweise auf die Zusammensetzung des Kontaminanten.

Der Pfad der Kontamination könnte jedoch auch in umgekehrter Richtung verlaufen. Unter der Annahme, daß die SiO_2-reichste Probe diejenige darstellt, die den geringsten Einfluß einer Kontamination aufweist (= Ausgangsschmelze), assimilieren die Schmelzen des Nk-Plutons sukzessive ein Material, das niedrigere $^{18}O/^{16}O$- und $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnisse sowie höhere $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$-Werte als die Ausgangsschmelze besitzt. Die SiO_2-ärmste Schmelze ist in diesem Fall am stärksten kontaminiert. Als möglicher Kontaminant kommt eine Schmelze aus dem lithosphärisch angereicherten Mantel in Frage. Diese Mantelschmelze intrudierte zur Entstehungszeit der granitischen Schmelzen in die untere/mittlere Kruste und mischte sich dort mit den krustalen (granitischen) Schmelzen. Dadurch ist zugleich eine zusätzliche Wärmequelle in der kontinentalen Kruste gegeben, die als Auslöser der Schmelzbildung der großflächig auftretenden Nk-Granite fungieren konnte.

Magmenmischung tritt häufig in kalkalkalinen vulkanischen Assoziationen auf (vgl. Wall et al., 1987), kann jedoch auch in Magmenkörpern eine Rolle spielen, die plutonisch intrudieren (z.B. Furman & Spera, 1985). Diese Schmelzen sind nach Wall et al. (1987; vgl. Dodge & Kistler, 1990) zumeist subaluminös, da sich nur Schmelzen mischen können, die bezüglich ihrer Dichte und Viskosität ähnlich sind (Bateman, 1995). Im Fall der Schmelzen des Nk-Plutons müßten sich im Gegensatz dazu allerdings SiO_2-reiche, hochviskose (da wasseruntersättigt) Schmelzen (73,6 Gew.-%) mit Mantelderivaten gemischt haben.
Zumindest innerhalb der SiO_2-ärmeren Nk-Granitgneise sollten schnell abgekühlte Fragmente oder Schollen der basischeren Schmelze als Hinweis auf eine Magmenmischung zu finden sein (Didier et al., 1982; Furman & Spera, 1985; Wall et al., 1987), was nicht bestätigt werden kann.

Der lineare Trend bezüglich der Hauptelemente in Harker-Diagrammen (Abb. 5.6) könnte jedoch anstelle der oben (schlüssig) dargestellten Fraktionierung von Plagioklas, Biotit und Alkalifeldspat ein Hinweis auf die Mischung einer Mantelschmelze mit einer SiO_2-reichen krustalen Schmelze sein. Diese müßte allerdings extrem stark an inkompatiblen Spurenelementen wie Zr oder schweren SEE angereichert sein ($\rightarrow$ bei 60 Gew.-% ca. 600 ppm Zr), was für Mantelschmelzen äußerst ungewöhnlich wäre.
Aus obigen Gründen ist der direkte Einfluß einer Mantelkomponente auf die Schmelzen der Nk-Granitgneise unwahrscheinlich. Als ursprünglichste Schmelze des Nk-Plutons muß – wie in vielen Magmensuiten weltweit (und vor dem Exkurs eines möglichen Manteleinflusses) – die SiO_2-ärmste angenommen werden.

Zur Charakterisierung des bzw. der Kontaminanten der Schmelzen des Nk-Plutons sind im Sr-Nd-Diagramm (Abb. 5.14) zusätzlich zu den Nk-Granitgneisen sowie den panafrikanischen Granitoiden aus dem Norden des Kaoko Belts (Seth et al., 2002) die hypothetischen Kontaminanten als Flächen eingetragen:

- Basement aus dem Norden des Kaoko Belts (Seth, 1999)
- die panafrikanischen metasedimentären Rahmengesteine der Nk-Granitgneise (diese Arbeit) sowie panafrikanische Metasedimente des Zentralen Damara Orogens (Jung et al., 1998b + unveröffentl. Daten)
- S-Typ-Granite des Zentralen Damara Orogens, die aus panafrikanischen metasedimentären Protolithen generiert wurden (Jung et al., 1998b + unveröffentl. Daten)
- S-Typ-Granite des Zentralen Damara Orogens, die aus einer orthogenen Quelle des Basements stammen (Jung et al., 2003)

Die Isotopendaten der Nk-Granitgneise, der Metasedimente und des Basements sind auf ein einheitliches panafrikanisches Alter von 500 Ma zurückgerechnet; die panafrikanischen Granitoide bekannten Alters (aus dem Norden des Kaoko Belts und S-Typ-Granite des Zentralen Damara Orogens) sind mit deren jeweiliger initialer Isotopenzusammensetzung eingetragen.

Im Sr-O-Diagramm (Abb. 5.15) wird deutlich, daß die vorliegenden Basementgesteine zu niedrige $\delta^{18}O$-Werte besitzen, um als krustaler Kontaminant für die Veränderung der Schmelzen des Nk-Plutons verantwortlich zu sein. Um eine Kontamination mit Basementmaterial zu verfolgen, müßten hypothetische Basementgesteine mit höheren $\delta^{18}O$-Werten postuliert werden.

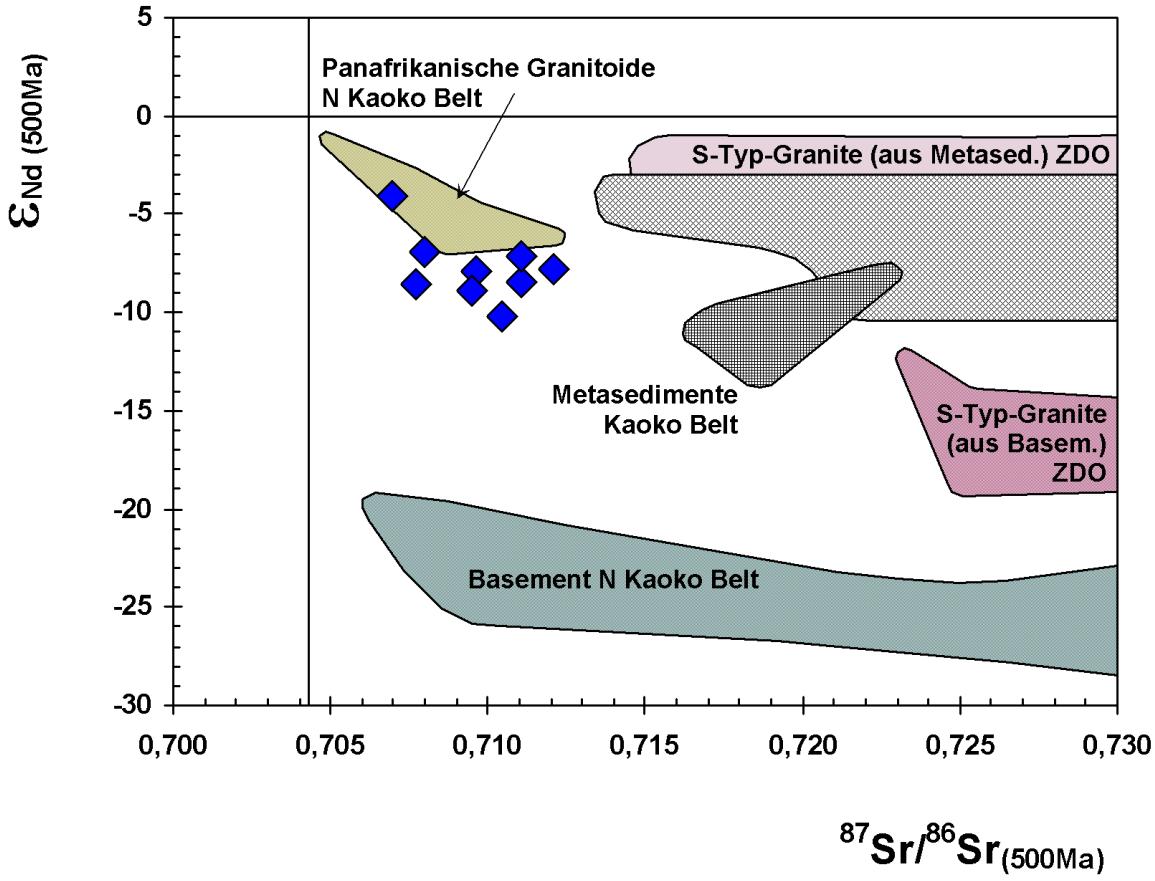


Abb. 5.14: Variation der $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnisse und $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$-Werte der Granitgneise des Nk-Plutons (blaue Rauten). Zusätzlich dargestellt sind die metasedimentären Rahmengesteine der Nk-Granitgneise, Basement und panafrikanische Granitoide aus dem Norden des Kaoko Belts (Seth, 1999, Seth et al., 2002) sowie Metasedimente des ZDO und S-Typ-Granite aus panafrikanischen, metasedimentären Protolithen des ZDO (Jung et al., 1998b + unveröffentl. Daten), außerdem S-Typ-Granite des ZDO, die aus orthogenen Basementgesteinen generiert wurden (Jung et al., 2003).

Als Kontaminant ist demnach ein krustales Material mit hohen $\delta^{18}O$-Werten sowie hohen $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnissen, aber niedrigen $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$-Werten am wahrscheinlichsten. In Frage kommen panafrikanische Metasedimente oder S-Typ-Granite, wie sie beispielsweise von Jung et al. (2003) beschrieben sind (Abb. 5.14, 5.15).

Zur Quantifizierung des AFC-Prozesses anhand der Sr-Nd-Isotopie müssen die Verteilungskoeffizienten für Sr und Nd geeignet gewählt werden. Sowohl die Sr- als auch die Nd-Gehalte nehmen im Zuge der Schmelzentwicklung ab, beide Spurenelemente verhalten sich also kompatibel (D > 1). Aus den Anteilen der Hauptmineralphasen, die fraktioniert wurden, läßt sich der Gesamtverteilungskoeffizient für Sr berechnen. Die Fraktionierung von 22% Plagioklas, 11% Alkalifeldspat und 5% Biotit ergibt einen Gesamtverteilungs-koeffizienten von 3,7 (vgl. Abschnitt „Fraktionierende Kristallisation“). Der Gesamt-verteilungskoeffizient für Nd wird nur abgeschätzt, weil Nd in Akzessorien auftritt und deren

Anteile an der Fraktionierung nicht quantifiziert ist. Der Gesamtverteilungskoeffizient für Nd wird als 1,5 angenommen.

Ferner muß das Verhältnis der Assimilationsrate zur Fraktionierungsrate festgelegt sein, das bei r ≈ 0 reine Fraktionierung und bei r = 1 100% Assimilation (= Zonenschmelzen) bedeutet. Voshage et al. (1990) legen für Granite aus der Ivrea Zone das Verhältnis als r = 0,6 fest, während Jung et al. (2002) einen AFC-Prozeß quarzdioritischer Schmelzen mit r = 0,8 beschreiben. Im Fall der Schmelzen des Nk-Plutons wird r = 0,6 festgelegt. Die Änderung dieses Verhältnisses r ändert nicht die Lage der AFC-Kurve im Sr-Nd-Diagramm, sondern variiert den Abstand der Punkte auf der Linie, es ändert also den Anteil des assimilierten Materials.

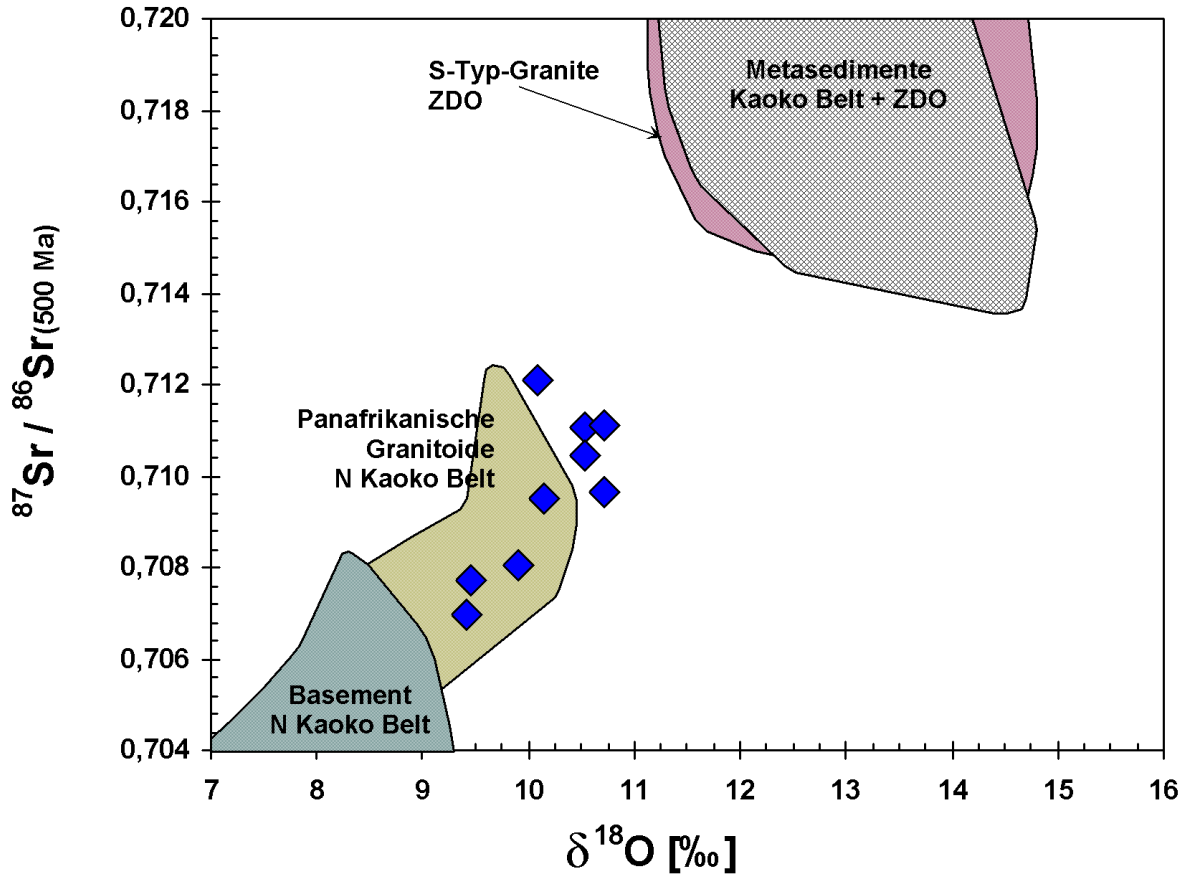


Abb. 5.15: Systematische Variation der $\delta^{18}O$-Werte mit den $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnissen der Granitgneise des Nk-Plutons (blaue Rauten). Als Flächen sind als hypothetische Kontaminanten Basement aus dem Norden des Kaoko Belts (Seth, 1999), Metasedimente des Kaoko Belts und des Zentralen Damara Orogens sowie S-Typ-Granite des Zentralen Damara Orogens (Jung et al., 1998b + unveröffentl. Daten) dargestellt.

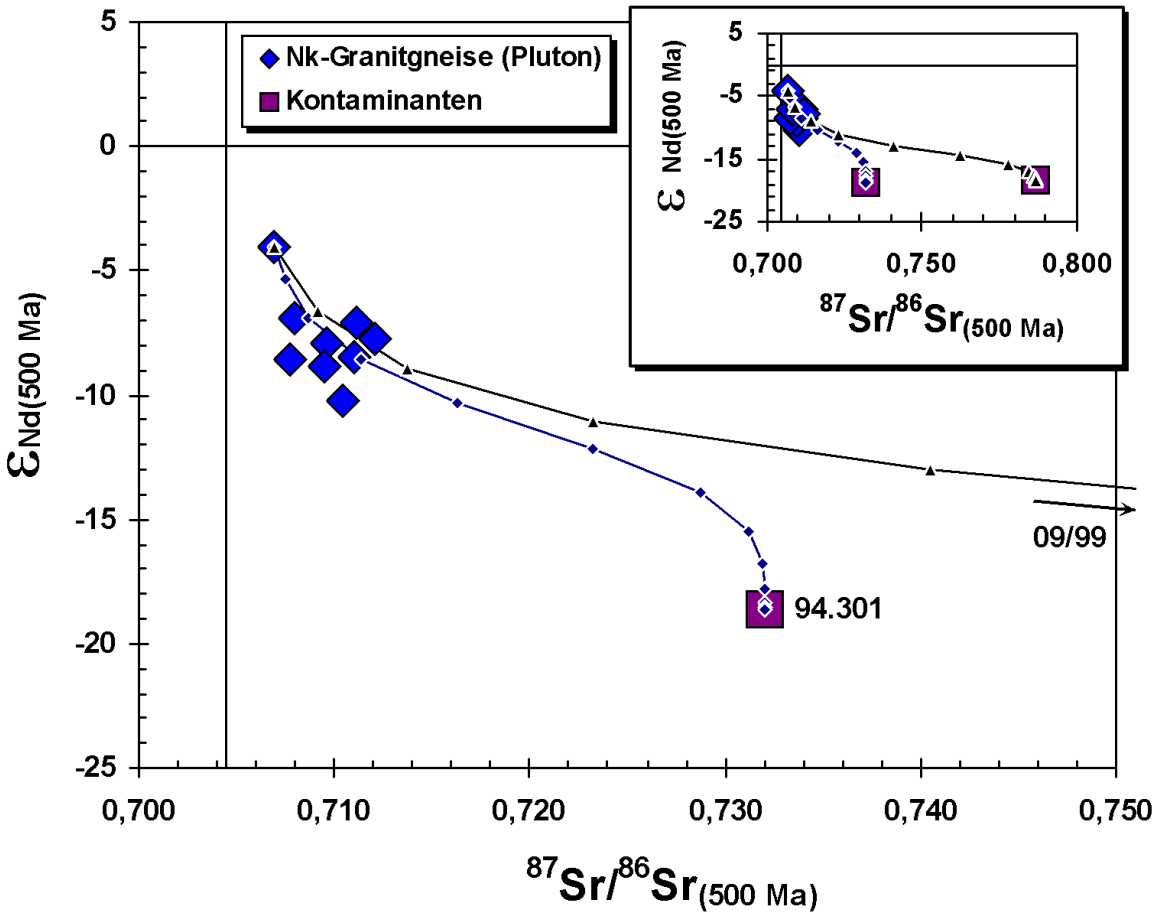


Abb. 5.16: Quantifizierung des AFC-Prozesses im Sr-Nd-Diagramm. Aufgrund der negativen Korrelation der Nk-Granitgneise kommt nur ein Kontaminant mit stark negativen ε_{Nd}-Werten in Frage; Metasedimente ähnlich den Rahmengesteinen der Granitgneise kommen nicht in Betracht. Als potentielle Kontaminanten sind S-Typ-Granite der Zentralen Damara Orogens (Jung et al., 2003) dargestellt. Die berechneten Assimilationskurven (D_{Sr} = 3,7 → durch Fraktionierung von 22%Plagioklas, 11% Alkalifeldspat und 5% Biotit festgelegt; D_{Nd} = 1,5; r = 0,6; Markierungen auf dem Assimilationspfad in Schritten zu je 5% assimilierten Materials; Auflistung der AFC-Modellierung s. Anhang, Tab A.6) mit unterschiedlichen Kontaminanten zeigen, daß Kontaminationsraten zwischen 8 und 15% ausreichen, um die Variation in der Isotopie dieser Nk-Granitgneise zu erklären. Die Streuung der Nk-Granitgneise um diese Kurven machen allerdings deutlich, daß der Krustenstapel, der für die Kontamination verantwortlich ist, heterogen zusammengesetzt sein muß. Das kleinere eingesetzte Diagramm zeigt als Übersicht die Nk-Granitgneise des Plutons sowie die Lage beider möglichen Kontaminanten.

Nach der Modellrechnung für den AFC-Prozeß von DePaolo (1981; vgl. Kap. 3.5) müssen ca. 8% des S-Typ-Granits 09/99 bzw. ≤ 15% des S-Typ-Granits 94.301 (S-Typ-Granite aus Jung et al., 2003) assimiliert werden, um die isotopisch am stärksten veränderte Schmelze des Nk-Plutons zu generieren. Die Streuung der Granitgneise um diese Kurven machen allerdings deutlich, daß der Krustenstapel, der für die Kontamination verantwortlich ist, heterogen zusammengesetzt sein muß.

Die Nd-Modellalter der Pluton-Granitgneise von durchschnittlich 1,7 Ga sind den panafrikanischen Granitoiden im Süden (Bandombaai-Komplex: 1,8 Ga; van de Flierdt et al., 2003) des Kaoko Belts ähnlich.

Ein Nd-Modellalter gibt nicht das Entstehungsalter des Magmatits an, sondern im Idealfall den Zeitpunkt der Extraktion seiner Quelle aus dem Mantel und ist in jedem Fall ein Durchschnittswert aller beteiligter Komponenten (O'Nions et al., 1983; Arndt & Goldstein, 1987). Die Nk-Granitgneise des Plutons sind allerdings nicht auf ein einziges Gestein zurückzuführen, sondern durch den eben dargestellten AFC-Prozeß verändert, so daß das Nd-Modellalter als eine Mischung aus dem Nd-Modellalter des Protoliths und dem der Kontaminanten verstanden werden muß. Der Anstieg des Nd-Modellalters mit fortschreitender Assimilation, der trotz der Korrektur der Modellalter nach Millisenda et al. (1994), bei großen bzw. kleinen $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnissen bestehen bleibt, steht dabei im Einklang mit den höheren Nd-Modellaltern der S-Typ-Granite (Abb. 5.17).

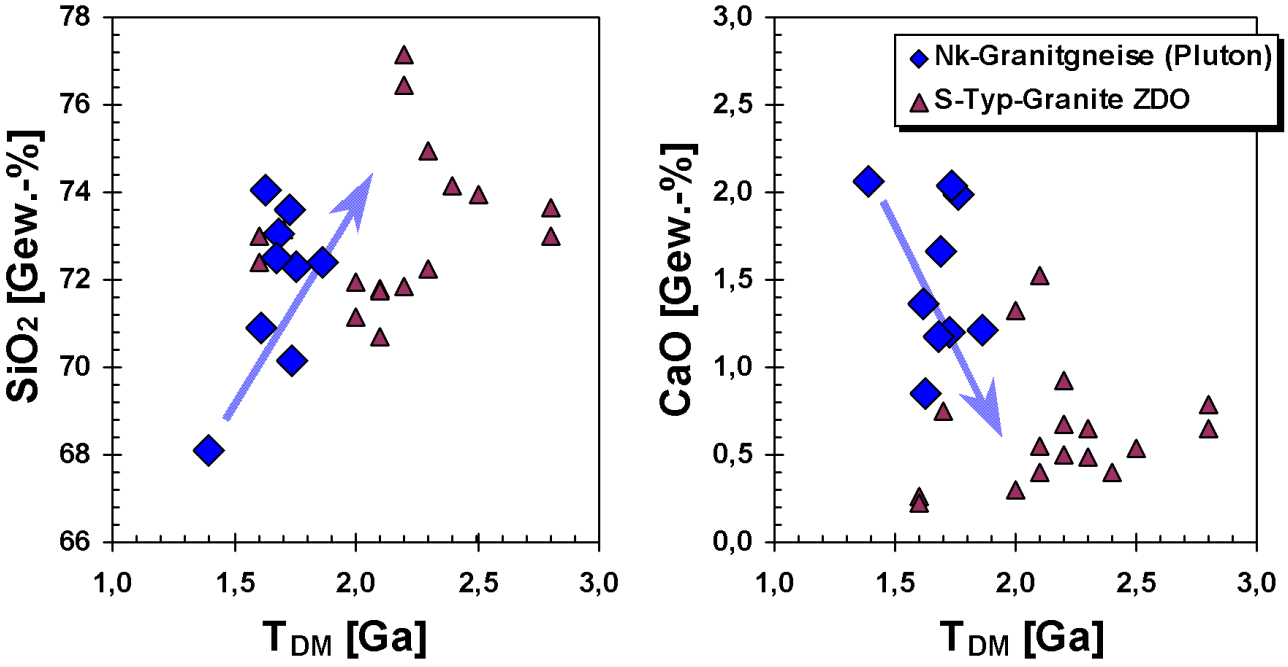


Abb. 5.17: Die Nd-Modellalter der Granitgneise des Nk-Plutons (korrigiert nach Millisenda et al., 1994) werden mit fortschreitender Schmelzentwicklung, also mit fortschreitender Assimilation panafrikanischen Materials ähnlich dem der S-Typ-Granite, höher. Dies steht im Einklang mit den höheren Nd-Modellaltern der S-Typ-Granite (Jung et al., 2003) und untermauert somit den oben beschriebenen ACF-Prozeß.

Die Nk-Granitgneise haben ähnliche Sr-Nd-O-Isotopensignaturen wie die panafrikanischen Granitoide aus dem Norden des Kaoko Belts (Seth, 1999; Seth et al., 2002), sie sind lediglich etwas zu niedrigeren ε_{Nd}-Werten verschoben und reichen nicht ganz zu ebenso niedrigen $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnissen (Abb. 5.14, Abb. 5.15). Diese panafrikanischen Granitoide aus dem Norden des Kaoko Belts wurden von Seth et al. (2002) als krustale Schmelzen aus

orthogenem Basementmaterial und panafrikanischen Metasedimenten interpretiert, was jedoch im Widerspruch zu ihrer Nd-Isotopie steht (Abb. 5.14). Statt dessen ist als Protolith dieser Granitoide ebenso wie für die Schmelzen des Nk-Plutons ein orthogenes (panafrikanisches?) Material wahrscheinlich. Die Variation bezüglich der Isotopenzusammensetzung wird dabei in Analogie zu den Schmelzen des Nk-Plutons durch untergeordnete Kontamination mit Gesteinen mit niedrigeren ε_{Nd}-Werten, aber höheren $^{87}Sr/^{86}Sr$- und $^{18}O/^{16}O$-Verhältnissen, also durch panafrikanische Metasedimente oder S-Typ-Granite, verursacht.

Schmelzbildung und Quellenregion

Die Ausgangsschmelze einer Gesteinssuite liefert unverfälschte Informationen über die Bedingungen während der Schmelzbildung und die Zusammensetzung des Protoliths. Probe D15 ist die SiO_2-ärmste Schmelze der Pluton-Granitgneise und besitzt die niedrigste O- und Sr-Isotopie, außerdem den höchsten ε_{Nd}-Wert. Aufgrund dessen wird sie als Ausgangsschmelze der Pluton-Granitgneise betrachtet.

Die Ausgangsschmelze D15 besitzt ein Na_2O/K_2O-Verhältnis von 0,83 sowie ein Rb/Sr- und Sr/Ba-Verhältnis von 0,14 bzw. 0,44. Sowohl die Na_2O/K_2O- als auch die Sr/Ba-Verhältnisse sind genauso groß wie die der Granitoide des Bandombaai-Komplex' (mit ähnlichen SiO_2-Gehalten) und der von Jung et al. (1998a) beschriebenen A-Typ-Granite im Zentralen Damara Orogen (Tab. 5.5). Die Nk-Granitgneise besitzen jedoch niedrigere Rb/Sr-Verhältnisse. Der Vergleich mit einem S-Typ-Granit des Zentralen Damara Orogens (Jung et al., 2000a) zeigt die großen Unterschiede in allen drei Verhältnissen.

	Ausgangs-schmelze D15	Granit des Bandombaai-Komplex'	A-Typ-Granit des ZDO	S-Typ-Granit des ZDO
Na_2O/K_2O	0,83	0,89	0,89	0,51
Rb/Sr	0,14	0,32	0,76	3,14
Sr/Ba	0,44	0,49	0,46	0,31
SiO_2 /Gew.-%	68,1	68,6	69,0	71,5

Tab. 5.5: Petrogenetisch wichtige Verhältnisse der am wenigsten entwickelten Schmelze D15. Zum Vergleich sind ein Granit des Bandombaai-Komplex' (Probe 375; van de Flierdt, 2000) sowie ein A-Typ und ein S-Typ-Granit aus dem ZDO (Probe S35, Jung et al., 1998a, bzw. Probe 89.66, Jung et al., 1999) angeführt. Die undifferenzierten Vertreter der Granite beschrieben zwar die jeweilige Granit-Gruppe besser, wären aber für Rückschlüsse auf die Genese der Schmelzen aufgrund der Änderung der Verhältnisse im Zuge der Schmelzentwicklung weniger aussagekräftig als die hier nebeneinander gestellten Granite mit annähernd gleichen SiO_2-Gehalten.

Die Schmelzbildung der Nk-Granitgneise fand aufgrund der Na_2O/K_2O- und niedrigen Sr/Ba-Verhältnisse – wie die der Granodiorite/Granite des Bandombaai-Komplex' und der A-Typ-

Granite des Zentralen Damara Orogens – nicht in einem H_2O-gesättigten System statt. Darauf weist auch die negative Eu-Anomalie von 0,85 hin. Bei H_2O-Überschuß während der Schmelzbildung würden die OH-haltigen Minerale stabilisiert und Plagioklas vermehrt in die Schmelzphase übergehen. Daraus resultierten ausgeprägt positive Eu-Anomalien und hohe Sr/Ba-Verhältnisse (vgl. Harris & Inger, 1992).

In Abb. 5.18 sind Felder für Hornblende-, Biotit- und Biotit-Muskovit-Dehydratationsschmelzen dargestellt, die aus Ergebnissen von Schmelzexperimenten im wasseruntersättigten System ermittelt wurden (Conrad et al., 1988; LeBreton & Thompson, 1988; Carrol & Wyllie, 1990; Beard & Lofgren, 1991; Rushmer, 1991; Skjerle & Johnston, 1993; Wolf & Wyllie, 1994; PatiñoDouce & Beard, 1995; Rapp & Watson, 1995; Montel & Vielzeuf, 1997; PatiñoDouce, 1997; Springer & Seck, 1997).

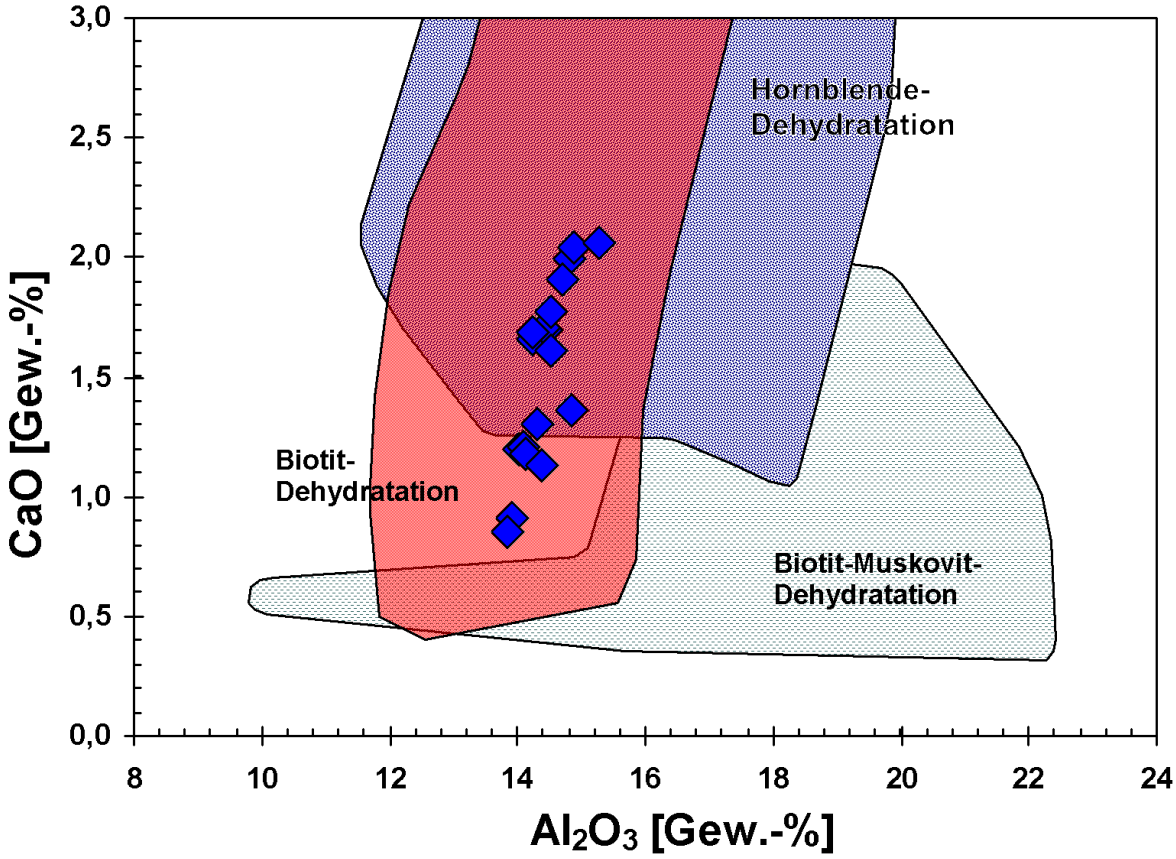


Abb. 5.18: Diskriminierungsdiagramm für Hornblende-, Biotit- sowie gekoppeltes Muskovit-Biotit-Dehydratationsschmelzen. Die Linien zur Abgrenzung von Muskovit-Biotit-, Biotit- und Hornblende-Dehydratationsschmelzen sind empirisch nach Schmelzexperimenten von Conrad et al. (1988), LeBreton & Thompson (1988), Carrol & Wyllie (1990), Beard & Lofgren (1991), Rushmer (1991), Skjerle & Johnston (1993), Wolf & Wyllie (1994), PatiñoDouce & Beard (1995), Rapp & Watson (1995), Montel & Vielzeuf (1997), PatiñoDouce (1997), Springer & Seck (1997) angegeben. Die Granitgneise des Nk-Plutons (blaue Rauten) fallen ins Feld der Biotit-Dehydratationsschmelzen im Überlappungsbereich mit der Schmelzbildung durch Hornblende-Dehydratation.

Je nachdem, welche Dehydratationsreaktion für die Schmelzbildung verantwortlich ist, besitzen die Schmelzen unterschiedliche Al_2O_3- und CaO-Gehalte. Werden Schmelzen durch Zusammenbruch von Biotit, evt. zusätzlich von Muskovit, generiert, wird die Schmelze stärker an Al_2O_3 angereichert als durch Zusammenbruch von Hornblende. Im Gegensatz dazu weisen Schmelzen durch Biotit- und/oder Hornblende-Dehydratation aufgrund der abnehmenden Stabilität des Plagioklas und des Ca-Beitrags der instabilen Hornblende höhere CaO-Gehalte als durch Muskovit-Dehydratation auf.
Neben der schmelzbildenden Reaktion beeinflußt ebenso die Zusammensetzung des Protoliths die Zusammensetzung der Schmelze. Die beiden Faktoren sind nicht voneinander zu trennen, da die Schmelzbildung aus einem Metapelit (im H_2O-untersättigten System) gewöhnlich Muskovit-Biotit-Dehydratationsschmelzen bedeutet, während in feldspatreichen Metagrauwacken oder intermediären Orthogesteinen vorrangig Biotit-Dehydratation und im Fall von Amphiboliten Hornblende-Dehydratation die schmelzbildende Reaktion darstellt.

Die am wenigsten entwickelten Schmelzen des Nk-Plutons liegen im Überlappungsbereich der Schmelzbildung durch Biotit- und Hornblende-Dehydratation (Abb. 5.18). Mit fortschreitender Entwicklung werden die Schmelzen CaO- und Al_2O_3-ärmer und liegen dann ausschließlich im Bereich der Biotit-Dehydratation. Ausschlaggebend für die schmelzbildende Reaktion ist jedoch die SiO_2-ärmste Probe D15, die im Überlappungsbereich des Biotit- und Hornblende-Dehydratationsfeldes liegt.

Der Protolith der Pluton-Granitgneise ist ein Biotit- ±Hornblende-führendes Gestein, in Frage kommen somit eine feldspatreiche Metagrauwacke oder ein intermediäres Orthogestein. Glimmerreichere Gesteine als die vorgeschlagenen Protolithe würden Schmelzen mit höheren Al_2O_3- und niedrigeren CaO-Gehalte liefern (Vielzeuf & Holloway, 1988). Zudem wären die Rb/Sr-Verhältnisse solcher Schmelzen höher und die Sr/Ba-Verhältnisse niedriger als in den Nk-Granitgneisen (Harris & Inger, 1992).

Da für den Aufschmelzungsprozeß nie „bulk melting“, sondern für natürliche Systeme in jedem Fall partielle Schmelzbildung angenommen werden muß, liefern die beiden potentiellen Protolithe – eine feldspatreiche Metagrauwacke ebenso wie ein intermediärer Magmatit – bezüglich der Haupt- und Spurenelementgehalte nicht unterscheidbare Schmelzen (vgl. Miller, 1985; Sylvester, 1998). Aufgrund der niedrigen Sr-Isotopie der als Pluton intrudierten Nk-Granitgneise ist jedoch ein orthogener Protolith wahrscheinlich.
Dieser Protolith kann ein Gestein darstellen, das erst kurz zuvor aus dem Mantel in die Kruste intrudierte. Eine solche vorausgehende Addition von Mantelmaterial zur unteren/mittleren Kruste erhöhte den Wärmefluß in dieser Region, was die Entstehung der Schmelzen des Nk-Plutons fördern konnte. Das Nd-Modellalter der am wenigsten

veränderten Probe D15 ist mit 1,39 Ga niedriger als viele der panafrikanisch gebildeten Schmelzen des Kaoko Belts und des Zentralen Damara Orogens, aber vergleichbar mit den von Jung et al. (1998a) beschriebenen A-Typ-Graniten des Zentralen Damara Orogens (T_{DM} = 1,10-1,43 Ga). Der Protolith dieser A-Typ-Graniten ist ein Metatonalit, der erst einen kurzen Zeitraum in der kontinentalen Kruste verweilt.

Temperatur während der partiellen Anatexis

Die Gehalte an LSEE, Zr und P_2O_5 in granitischen Schmelzen hängen von der Stabilität der Akzessorien Monazit, Zirkon und Apatit während der partiellen Anatexis ab. Diese wird von der Temperatur, dem H_2O-Gehalt und dem Chemismus der Schmelze beeinflußt: Nach Watt & Harley (1993) und Montel (1993) ist die Löslichkeit von Monazit und Zirkon positiv mit der Temperatur, dem H_2O-Gehalt und dem A.S.I. korreliert, gleichzeitig negativ mit dem SiO_2-Gehalt der Schmelze. Nach Bea et al. (1992) nimmt die Löslichkeit von Apatit ebenfalls mit steigender Temperatur zu. Zusätzlich wird Apatit in peraluminösen Schmelzen besser gelöst als in sub- und metaluminösen, da die Aktivität von Ca durch die hohe Al-Aktivität herabgesetzt ist und aus diesem Grund nur untergeordnet zur Bildung von Apatit zur Verfügung steht (Bea et al., 1992).

Aus der Abhängigkeit der Sättigungskonzentrationen von LSEE, Zr und P_2O_5 in der Schmelze und des Chemismus', H_2O-Gehalts und der Temperatur sind empirisch Gleichungen entwickelt worden, die zur Abschätzung der Temperatur der Schmelze genutzt werden können (Watson & Harrison, 1983; Harrison & Watson, 1984; Rapp et al., 1987; Bea et al., 1992; Montel, 1993; Watt & Harley, 1993). Diese Sättigungstemperaturen geben die Temperatur wieder, bei der das Mineral zuletzt im Gleichgewicht mit der Schmelze stand; das ist in vielen Fällen die Temperatur, bei der das Magma aus der Quelle extrahiert wurde.

Diese Sättigungstemperaturen erlauben nur dann genetische Interpretationen, wenn während des Aufstiegs des Magmas keine Fraktionierung stattgefunden hat (Miller et al., 1988, Montel, 1993) und keine ererbten Akzessorien vorhanden sind. Dabei ist ein gewisser Toleranzbereich eingeräumt: Die SEE-Thermometrie ist insofern unempfindlich, da 10% ererbter Monazit, oder wenn 10% Monazit im Residuum verbleiben, nur einen Unterschied von 10°C darstellen (Montel, 1993). Sind die Sättigungstemperaturen verschiedener Elemente in einer Schmelze konsistent, können sie für genetische Interpretationen genutzt werden.

In peraluminösen granitischen Schmelzen lassen sich Monazit-Sättigungstemperaturen nach Rapp et al. (1987) nach folgender empirischer Gleichung berechnen:

$$\ln(c_{LSEE}) = 4{,}68 - \frac{14160}{T}$$

T in K

c_{LSEE} als Gew.-Anteil [10^{-6} Gew.-%]

Zirkon-Sättigungstemperaturen lassen sich nach Watson & Harrison (1983) folgendermaßen berechnen:

$$\ln \frac{c_{Zr}^{Zirkon}}{c_{Zr}^{Schmelze}} = -3{,}80 - 0{,}85 \cdot (M-1) + \frac{12900}{T}$$

M = 1,3 (für peraluminöse Schmelzen)

c_{Zr}^{Zirkon} = 500 000 ppm

$c_{Zr}^{Schmelze}$ in ppm

Fraktionierende Kristallisation spielt für die Variation der Haupt- und Spurenelemente der Granitgneise des Nk-Plutons eine entscheidende Rolle (s.o.). Um Verfälschungen der Sättigungstemperaturen durch Fraktionierungseffekte zu minimieren, kann nur die primitivste Schmelze (Probe D15) betrachtet werden.

	D15
T_{Mnz} /°C	838
T_{Zrn} /°C	855

Tab. 5.6: Monazit- und Zirkon-Sättigungstemperaturen nach Rapp et al. (1987) bzw. Watson & Harrison (1983) des primitivsten Vertreters (Probe D15) der Granitgneise des Nk-Plutons. Diese Temperaturen sind als Gleichgewichtstemperaturen zu interpretieren, da die beiden voneinander unabhängigen Sättigungstemperaturen übereinstimmen.

Die Modellrechnungen ergeben eine Monazit-Sättigungstemperatur von 838°C und eine Zirkon-Sättigungstemperatur von 855°C (Tab. 5.6). Diese Temperaturen sind als Gleichgewichtstemperaturen zu interpretieren, da die beiden voneinander unabhängigen Sättigungstemperaturen übereinstimmen.

Die hohen Sättigungstemperaturen der Pluton-Granitgneise von etwa 850°C zeigen die hohen Temperaturen während der Schmelzbildung auf. Die Schmelzen müssen aufgrund dieser hohen Temperaturen im Grenzbereich der mittleren und unteren Kruste generiert worden sein. Die Temperatur von 850°C entspricht genau der Temperatur in Schmelzexperimenten, bei der die Schmelzmenge durch Biotit-Dehydratation sprunghaft zunimmt (vgl. Vielzeuf & Holloway, 1988).

5.2.2 Gang-Granitgneise

Die Gang-Granitgneise, die in der Umgebung des Plutons intrudiert sind, lassen sich in drei Gruppen untergliedern:

- Gruppe A: Gang-Granitgneise, die sich bezüglich vieler Haupt- und Spurenelemente sowie der Isotopie mit den Merkmalen der Pluton-Granitgneise überschneiden
- Gruppe B: Gang-Granitgneise, die aufgrund ihrer höheren δ^{18}O-Werte von den Gang-Granitgneisen der Gruppe A abzugrenzen sind
- Gruppe C: Diese Gang-Granitgneise heben sich bezüglich der Haupt- und Spurenelementgehalte von den anderen Gang-Granitgneisen ab – besonders deutlich äußert sich dies in hohen Rb/Sr-Verhältnissen. Ferner unterscheiden sich die Granitgneise dieser Gruppe von allen anderen Nk-Granitgneisen schon makroskopisch durch ihre rötliche Farbe (vgl. Kap. 5.1).

5.2.2.1 Ergebnisse

Die Gang-Granitgneise der Gruppen A und B besitzen bezüglich vieler Haupt- und Spurenelemente ähnliche Gehalte wie die Granitgneise des Plutons. Ihr SiO_2-Gehalt liegt zwischen 68,4 und 73,5 Gew.-% (Gruppe A) bzw. zwischen 70,95 und 74,7 Gew.-% (Gruppe B). Es sind – wie die Pluton-Granitgneise – peraluminöse Schmelzen, deren A.S.I. mit zunehmendem SiO_2-Gehalt von 1,09 nach 1,22 (Gruppe A) bzw. von 1,12 nach 1,28 (Gruppe B) ansteigt (Tab. 5.7).
Abb. 5.19 zeigt die Korrelation der Haupt- und Spurenelemente mit SiO_2 sowie die weitreichenden Überlappungen der Gang-Granitgneise sowohl untereinander als auch mit den Schmelzen des Plutons. Die Granitgneise der Gruppe A unterscheiden sich in ihrer Haupt- und Spurenelementgeochemie lediglich durch höhere Rb- und niedrigere Sr-Gehalte und daraus resultierenden höheren Rb/Sr- und Rb/Ba-Verhältnissen von den Pluton-Granitgneisen. Die Granitgneise der Gruppe B sind bezüglich der Haupt- und Spurenelemente nahezu identisch mit den Granitgneisen des Plutons; einzige Unterscheidungsmerkmale gegenüber den Granitgneisen des Plutons und der Gruppe A sind bezüglich der Haupt- und Spurenelemente etwas höhere MgO-Gehalte.
Die höheren Rb/Sr-Verhältnisse der Gruppe B im Vergleich zu den Pluton-Granitgneisen (Abb. 5.19) können auf die im Mittel höheren SiO_2-Gehalte zurückzuführen sein, da die Schmelzen mit steigendem SiO_2 an Sr verarmen und an Rb angereichert werden.

Die Gang-Granitgneise der Gruppe C (= Hoch-Rb/Sr-Granitgneise) heben sich von allen anderen Nk-Granitgneisen ab. Sie besitzen ausschließlich hohe SiO_2-Gehalte

(> 73,1 Gew.-%). Sie sind peraluminös (A.S.I. = 1,19-1,36) und haben niedrige, nur wenig variierende TiO_2-, Fe_2O_3-, MgO- und CaO-Gehalte, aber stark variierende Na_2O-, K_2O-, P_2O_5- und MnO-Gehalte (Abb. 5.19). Die Hoch-Rb/Sr-Granitgneise weisen bei gleichen SiO_2-Gehalten höhere Al_2O_3-, MnO- und P_2O_5- und niedrigere TiO_2- und CaO-Gehalte als die anderen Nk-Granitgneise auf. Sie haben zusätzlich niedrigere Sr- und Ba-Gehalte von 16-82 ppm bzw. 68-361 ppm sowie niedrigere HFSE-Gehalte, jedoch höhere Rb-Gehalte von 120-256 ppm. Aus diesen Rb-, Ba- und Sr-Gehalten resultieren hohe Rb/Sr- und Rb/Ba-Verhältnisse von 1,79-12,88 bzw. 0,41-3,03.

In Harker-Diagrammen sind innerhalb der Gruppe C nur selten Inter-Element-Korrelationen (z.B. MnO oder K_2O vs. SiO_2) vorhanden. Ansonsten sind angesichts der geringen Variation in den Element-Gehalten keine Interelement-Abhängigkeiten zu beobachten.

	Gruppe A	**Gruppe B**	**Gruppe C**
	Mittelwerte	**Mittelwerte**	**Mittelwerte**
SiO_2	71,37	73,34	73,69
TiO_2	0,28	0,20	0,06
Al_2O_3	14,49	14,21	14,59
Fe_2O_3*	1,77	1,36	0,79
MgO	0,49	0,45	0,14
CaO	1,50	1,22	0,61
Na_2O	3,73	3,69	3,31
K_2O	3,64	3,58	4,61
P_2O_5	0,15	0,11	0,16
Rb	133	106	175
Sr	224	221	47
Ba	791	787	175
Zr	165	124	48
Y	13	13	26
La	40	38	10
A.S.I.	1,13	1,17	1,27
Rb/Sr	0,60	0,55	5,33
Sr/Ba	0,29	0,29	0,27
Rb/Ba	0,17	0,15	1,43

Tab. 5.7: Zusammenstellung der Mittelwerte einiger Haupt- und Spurenelemente sowie ausgewählter Verhältnisse der als Gänge intrudierten Nk-Granitgneise. (Hauptelementgehalte in Gew.-%, Spurenelementgehalte in ppm)

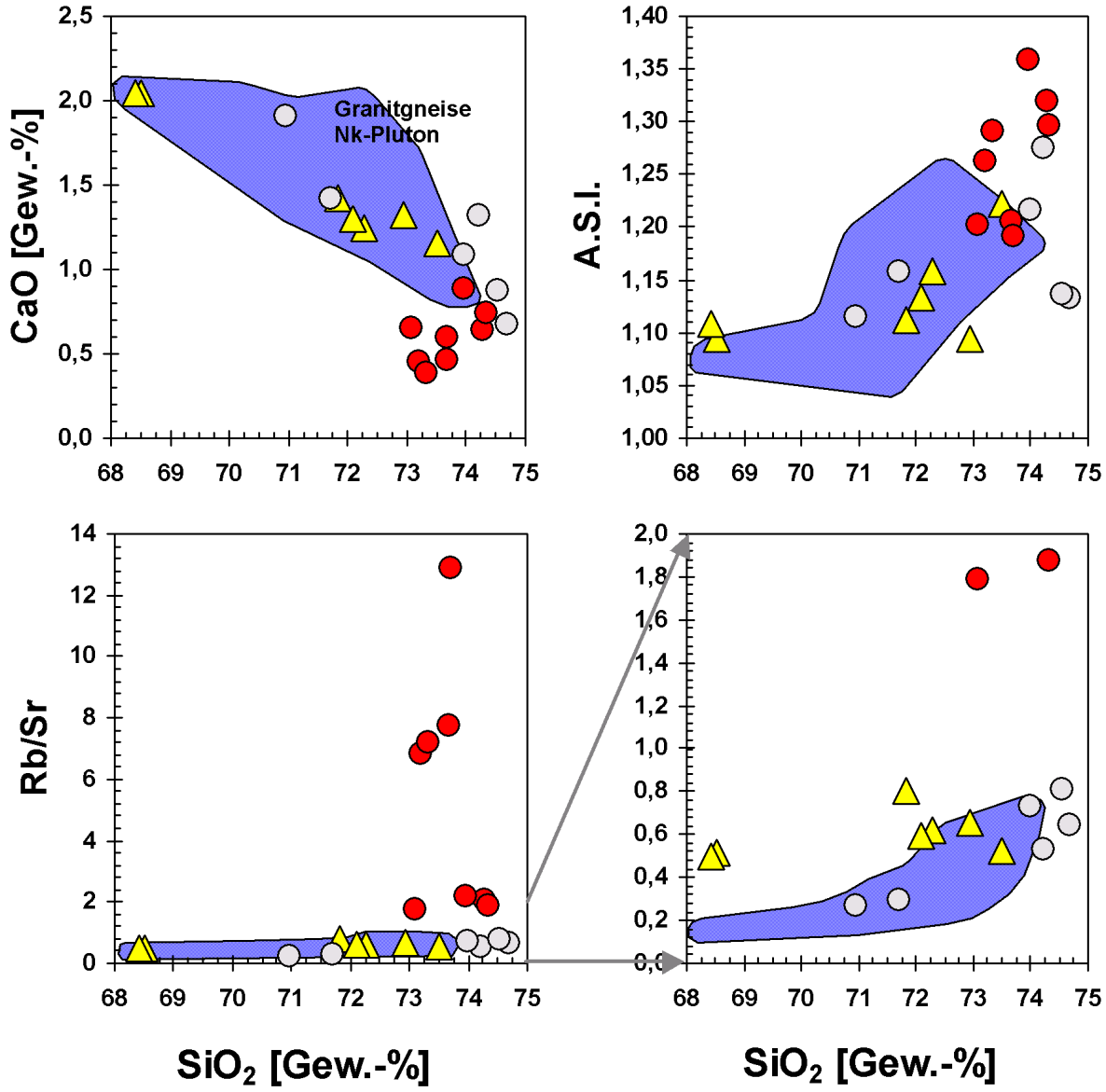


Abb. 5.19: Harker-Diagramme der als Gänge intrudierten Nk-Granitgneise (Gruppe A: gelbe Dreiecke; Gruppe B: hellgraue Kreise; Gruppe C: rote Kreise). Zusätzlich als Fläche dargestellt sind die in Kap. 5.2.1 beschriebenen Nk-Granitgneise, die als Pluton intrudiert sind.

Die als Gänge intrudierten Nk-Granitgneise besitzen SEE-Muster mit stark variierenden La_N/Yb_N-Verhältnissen von 17,1-65,5 (Gruppe A) bzw. 8,2-71,2 (Gruppe B) und negativen Eu-Anomalien von 0,52-0,59 bzw. 0,49-0,85 (Tab. 5.8; Abb. 5.20).

	Mittelwert	Minimum	Maximum
ΣSEE [ppm]	125,79	29,70	279,18
La_N / Yb_N	29,77	4,60	71,18
Eu / Eu*	0,71	0,49	0,91

Tab. 5.8: Mittel- und Extremwerte der SEE-Charakteristika der Granit-Gänge

Diese beiden Gruppen besitzen bis auf geringe Abweichungen bezüglich der Gehalte an leichten SEE (Abb. 5.20) die gleichen Muster, die auch den SEE-Mustern der Nk-Pluton-Granitgneise (vgl. Abb. 5.5) und der durchschnittlichen oberen kontinentalen Kruste ähnlich sind (Weaver & Tarney, 1980; Taylor & McLennan, 1985). Mit zunehmendem SiO_2-Gehalt der Gang-Granitgneise nehmen die Gehalte an leichten SEE ab und die La_N/Yb_N-Verhältnisse werden kleiner (Abb. 5.21).

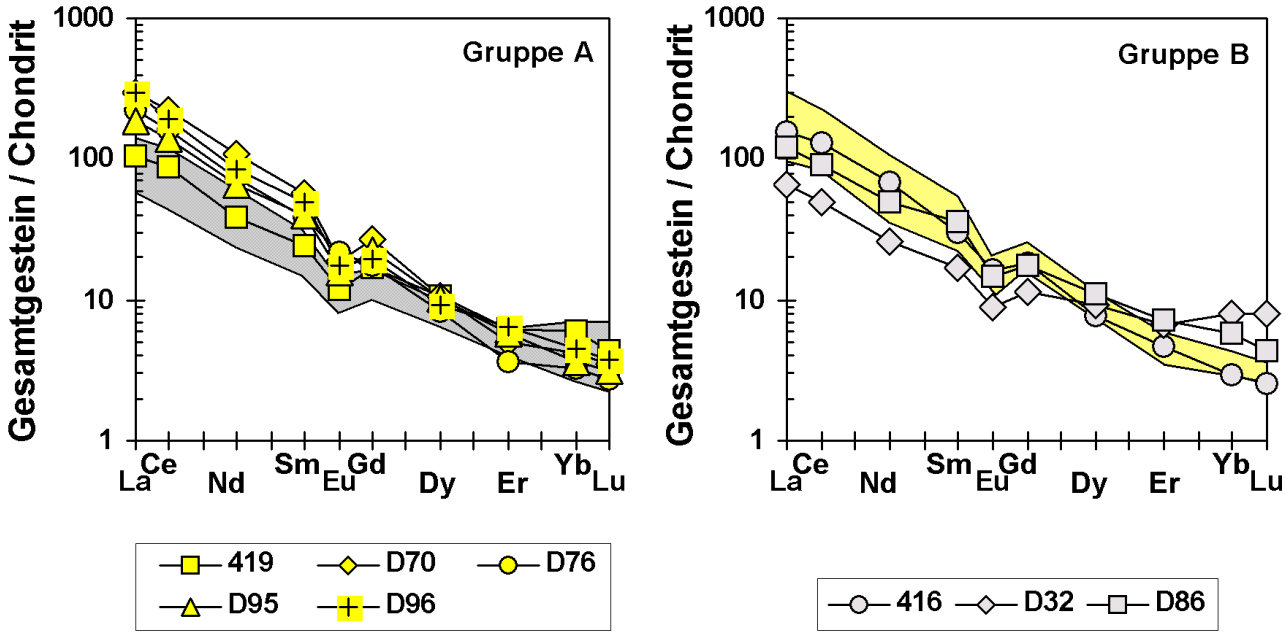


Abb. 5.20: SEE-Diagramme der Gang-Granitgneise der Gruppen A und B. Zum Vergleich sind die Muster der Gruppe B als Fläche der Gruppe A skizziert und umgekehrt. Die SEE-Muster beider Gruppen ähneln sich sehr, die Gang-Granitgneise der Gruppe A besitzen lediglich z.T. etwas höhere Gehalte an leichten SEE.

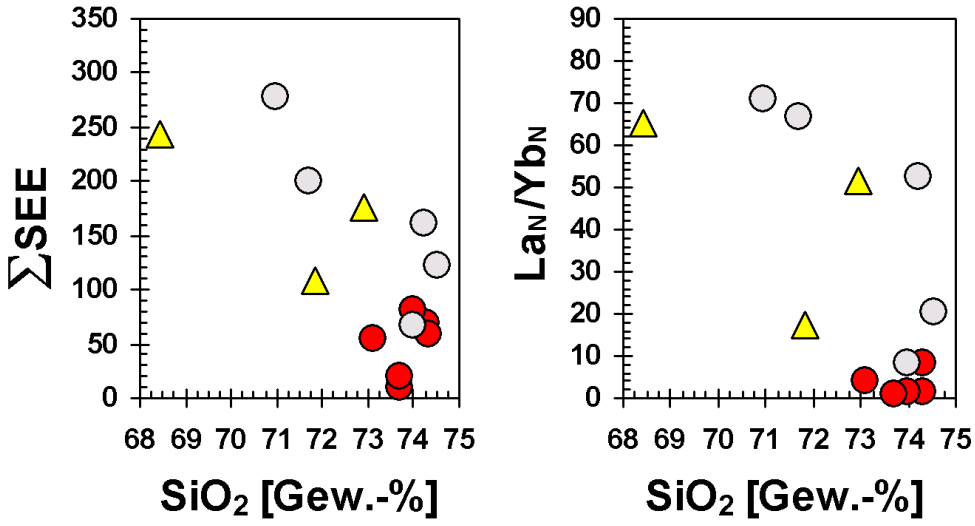


Abb. 5.21: Die Gehalte an leichten SEE (dargestellt als ΣSEE) nehmen für die Gang-Granitgneise der Gruppen A und B ab, gleichzeitig werden die La_N/Yb_N-Verhältnisse kleiner. Die Granitgneise der Gruppe C zeigen in diesen Diagrammen keine systematischen Variationen. (Gruppe A: gelbe Dreiecke; Gruppe B: hellgraue Kreise; Gruppe C: rote Kreise)

Die SEE-Muster der Hoch-Rb/Sr-Granitgneise (Gruppe C) unterscheiden sich deutlich von den anderen Nk-Granitgneisen. Diese Muster sind flache Flügelmuster (Abb. 5.22), wie sie für manche S-Typ-Granite des Zentralen Damara Orogens beschrieben werden (Jung et al., 1998b, 1999, 2000a, 2001). Die La_N/Yb_N-Verhältnisse liegen zwischen 0,87 und 8,49, die negativen Eu-Anomalien zwischen 0,23 und 0,65.

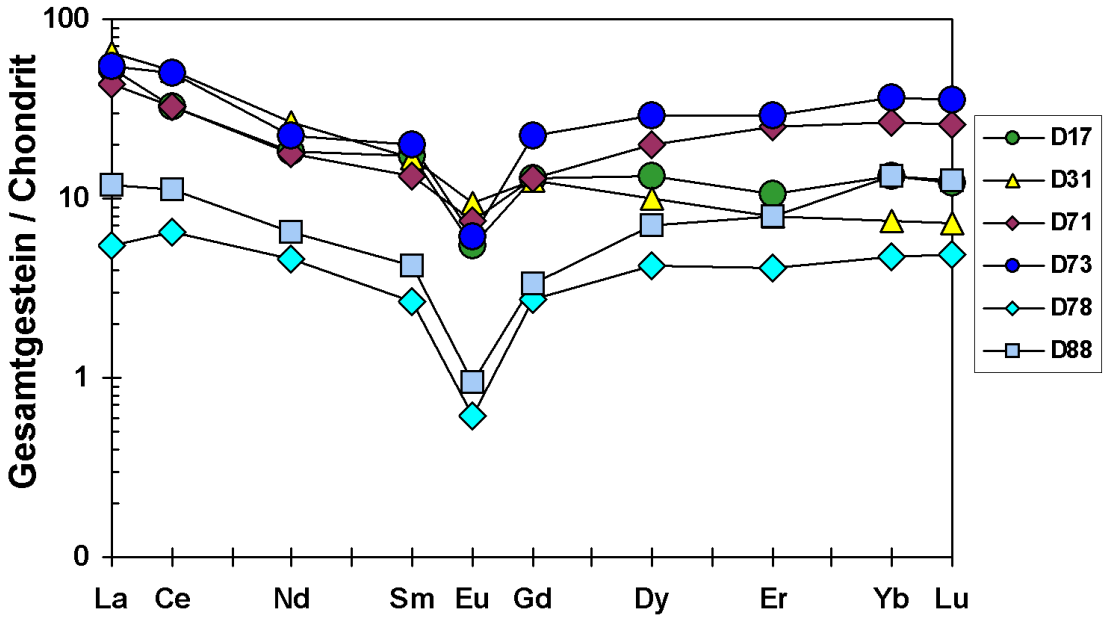


Abb. 5.22: Die SEE-Muster der Hoch-Rb/Sr-Granitgneise (Gruppe C) unterscheiden sich deutlich von den anderen Nk-Granitgneisen. Diese Muster sind zumeist flache Flügelmuster, wie sie im Zentralen Damara Orogen für S-Typ-Granite (Jung et al., 1998b, 1999, 2000a, 2001) beschrieben werden.

Die $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnisse der Gruppe A variieren zwischen 0,70962 und 0,71214, die $\varepsilon_{Nd(500Ma)}$-Werte zwischen -6,8 und -9,1. Die Sauerstoffisotopie umfaßt einen kleinen Bereich von 10,0-10,9 ‰. Damit liegen die Gang-Granitgneise der Gruppe A fast ausschließlich innerhalb des Bereichs der Pluton-Granitgneise. Die Gang-Granitgneise der Gruppe B hingegen überlappen zwar mit den stärkst entwickelten Bereichen der Pluton-Granitgneise und der Gänge der Gruppe A, reichen aber zu höheren Werten hin. Sie besitzen $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnisse von 0,71163-0,71538 und $\varepsilon_{Nd(500Ma)}$-Werte von -7,3 bis -10,3. Die $\delta^{18}O$-Werte der Gruppe B liegen zwischen 11,4 und 11,8 ‰ und unterscheiden damit diese Gneise von allen anderen Nk-Granitgneisen (Tab. 5.9).

	Gruppe A	Gruppe B	Gruppe C	Pluton-Granitgneise
$\delta^{18}O$[/‰]	10,0-10,9	11,4-11,8	10,6-10,8	9,4-10,7
$^{87}Sr / ^{86}Sr_{(500\ Ma)}$	0,70962-0,71214	0,71163-0,71538	0,71419-0,71631	0,70695-0,71210
$\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$	-6,8 - -9,1	-7,3 - -10,3	9,5	-4,1 - -10,2

Tab. 5.9: Extremwerte der Sauerstoff-, Sr- und Nd-Isotopie der Granit-Gänge. Zum Vergleich sind die Isotopendaten der Pluton-Granitgneise danebengestellt.

Von den Hoch-Rb/Sr-Granitgneisen (Gruppe C) existieren bisher nur wenige Isotopendaten. Die Sr-Isotopendaten variieren zwischen 0,71419 und 0,71631, die Nd-Isotopien liegen mit 9,5 innerhalb der Spannweite der anderen Nk-Granitgneise. Auch die $\delta^{18}O$-Werte sind mit 10,6 und 10,8 ‰ innerhalb des Intervalls der anderen Nk-Granitgneise.

5.2.2.2 Diskussion

In der Präsentation der Ergebnisse der als Gänge intrudierten Nk-Granitgneise sind die weitreichenden Überschneidungen der Gruppen A und B mit den als Pluton intrudierten Nk-Granitgneisen sowohl bezüglich der Haupt- und Spurenelemente als auch der Sr-Nd-Isotopie aufgezeigt (Abb. 5.19; Abb. 5.21). Lediglich die Hoch-Rb/Sr-Granitgneise (Gruppe C) heben sich deutlich davon ab. Letztere sind bei gleichen SiO_2-Gehalten Al_2O_3-, MnO- und P_2O_5-reicher, teilweise auch Rb-reicher, und Sr- und Ba-ärmer. Sie stellen keine Fraktionierungsprodukte der in der Nachbarschaft ebenfalls gangförmig intrudierten Granitgneise oder der Granitgneise des Plutons dar, sondern müssen als eigenständige Gruppe verstanden werden.

Fraktionierende Kristallisation und Assimilation

Die lineare Korrelation von TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, MgO, CaO, Sr sowie der HFSE mit SiO_2 innerhalb der Gang-Granitgneise der Gruppen A und B ist ein Hinweis auf fraktionierende Kristallisation. Dabei ist – wie in vielen Graniten weltweit – eine Fraktionierung von Plagioklas und Biotit sowie von Akzessorien, namentlich von Titanit, Monazit und Zirkon, anzunehmen. Eine Quantifizierung der Fraktionierung kann für die Gang-Granitgneise nicht erfolgen, da der Fraktionierung von Plagioklas und Biotit eine Akkumulation von Alkalifeldspat und Muskovit überlagert sein muß, wie die mit ansteigenden SiO_2-Gehalten gleichbleibenden K_2O-Gehalte und die mit SiO_2 geringfügig negativ korrelierten Ba- und Rb-Gehalte zeigen. Eine Quantifizierung der Überlagerung von Fraktionierung und Akkumulation ließe eine zu große Variationsmöglichkeit zu, da die Modellrechnung in einem unterbestimmten System erfolgen würde.

Innerhalb der Hoch-Rb/Sr-Granitgneise lassen die hohen SiO_2-Gehalte zwischen 73,1 und 74,3 Gew.-% weitreichende Fraktionierungsprozesse unwahrscheinlich erscheinen, da die Schmelzen hochviskos sind (vgl. Rice, 1981; Pitcher, 1987). Dem entsprechend erscheinen die Granitgneise in Harker-Diagrammen (Abb. 5.19) als Punktwolken und nicht mit linearen Trends.

Auch die sehr unterschiedlichen SEE-Muster der Hoch-Rb/Sr-Granitgneise lassen sich nicht durch Fraktionierung einzelner Mineralphasen aus einem Stammagma herleiten, da die SEE-Muster nicht parallel zu kleineren Werten verschoben sind, sondern verschieden steil sind

sowie unterschiedlich große negative Eu-Anomalien aufweisen, die nicht systematisch mit abnehmenden CaO- und Sr-Gehalten größer werden. Die Variation der SEE und auch der Haupt- und Spurenelemente der Hoch-Rb/Sr-Granitgneise muß also eine andere Ursache als die Fraktionierung aus einem einzigen Stammagma haben. Anzunehmen ist eine Generation der Hoch-Rb/Sr-Granitgneise aus räumlich voneinander getrennten Quellen, aus denen einzelne Schmelzkörper extrahiert wurden. Die geringe Variation bezüglich der Haupt- und Spurenelemente kann dabei durch unterschiedliche Schmelzgrade entstehen.

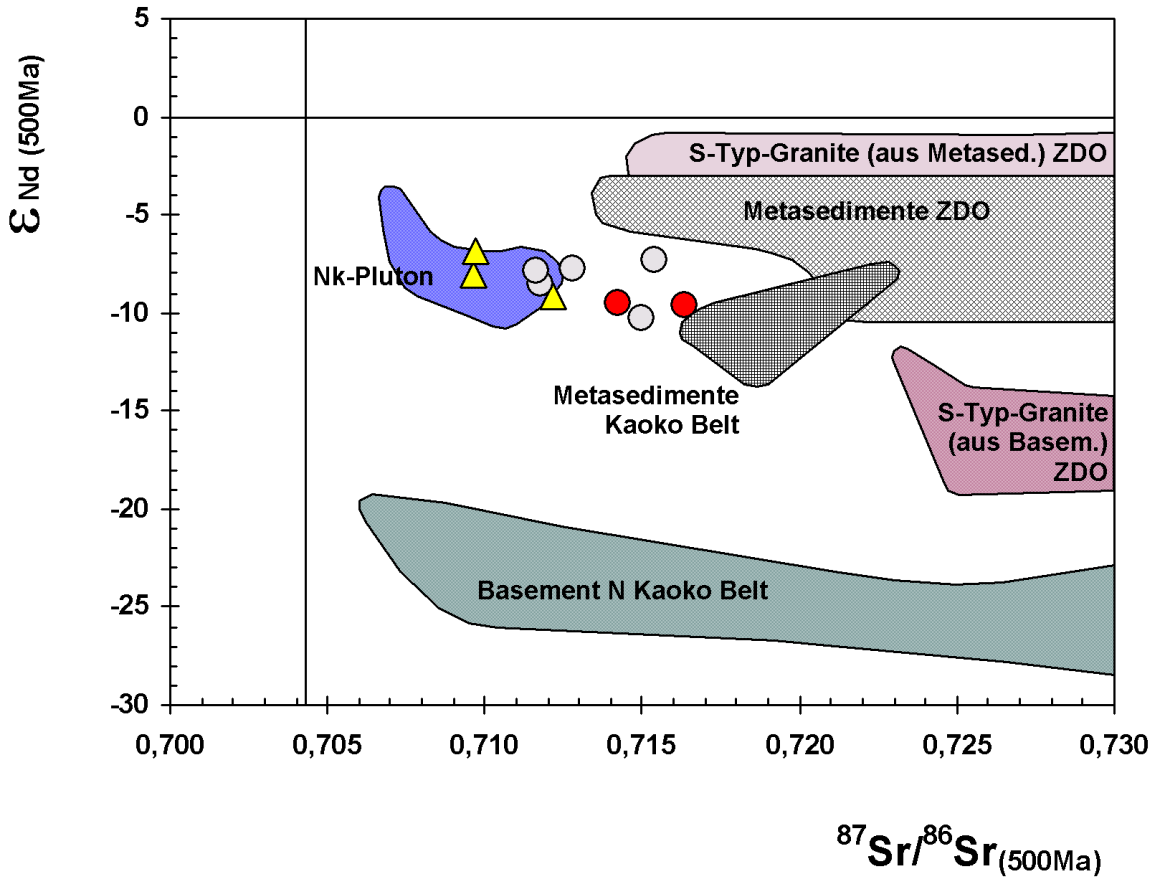


Abb. 5.23: Sr-Nd-Diagramm der als Gänge intrudierten Nk-Granitgneise (Gruppe A: gelbe Dreiecke; Gruppe B: hellgraue Kreise; Gruppe C: rote Kreise). Zusätzlich dargestellt sind die metasedimentären Rahmengesteine der Nk-Granitgneise, außerdem als Flächen die als Pluton intrudierten Nk-Granitgneise, Basement aus dem Norden des Kaoko Belts (Seth, 1999) sowie Metasedimente (Jung et al., unveröffentl. Daten; McDermott & Hawkesworth, 1990) und S-Typ-Granite des ZDO (Jung et al., 1998b). Die als Gänge intrudierten Nk-Meta-Granite liegen in einem Bereich, der zwischen den als Pluton intrudierten Nk-Granitgneisen beginnt und zu einer Isotopie hinführt, wie sie die metasedimentären Rahmengesteine der Nk-Granitgneise aufweisen. (Randbedingungen zur AFC-Modellierung: D_{Sr} = 3,5; D_{Nd} = 1,5; r = 0,6)

Die Sr-Nd-O-Isotopie weist alle als Gänge intrudierten Nk-Granitgneise als krustale Schmelzen aus. Die Gang-Granitgneise der Gruppe A liegen im Sr-Nd-Diagramm zwischen den Pluton-Granitgneisen, die Schmelzen der Gruppe B beginnen bei Sr-Nd-Isotopien vergleichbar mit den stärkst kontaminierten Pluton-Granitgneisen und reichen zu initialen

$^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnissen von 0,71512 und initialen ε_{Nd}-Werten von -10,2. Die Hoch-Rb/Sr-Granitgneise (Gruppe C) schließen daran an und erreichen ähnliche Werte wie die metasedimentären Rahmengesteine (Abb. 5.23). Aufgrund der Variation bezüglich der Sr-Nd-O-Isotopie sind die Meta-Granite der einzelnen Gruppen jeweils auf isotopisch unterschiedliche Protolithe zurückzuführen.

Die $\delta^{18}O$-Werte der Granit-Gänge der Gruppe A und der Hoch-Rb/Sr-Granitgneise (Gruppe C) sind den stärker modifizierten Granitgneisen des Plutons ähnlich, während die Granitgneise der Gruppe B deutlich höhere $\delta^{18}O$-Werte besitzen. Diese höheren $\delta^{18}O$-Werte sind allerdings nicht auf Alteration zurückzuführen, da diese Gesteine keine höheren Glühverluste (L.O.I.) als die Granitgneise mit niedrigeren $\delta^{18}O$-Werten aufweisen (Abb. 5.24). Die Ursache der höheren $\delta^{18}O$-Werte ist in verschiedenen Quellen zu suchen. So muß die Quelle für die Gänge mit den erhöhten $\delta^{18}O$-Werten (Gruppe B) stärker alteriert gewesen sein, vermutlich durch den Eintrag von alteriertem vulkanischem Material.

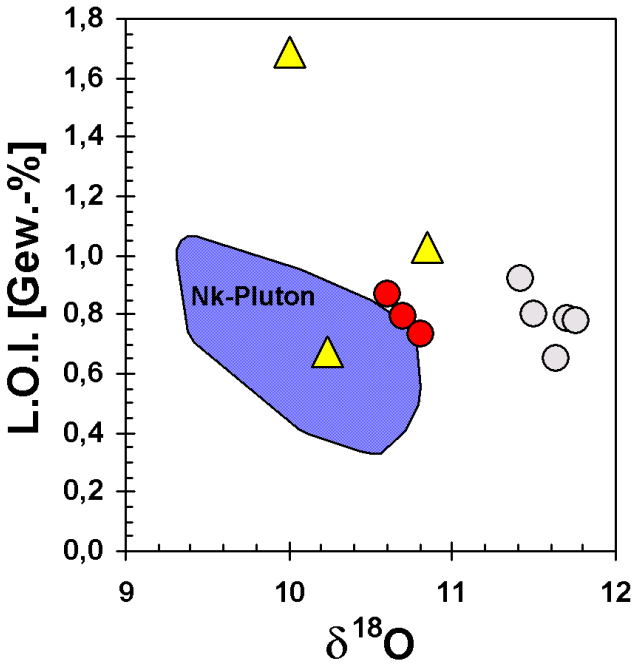


Abb. 5.24: Die Hoch-$\delta^{18}O$-Granitgneise (= Gruppe B) besitzen keine höheren Glühverluste (L.O.I.) als die Nk-Granitgneise mit niedrigeren $\delta^{18}O$-Werten. Eine Erhöhung der $\delta^{18}O$-Werte durch Alteration der Granitgneise kann daher ausgeschlossen werden. Statt dessen sind die höheren $\delta^{18}O$-Werte auf eine stärker alterierte Quelle zurückzuführen, vermutlich durch den Eintrag von alteriertem vulkanischem Material. (Gruppe A: gelbe Dreiecke; Gruppe B: hellgraue Kreise; Gruppe C: rote Kreise)

Die Variation der Haupt- und Spurenelement-Gehalte sowie der Isotopenverhältnisse innerhalb der Gruppen A und B lassen sich durch einen AFC-Prozeß erklären (Abb. 5.25). Dabei müssen für die Gruppen A und B jeweils nur kleine Mengen (5-7%; Randbedingungen

zur AFC-Modellierung: D_{Sr} = 3,5; D_{Nd} = 1,5; r = 0,6) metasedimentären Materials, wie es beispielsweise von McDermott & Hawkesworth (1990) aus dem Khan beschrieben ist, assimiliert werden. Denkbar wäre auch ein Kontaminant, der den metasedimentären Rahmengesteinen der Gang-Granitgneise gleicht. Dann wären die Kontaminationsraten jedoch mit bis zu 18% sehr groß und nur in heißen Schmelzen möglich.

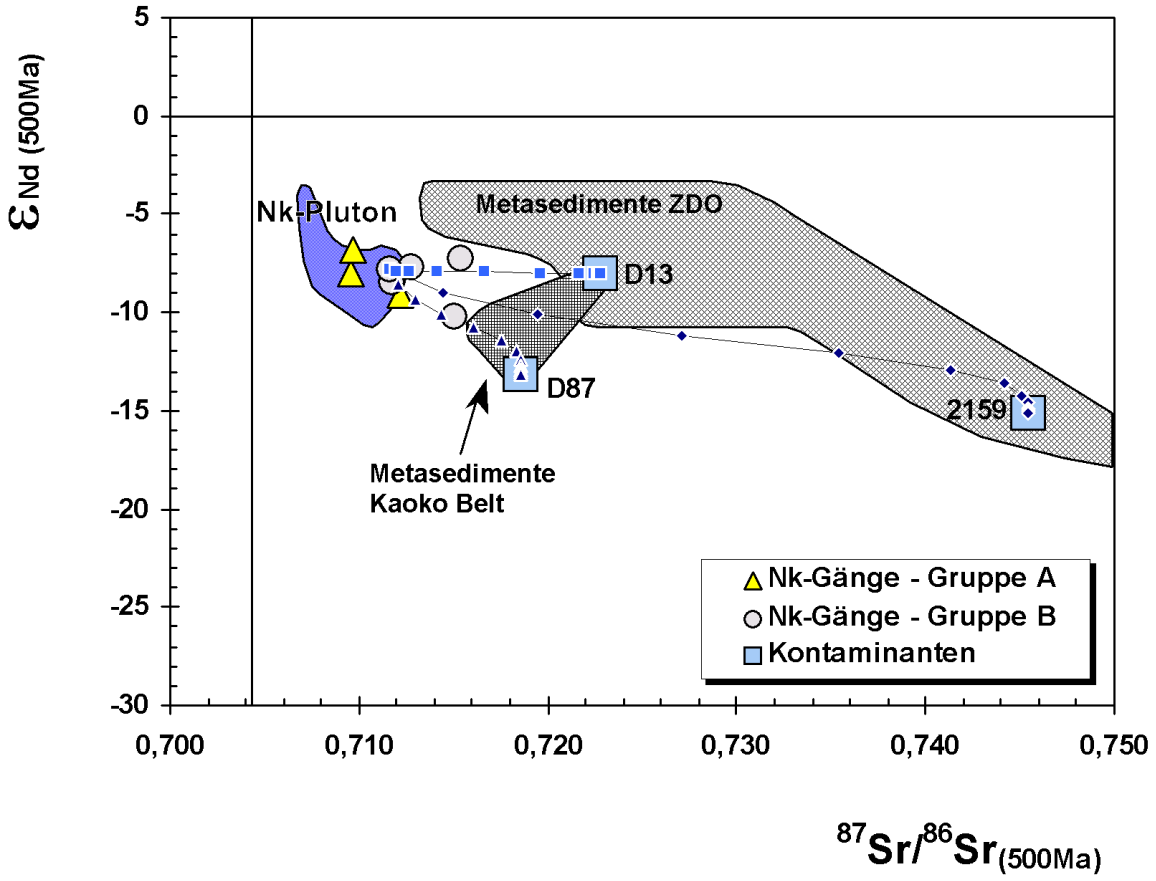


Abb. 5.25: Kontaminationspfade der Gang-Granite der Gruppe B mit metasedimentärem Material; die Anteile des Kontaminanten sind in 5%-Schritten markiert (Auflistung der AFC-Modellierung s. Anhang, Tab A.6). Die Variation in der Sr-Nd-Isotopie läßt sich für die Gang-Granitgneise der Gruppe B durch Assimilation kleiner Mengen (5-7%) metasedimentären Materials, z.B. mit Metasediment 2159 (Khan; McDermott & Hawkesworth, 1990), erklären. Denkbar wäre auch ein Kontaminant, der den metasedimentären Rahmengesteinen der Gang-Granitgneise gleicht; dann wären allerdings bis zu 18% des Kontaminanten nötig. Da die Sr- und Nd-Gehalte der Gruppe A nicht stark vom am wenigsten entwickelten Meta-Granit der Gruppe B abweicht, gelten für diese Gruppen ähnliche Kontaminationsraten bei den gleichen metasedimentären Kontaminanten.

Quellenregion und Schmelzbildung

Die Gang-Granitgneise der Gruppen A und B sind trotz der verschiedenen Sauerstoffisotopien sehr ähnlich. Sie besitzen gleiche Na_2O/K_2O-Verhältnisse sowie negative Eu-Anomalien, die denen der Pluton-Granitgneise ähneln. Die Rb/Sr-Verhältnisse sind ebenfalls niedrig, jedoch etwas höher als die der Pluton-Granitgneise, die Sr/Ba-Verhältnisse

sind kaum niedriger (Tab. 5.10). Plagioklas war während der Aufschmelzung eine residuale Phase. Da eine zusätzliche fluide Phase die Stabilität von Plagioklas herabsetzen würde, kann eine solche bei der Generierung der Schmelzen ausgeschlossen werden.

	Gang-Granitgneise Gruppe A	Gang-Granitgneise Gruppe B	Gang-Granitgneise Gruppe C	Pluton-Granitgneise
Na_2O/K_2O	1,04	1,11	0,75	0,96
Rb/Sr	0,60	0,55	5,33	0,35
Sr/Ba	0,29	0,29	0,27	0,37
Eu/Eu*	0,56	0,66	0,39	0,67

Tab. 5.10: Petrogenetisch wichtige Verhältnisse (Mittelwerte) der als Gänge intrudierten Nk-Granitgneise und im Vergleich dazu die Mittelwerte der Pluton-Granitgneise

Die Schmelzbildung erfolgte für die Meta-Granite der Gruppen A und B durch Biotit-(±Hornblende-) Dehydratationsschmelzen, wie das Protolith-Diagramm (Abb. 5.26) veranschaulicht. Die Granit-Gänge der Gruppe A liegen im gleichen Bereich wie die Granitgneise des Plutons, die der Gruppe B reichen auch zu kleineren Al_2O_3 und CaO-Werten. Dieser Trend in Richtung der niedrigeren Al_2O_3 und CaO-Werte wird durch die fortschreitende Entwicklung der Schmelze hervorgerufen.

Als Protolith ist für die Gruppen A und B aufgrund der Lage im Protolith-Diagramm (Abb. 5.26) und der niedrigen Rb/Sr- und Rb/Ba-Verhältnisse – wie für den Pluton – ein Muskovit-armes, Biotit-führendes Gestein, also ein intermediärer Magmatit oder eine feldspatreiche Metagrauwacke plausibel. Da in natürlichen Systemen davon auszugehen ist, daß die Quellenregion nur im Idealfall aus einem einzigen Protolith besteht, häufig jedoch mehrere Gesteinstypen nebeneinander vorliegen, ist es möglich, daß in der Quellenregion der Nk-Granite intermediäre Orthogesteine neben feldspatreichen Metagrauwacken auftreten. Ein solches Nebeneinander kann überdies den Anteil der gebildeten Schmelze erhöhen (Skjerle et al., 1993). Unter der Annahme einer solchen uneinheitlich zusammengesetzten Quellenregion, in der sich die feldspatreichen Metagrauwacken isotopisch nicht von den intermediären Orthogesteinen abheben müssen, können die höheren $\delta^{18}O$-Werte der Granitgneise der Gruppe B beispielsweise vom Eintrag alterierten vulkanischen Materials in die Metagrauwacken herrühren.

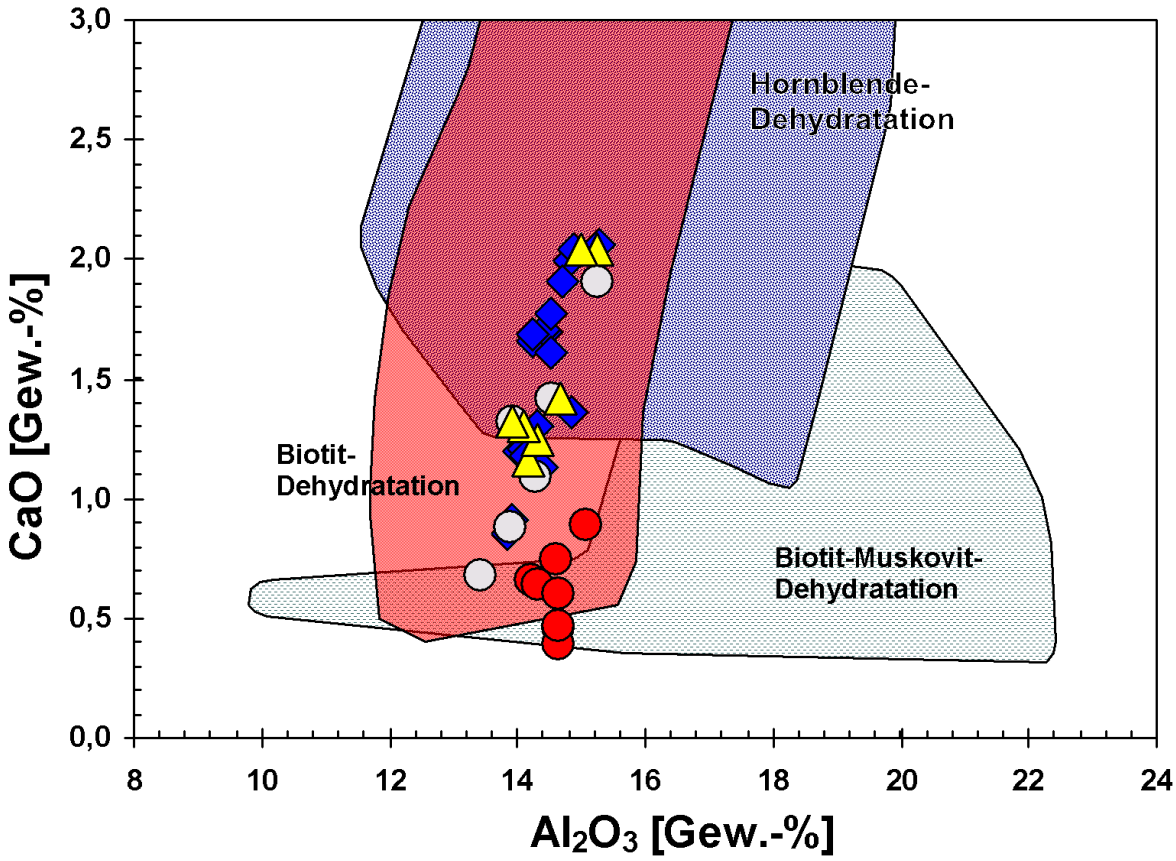


Abb. 5.26: Diskriminierungsdiagramm für Hornblende-, Biotit- sowie gekoppeltes Muskovit-Biotit-Dehydratationsschmelzen. Die Linien zur Abgrenzung von Muskovit-Biotit-, Biotit- und Hornblende-Dehydratationsschmelzen sind empirisch nach Schmelzexperimenten von Conrad et al. (1988), LeBreton & Thompson (1988), Carrol & Wyllie (1990), Beard & Lofgren (1991), Rushmer (1991), Skjerle & Johnston (1993), Wolf & Wyllie (1994), PatiñoDouce & Beard (1995), Rapp & Watson (1995), Montel & Vielzeuf (1997), PatiñoDouce (1997), Springer & Seck (1997) angegeben. Zusätzlich eingetragen sind die als Pluton intrudierten Nk-Granitgneise (blaue Rauten). Die Gang-Granitgneise der Gruppen A und B liegen im Feld der Biotit-Dehydratationsschmelzen. Die Hoch-Rb/Sr-Granitgneise (Gruppe C) reichen ins Feld der kombinierten Muskovit-Biotit-Dehydratationsschmelzens hinein. (Gruppe A: gelbe Dreiecke; Gruppe B: hellgraue Kreise; Gruppe C: rote Kreise)

Die Monazit- und Zirkon-Sättigungstemperaturen der Gruppen A und B liegen deutlich über 800°C (Tab. 5.11). Der Unterschied beider Sättigungstemperaturen der Probe D96 zeigt, daß die Sättigungstemperaturen in diesem Fall keine idealen Gleichgewichtstemperaturen darstellen, sondern durch Fraktionierung von Monazit oder durch ererbten Zirkon in geringem Maße verändert sind. Trotz dieser Abweichung sind die Sättigungstemperaturen als Indikator für die ursprünglichen Schmelztemperaturen zu gebrauchen. Die Schmelzen der Gruppen A und B sind analog zu den (jetzt ebenfalls metamorphen) Pluton-Graniten bei hohen Temperaturen (Tab. 5.11) gebildet worden, was auf eine Generierung der Schmelzen in der mittleren/unteren Kruste hinweist.

	Gruppe A D96	Gruppe B D70	Gruppe C D17
T_{Mnz} /°C	814	826	693
T_{Zrn} /°C	840	836	747

Tab. 5.11: Monazit- und Zirkon-Sättigungstemperaturen der als Gänge intrudierten, jetzt metamorphen Nk-Granite.

Die Hoch-Rb/Sr-Granitgneise (Gruppe C) unterscheiden sich v.a. durch die Haupt- und Spurenelementgeochemie und weniger durch ihre Sr-Nd-O-Isotopie von allen anderen Nk-Granitgneisen. Zur Generierung der Hoch-Rb/Sr-Granitgneise waren dementsprechend andere schmelzbildende Reaktionen wirksam, so daß ein mineralogisch verschiedener Protolith anzunehmen ist. Die Hoch-Rb/Sr-Granitgneise (Gruppe C) besitzen kleinere Na_2O/K_2O-Verhältnisse als die anderen Nk-Granitgneise. Zusammen mit den ausgeprägten negativen Eu-Anomalien sowie den hohen Rb/Sr-Verhältnissen spricht dies für kombiniertes Muskovit- und Biotit-Dehydratationsschmelzen eines Metapelits oder einer glimmerreichen Metagrauwacke ohne Anwesenheit einer zusätzlichen freien fluiden Phase (Abb. 5.26).

Die Sättigungstemperaturen dieser jetzt metamorphen Granite sind mit etwa 700-750°C deutlich niedriger als die der anderen Nk-Granitgneise (Tab. 5.11). Die Schmelze stand während der partiellen Anatexis jedoch nicht im Gleichgewicht mit allen Phasen, da die Sättigungstemperaturen für Monazit und Zirkon um ca. 50°C voneinander abweichende Werte liefern. Als Erklärung dafür kann angeführt werden, daß aufgrund der vergleichsweise niedrigen Bildungstemperaturen der Schmelze Zirkon nicht vollständig in die Schmelzphase übergehen konnte, sondern im festen Zustand übernommen wurde. Diese ererbten Zirkone erhöhen die Zr-Gehalte der schon Zr-gesättigten Schmelze zusätzlich und führen so zu scheinbar höheren Zr-Sättigungstemperaturen.
Mit den niedrigen Temperaturen während der Aufschmelzung geht ein kleinerer Schmelzgrad als bei den anderen Nk-Granitgneisen einher, was sich in den ausschließlich hohen SiO_2-Gehalten der Hoch-Rb/Sr-Granitgneise widerspiegelt.

5.3 Zusammenfassung – Nk-Granitgneise

Die Nk-Granitgneise im südlichen Teil des westlichen Kaoko Belts sind metamorph überprägte Zwei-Glimmer-Granite (undifferenzierte Vertreter: metamorph überprägte Titanit-führende Biotit-Granodiorite), die zum einen als Pluton, zum anderen als Gänge intrudiert sind. Die Rahmengesteine sind Metagrauwacken und untergeordnet Metapelite der Kuiseb-Formation. Alle Nk-Granitgneise sind durch ihre Sr-Nd-O-Isotopie als krustale Schmelzen gekennzeichnet.

Die als Pluton intrudierten, jetzt metamorphen Nk-Granite sind aufgrund ihres Mineralbestand (Ttn + Hbl in undifferenzierten Vertretern der Gruppe), ihrer hohen Na_2O/K_2O- und niedrigen Rb/Sr-Verhältnisse als I-Typ-Granite im Sinne von Chappell und White (1974, 2001) gekennzeichnet. Sie sind bei hohen Temperaturen (Monazit- und Zirkon-Sättigungstemperaturen bis zu 850°C) durch den Zusammenbruch von Biotit ±Hornblende ohne Anwesenheit einer zusätzlichen fluiden Phase gebildet. Als Protolith ist ein intermediäres Orthogestein anzunehmen, das möglicherweise erst relativ kurze Zeit vorher aus dem Mantel extrahiert wurde.
Nach der Extraktion aus der Quellenregion wurden die Schmelzen in der Magmenkammer durch einen AFC-Prozeß verändert. Zum einen fraktionierten etwa 22% Plagioklas, 11% Alkalifeldspat und 5% Biotit, zum anderen wurden maximal 15% eines Materials assimiliert, das bezüglich der Sr-Nd-Isotopie den von Jung et al. (2003) beschriebenen S-Typ-Graniten gleicht, welche aus orthogenen Basementgesteinen des Zentralen Damara Orogens generiert wurden.

Die Schmelzen sind schließlich als Pluton intrudiert. Im Intrusionsniveau sind die Kontakte zum Nebengestein scharf, welches maximal (epidot-)amphibolitfazielle Metamorphose-bedingungen erfahren hat. Im (heute aufgeschlossenen) Intrusionsniveau fanden keine nennenswerten Wechselwirkungen mit dem Nebengestein statt.

Die Nk-Granitgneise, die als Gänge in das metasedimentäre Nebengestein des Plutons intrudiert sind, stellen aufgrund ihrer Haupt- und Spurenelement-Geochemie sowie der Sr-Nd-O-Isotopie drei Gruppen dar. Die Gang-Granitgneise der Gruppe A gleichen in ihrer Sr-Nd-O-Isotopie den stärker entwickelten Schmelzen des Plutons. Unterschiede zwischen diesen Gängen und den Pluton-Granitgneisen gibt es lediglich bezüglich weniger Element-Gehalte, so besitzen die Gang-Granitgneise (Gruppe A) beispielsweise etwas niedrigere Sr- und höhere Rb-Gehalte als die Pluton-Granitgneise. Die Gang-Granitgneise der Gruppe B

unterscheiden sich durch die höheren $\delta^{18}O$-Werte von allen anderen Nk-Granitgneisen, bezüglich der Haupt- und Spurenelement-Geochemie ähneln sie jedoch den Gang-Granitgneisen der Gruppe A sowie den Pluton-Granitgneisen (vgl. Abb. 5.19). Die Gang-Granitgneise der Gruppen A und B haben ähnlich den Granitgneisen des Plutons Sättigungstemperaturen größer 800°C und sind durch Biotit-Dehydratationsschmelzen generiert worden.
Die Hoch-Rb/Sr-Granitgneise (= Gang-Granitgneise der Gruppe C) bilden eine eigenständige Gruppe (s.u.).

Sind die Nk-Granitgneise (Pluton, Gänge der Gruppen A und B) aus einem gemeinsamen Stammagma generiert worden, so stellt sich die Frage nach einem geeigneten Kontaminanten. Als solcher kommt aufgrund der mit zunehmender Schmelzentwicklung steigenden $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnisse, aber gleichbleibenden $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$-Werte nur ein panafrikanisches Metasediment in Frage. Dieser metasedimentäre Kontaminant muß bei großen Assimilationsraten von ca. 18% jedoch $\delta^{18}O$-Werte von mindestens 15,5‰ aufweisen, um die Variation der Nk-Granitgneise vom Pluton bis hin zu den Hoch-$\delta^{18}O$-Gängen erzeugen zu können (Abb. 5.27). Die höchsten vorliegenden $\delta^{18}O$-Werte für Metasedimente des Damara Orogens betragen 14,7‰ (Al-reicher Metapelit der Kuiseb-Formation; Haack et al., 1982), im Durchschnitt liegen die $\delta^{18}O$-Werte der panafrikanischen Metasedimente bei 12,6‰ (vgl. Haack et al., 1982; McDermott & Hawkesworth, 1990; Jung et al., 1998b, 2000b, 2003).
Eine Interpretation der Nk-Granitgneise als Schmelzen aus einem einzigen Stammagma und anschließender Kontamination mit S-Typ-Graniten bzw. metasedimentärem Material ist schon deshalb nicht sehr wahrscheinlich. Abgesehen davon würden in diesem Modell die Gang-Granitgneise stärker kontaminierte Schmelzen darstellen als der Pluton, obwohl Granite, die als Gänge intrudieren, während des in der Regel schnellen Aufstiegs und der Platznahme weniger Möglichkeiten zu Wechselwirkungen mit ihrer Umgebung haben (z.B. Harris et al., 2000). Statt dessen wäre zu erwarten, daß die als Pluton intrudierten Granitgneise größere Assimilationsraten als die Gang-Granite aufwiesen.

Für die Generierung der Schmelzen der Nk-Granitgneise wird statt dessen eine heterogen zusammengesetzte Quellenregion favorisiert, wobei die Gang-Granitgneise der Gruppe A gemeinsam mit den Pluton-Granitgneisen entstanden sein können, während die Hoch-$\delta^{18}O$-Granitgneise (= Gruppe B) und generell die Hoch-Rb/Sr-Granitgneise (= Gruppe C; s.u.) jeweils ein eigenes Schmelzereignis darstellen.

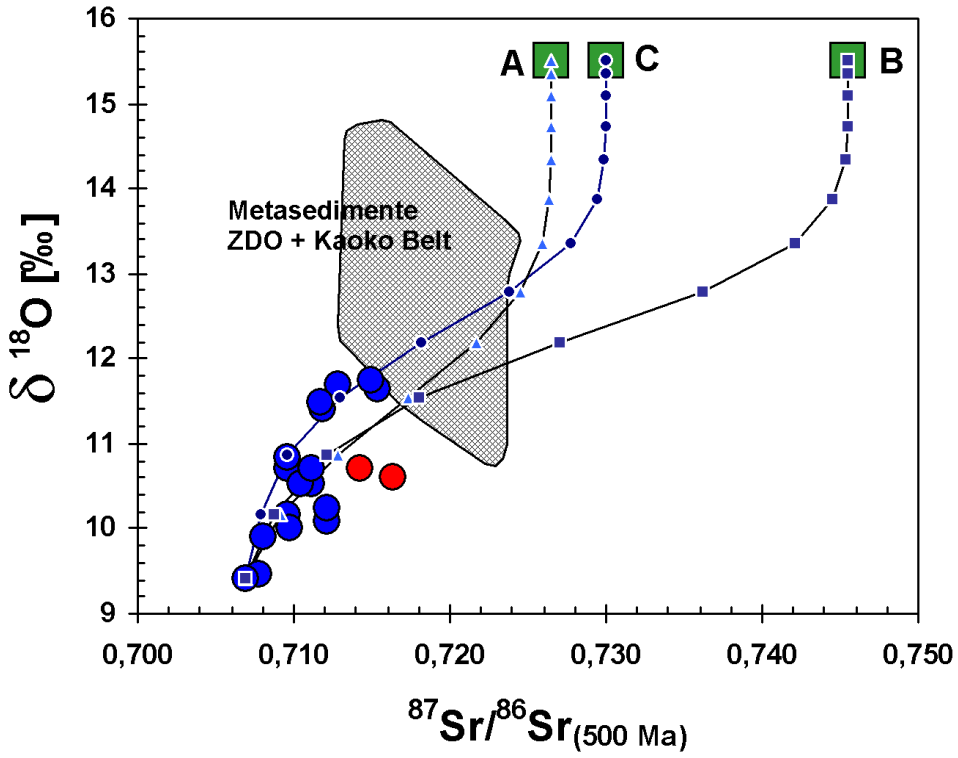


Abb. 5.27: Die Nk-Granitgneise des Plutons und der Gang-Granitgneise der Gruppen A und B sind als blaue Kreise, die Hoch-Rb/Sr-Granitgneise (Gruppe C) als rote Kreise dargestellt. Die Kontaminationspfade sind in Schritten zu je 5% Kontamination markiert. Zur Erhöhung der Sauerstoffisotopie der Nk-Granitgneise durch AFC-Prozeß (r = 0,6; D_{Sr} = 3,5; D_O = 1; Auflistung der AFC-Modellierung s. Anhang, Tab A.6) müssen sehr hohe δ^{18}O-Werte von 15,5‰ für die Kontaminanten postuliert werden. Die höchsten vorliegenden δ^{18}O-Werte für Metasedimente des Damara Orogens betragen jedoch 14,7‰, im Durchschnitt liegen die δ^{18}O-Werte der panafrikanischen Metasedimente bei 12,6‰ (vgl. Haack et al., 1982; McDermott & Hawkesworth, 1990; Jung et al., 1998b, 2000b, 2003).

In der heterogen zusammengesetzten Quellenregion traten intermediäre Orthogesteine neben feldspatreichen Metagrauwacken auf. Beide Gesteinsarten können ähnliche Chemismen besitzen und deshalb während der partiellen Anatexis ähnlich fertil reagieren. Die höheren δ^{18}O-Werte der Gänge der Gruppe B (Hoch-δ^{18}O-Granitgneise) sind wahrscheinlich auf einen größeren Anteil der Metagrauwacke an der Schmelzbildung zurückzuführen, deren Sauerstoffisotopie durch den Eintrag alterierten vulkanischen Materials erhöht sein kann.

Betrachtet man die Isotopie der Metasedimente oder S-Typ-Granite des Zentralen Damara Orogens (und auch weltweit), so ist in vielen Fällen jeweils für eine Gesteinsserie die Variationsbreite bezüglich der Nd-Isotopie gering. Dies ist bedingt durch die geringe Sm-Nd-Fraktionierung innerhalb der Kruste, so daß sich die Nd-Isotopie krustaler Gesteine hauptsächlich zeitintegriert ändert. Im Gegensatz dazu ist die Variation der ^{87}Sr/^{86}Sr-Verhältnisse aufgrund weitreichender Rb-Sr-Fraktionierung innerhalb der Kruste groß.

Daraus resultieren im Sr-Nd-Diagramm annähernd waagerecht liegende Linsen (z.B. Helle Granite in Abb. 4.25 oder Gang-Granitgneise sowie manche S-Typ-Granite in Abb. 5.23). Die Nk-Granitgneise folgen einem solchen Trend (mit Ausnahme der SiO_2-ärmsten Probe des Plutons D15), so daß es naheliegend ist, daß die verschiedenen Gruppen der Nk-Granitgneise Schmelzereignisse aus einem ähnlichen Krustenabschnitt darstellen.

Die Hoch-Rb/Sr-Granit-Gänge sind von den anderen Nk-Granitgneisen abzukoppeln. Sie stellen eine eigenständige Gruppe von Meta-Graniten dar. Diese Meta-Granite sind mit kleinen Schmelzgraden generiert worden, worauf die niedrigen Sättigungstemperaturen (700-750°C) und die ausschließlich hohen SiO_2-Gehalte (> 73 Gew.-%) hinweisen. Als Protolith kommt ein Biotit- und Muskovit-reiches Metasediment, also ein Metapelit oder eine glimmerreiche Metagrauwacke, in Frage. Die Hoch-Rb/Sr-Granitgneise wurden durch den Zusammenbruch von Muskovit und Biotit(?) generiert. Da Schmelzen mit solch hohen SiO_2-Gehalten in der Regel hochviskos sind, können weitreichende Wechselwirkungen mit dem Nebengestein (Kontamination, Assimilation) ausgeschlossen werden (vgl. Pitcher, 1987). Die Unterschiede in der Sr-Isotopie sind daher auf isotopisch lokal unterschiedliche Quellen zurückzuführen, deren Mineralbestand aber gleich ist.

Platznahme der Nk-Granite

Die Platznahme der jetzt metamorphen Nk-Granite könnte sich folgendermaßen abgespielt haben.
Durch Dehydratationsschmelzen entsteht eine Schmelze, die sich in einer Magmenkammer in der mittleren Kruste sammelt. Dort findet fraktionierende Kristallisation sowie die Assimilation von S-Typ-Graniten statt. Aus dieser Magmenkammer werden die ersten Schmelzen entzogen, die als Gänge (Gang-Granitgneise der Gruppe A) in panafrikanische Metasedimente intrudieren. Durch die Platznahme dieser ersten Generation von Granit-Gängen wird die Wegsamkeit für den Pluton verbessert, der schließlich nachrückt (Abb. 5.28).

Die Entstehung der Hoch-δ^{18}O-Granitgneise ist aufgrund ihrer dargestellten Ähnlichkeit zu den Pluton-Granitgneisen und den Gang-Granitgneisen der Gruppe A in einem direkten zeitlichem Zusammenhang zu diesen beiden Gruppen von Granitgneisen anzunehmen.

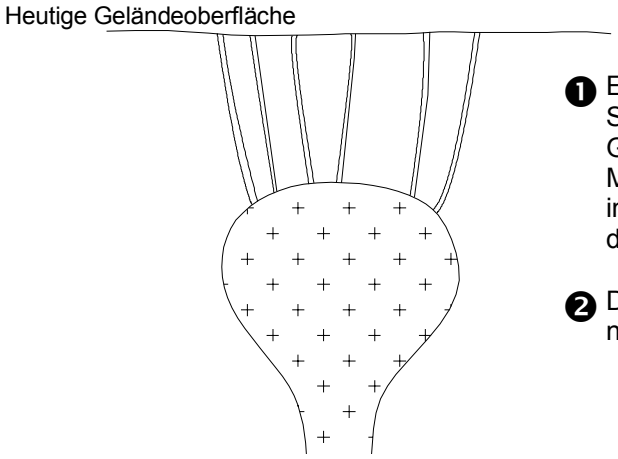


Abb. 5.28: Mögliches Szenario der Platznahme der jetzt metamorphen Nk-Granite. Die Platznahme von Granitgängen macht die Kruste stärker duktil, so daß der Pluton folgen kann.

Die Hoch-Rb/Sr-Granitgneise hingegen können aufgrund ihrer niedrigeren Entstehungstemperaturen mit einer zeitlichen Lücke zu den übrigen Nk-Granitgneisen entstanden sein, möglich ist hier aber auch eine Generierung in einem höheren (kälteren) Krustenniveau.

6 Metasedimente

Als Metasedimente sind v.a. Metagrauwacken zu finden, untergeordnet sind Metapelite und selten Kalksilikate eingeschaltet. Die Metasedimente sind im Zuge der panafrikanischen Orogenese straff deformiert, so daß Biotite und Muskovite mit ihren Basisflächen in die Schieferungsebene einrotiert und Quarzkörner rekristallisiert sind.

6.1 Petrographie der Metasedimente

6.1.1 Metagrauwacken und Metapelite

Die Metagrauwacken nehmen neben den Intrusionen der Granitoide und den quartären Lockersedimenten die größte Oberfläche des Arbeitsgebiets ein. Es sind dunkelgraue, dichtkörnige Gesteine, in denen in manchen Fällen (bis zu 3 mm) große Muskovite mit ihren Basisflächen parallel zur Schieferung sowie Feldspäte ≤1 mm gesproßt sind. Gesteinsbildende Minerale sind Quarz, Biotit und Muskovit, Nebengemengteile sind Plagioklas und Alkalifeldspat, akzessorisch treten Apatit, Zirkon, Erz und Sillimanit auf.
In den zwischengeschalteten Metapelitlagen – diese Gesteine sind schwarzgraue, feinkörnige Glimmerschiefer – ist der Mineralbestand ähnlich, nur ist der Biotit- und Muskovitanteil größer als in den Metagrauwacken.

Im Zuge prograder Metamorphose wurden die klastischen *Quarz*körner durch Sammelkristallisation kornvergröbert. Sie besitzen Korngrößen ≤ 0,5 mm und löschen undulös aus bzw. zeigen schwachen Subkornbau nach dem niedrig temperierten Basis-a-Gleitsystem. Diese größeren Quarzkörner sind jedoch nur in wenigen geschützten Bereichen erhalten, zumeist ist Quarz feinkörnig (≤ 0,2 mm) syndeformativ rekristallisiert. Die Korngrenzen der Alt- und Rekristallisatkörner sind stark suturiert. Hier konnte sich eine neue Generation von sehr feinkörnigen Rekristallisatkörnern ausbilden. In Nachbarschaft von Muskovit sind in Quarzkörnern Sillimanitnadeln zu beobachten (vgl. Muskovit).

Die *Biotite* sind hypidiomorph bis xenomorph mit Korngrößen von 0,1-0,4 mm (in Probe 410 bis zu 1 mm). Sie zeigen einen gelbbraun (n_α) – rotbraunen ($n_\beta \approx n_\gamma$) Pleochroismus. Ihre Korngrenzen und Spaltflächen sind häufig dekoriert mit Erzmineralien. Biotite weisen aufgrund zahlreicher eingeschlossener Minerale mit radioaktiven Elementen pleochroitische Höfe auf.

Muskovite sind hiatal verteilt: zum einen als Blasten von bis zu 5 mm Größe, zum anderen als kleinere Kristalle mit Größen von 0,1 bis 0,4 mm. Muskovite sind deformiert. Sie weisen Knickbänder auf oder löschen undulös aus. Im Kern der großen Muskovite sind nadelige sowie prismatische Sillimanite zu beobachten, die z.T. alte, jetzt nicht mehr vorhandene, Falten nachzeichen. Sillimanit bildet sich amphibolitfaziell zusammen mit Kalifeldspat beim Abbau der Paragenese Muskovit und Quarz (Abb. 6.1).

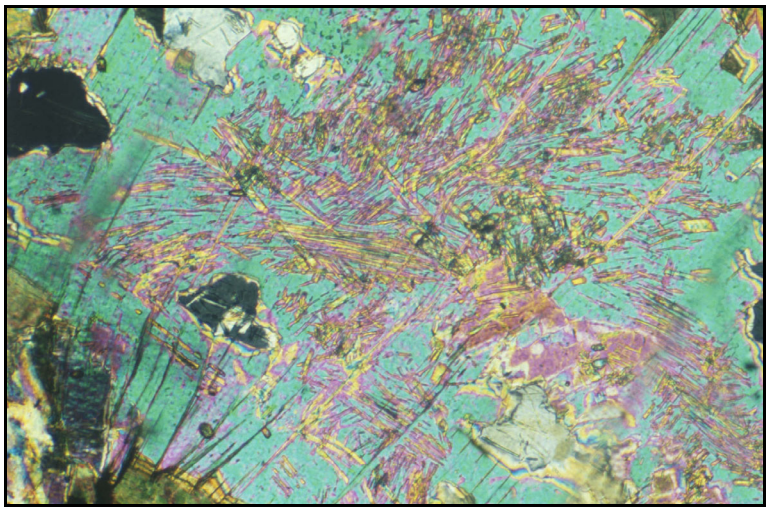


Abb. 6.1: Sillimanit bildet sich amphibolitfaziell durch den Abbau der Paragenese Muskovit und Quarz (Probe 410; kurze Bildseite: ca. 0,5 mm; + Pol.)

Wesentlich zahlreicher noch als in Kernen von Muskoviten tritt Sillimanit in solchen Bereichen der Metasedimente auf, in denen Biotit fehlt. Dies läßt sich durch „Base Cation Leaching“ (Kerrick, 1990) beschreiben: Durch den Einfluß saurer Volatile (freigesetzt von den benachbarten Intrusionen granitischer Schmelzen → Schmelzen der Nk-Granitgneise) entsteht aus Biotit u.a. Sillimanit (Abb. 6.2):

$$2\ Bt + 14\ HCl \rightarrow Sil + 5\ SiO_2 + 2\ KCl + 6\ (Mg_xFe_{1-x})O_2 + 9\ H_2O$$

Zur Bildung von Sillimanit nach dieser Reaktion sind keine amphibolitfaziellen Metamorphosebedingungen nötig.

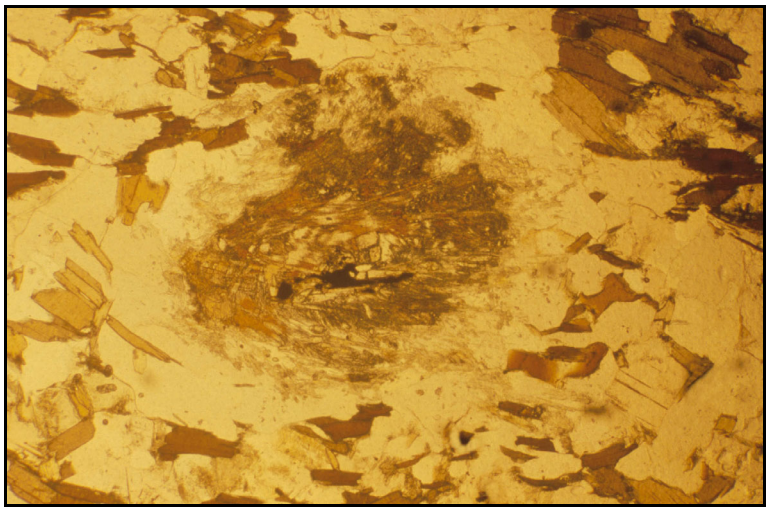


Abb. 6.2: Nadeliger und prismatischer Sillimanit als Abbauprodukt von Biotit. Zwischen den Sillimanitkristallen sind noch Reste der rotbraunen Biotite erhalten (Probe D13; kurze Bildseite: ca. 2 mm; + Pol.).

Plagioklas und Alkalifeldspat sind xenomorph und z.T. serizitisiert. Die Korngröße der Feldspäte liegt bei 0,2-0,5 mm. An stärkst deformierten Kornteilen sind Alkalifeldspäte und Plagioklase feinkörnig rekristallisiert. Plagioklase zeigen Albitzwillinge und haben einen Achsenwinkel von $2V_z \approx 85°$. Im Kernbereich der Alkalifeldspäte sind in Probe 410 ebenfalls kleine Sillimanite zu beobachten.

In den Metasedimenten erscheinen *Zirkone* kantengerundet sowie mit runden Kornformen und Korngrößen ≤ 0,04 mm. *Apatite* besitzen Korngrößen von 0,1-0,2 mm und sind abgerundet.

6.1.2 Kalksilikate

Eingeschaltet in die Metagrauwacken sind ca. 5-10 cm dicke Kalksilikatfelslagen. Als Einsprenglinge treten in den Kalksilikatfelsen 1-1,5 mm große Granate sowie Cluster von Erzen (≤ 0,5 mm) auf. Die Matrix bildet ein dichtkörniges, graugrünes Mineralgemenge, das v.a. aus Diopsid, Plagioklas, Quarz und Epidot besteht. Untergeordnet treten Granat und akzessorisch Erz, Apatit und Titanit auf. Den Übergang von Kalksilikatfels zu Metagrauwacke bilden dünne, amphibolreiche Partien.

Die *Diopside* sind xenomorph mit Korngrößen bis zu 0,3 mm. Sie besitzen eine blaß grünliche Eigenfarbe sowie einen Achsenwinkel $2V_z$ von 55-60° und sind polysynthetisch verzwillingt.

Die *Plagioklase* sind xenomorph mit Korngrößen bis zu 0,3 mm. Sie weisen sowohl polysynthetische Zwillinge als auch Deformationszwillinge nach dem Albitgesetz auf. Mit einem Achsenwinkel $2V_x$ von ≈ 80° und einer Auslöschungsschiefe $\varepsilon_{max} \approx 30°$ von weisen die Plagioklase einen An-Gehalt von ca. 55-60 mol.-% auf.

Quarz ist syndeformativ rekristallisiert und besitzt suturierte Korngrenzen. Die Rekristallisatkörner löschen undulös aus bzw. zeigen Subkornbau nach dem niedrig temperierten Basis-a-Gleitsystem.

Die *Epidot-Klinozoisite* sind xenomorph mit Körngrößen bis zu 0,2 mm. Sie sind farblos und besitzen anormal blaue Interferenzfarben.

Granat tritt in bis zu 4 mm großen, xenomorphen Blasten auf. Er umwächst poikilitisch v.a. Quarz, aber auch Diopsid, Epidot und Plagioklas.

Apatite besitzen Korngrößen <0,06 mm und sind xenomorph. *Titanite* sind xenomorph mit Korngrößen bis zu 0,1 mm.

Metamorphoseanzeiger in den Metasedimenten

Von den metasedimentären Rahmengesteinen der Nk-Granitgneise geben v.a. die Metapelite und die Kalksilikate Auskunft über deren Metamorphose.
Während in den Nk-Granitgneisen lediglich wenige Nadeln von Sillimanit, ferner die beginnende Rekristallisation von Plagioklas und Alkalifeldspat auf eine amphibolitfazielle Metamorphose hinweisen (Kap. 5.1), wurden innerhalb der Metapelite durch den Abbau der Paragenese Muskovit und Quarz Sillimanit u.a. mit prismatischem Habitus gebildet, was auf eine länger anhaltende Temperung schließen läßt.
Die Metamorphoseanzeiger in Kalksilikatgesteinen lassen sich mit solchen in Peliten korrelieren (vgl. Yardley, 1996), wonach die Paragenese Diopsid + Anorthit der Sillimanit-Zone entspricht. Allerdings werden die Mineralreaktionen in Kalksilikaten noch stärker als in anderen Gesteinen von der Zusammensetzung der fluiden Phase gesteuert. Anorthit kann sich nur dann bilden, wenn die fluide Phase CO_2-reich ist. Überwiegt der H_2O-Anteil in der fluiden Phase, ist Anorthit nicht stabil, wie möglicherweise im Fall der Kalksilikate, die zwischen die Metagrauwacken der Nk-Einheit geschaltet sind. Hier hat Plagioklas eine labradoritische Zusammensetzung, so daß lediglich das Auftreten von Diopsid auf amphibolitfazielle Bedingungen hinweisen kann ($T \geq 500°C$; Spear, 1993). Sobald die fluide Phase allerdings extrem H_2O-reich ist, kann Diopsid auch schon unter grünschieferfaziellen Bedingungen stabil sein.

Die jüngere (retrograde?) grünschieferfazielle Metamorphose, die schon für die Nk-Granitgneise beschrieben wurde (Kap. 5.1), ist in den Metasedimenten deutlich ausgeprägt. Während dieser niedrig temperierten Metamorphose bildete sich einerseits innerhalb der Kalksilikat-Lagen Epidot/Klinozoisit. Andererseits rekristallisierten in allen Metasedimenten Quarzkörner syndeformativ, ferner entstanden sowohl in Alt- als auch in Rekristallisatkörnern Subkörner nach dem Basis-a-Gleitsystem.

6.2 Geochemie

Die Betrachtung der metasedimentären Rahmengesteine der Granitoide des Arbeitsgebiets dient im Rahmen dieser Arbeit der Klärung der Fragestellung, inwiefern solche Gesteine an der Schmelzbildung und -entwicklung der Granitoide beteiligt waren. Aus diesem Grund sind relevante Ergebnisse aus geochemischen und isotopengeochemischen Analysen der Metasedimente direkt im Kontext der Granitoide diskutiert (Kap. 4.2 und 5.2; ausführliche Zusammenstellungen der Daten im Anhang).

7 Schlußfolgerungen

Granitoide sind als eine wichtige Hauptkomponente am Aufbau von Orogenen beteiligt. Durch die Interpretation ihrer Haupt- und Spurenelementgehalte sowie ihrer Isotopensignaturen erhält man Aufschluß über den Mineralbestand des Protoliths sowie die Druck-Temperaturbedingungen während der partiellen Anatexis. Demgemäß lassen sich Informationen über den tieferliegenden, nicht direkt zugänglichen Krustenabschnitt gewinnen, in dem die Schmelzen generiert wurden und/oder durch den sie aufgestiegen sind.
Die Orthogesteine des Torra Baai Komplex' sind im Rahmen dieser Arbeit erstmals detailliert geochemisch und isotopengeochemisch untersucht worden. Die Resultate dieser Studie werden im folgenden kurz zusammengefaßt und in einem regionalgeologischen Kontext betrachtet.

Kasch (1983) und Miller (1983) nutzen das Auftreten von Quarzdioriten im südlichen Teil des Zentralen Damara Orogens als Argument für eine Subduktionszone in diesem Gebiet. Allerdings fehlen weitere Argumente wie Hochdruck- oder Melangegesteine, die für die Existenz einer Subduktionszone sprechen würden. Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen, daß die Diorite im Kaoko Belt – ähnlich den von Jung et al. (2002) im Zentralen Damara Orogen beschriebenen Quarzdioriten – aufgrund ihrer Haupt- und Spurenelement-Geochemie sowie der Isotopensignatur als rein krustale Schmelzen aufzufassen sind. Ein Manteleinfluß ist v.a. aufgrund der $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$-Werte um -6,6, die sich mit zunehmender Schmelzentwicklung nicht systematisch ändern, unwahrscheinlich. Ferner belegen die negativen Eu-Anomalien, die selbst die undifferenzierten Vertreter der Diorite aufweisen und als primäres Merkmal der Schmelzen verstanden werden, die krustale Entstehung dieser Magmatite. Die Diorite sind durch Hornblende-Dehydratationsschmelzen bei hohen Temperaturen (1000-1100°C; Rapp & Watson, 1995) aus einem mafischen Protolith mit niedrigen oder intermediären K-Gehalten entstanden. Der hohe Wärmefluß, der zur Generierung der dioritischen Schmelzen benötigt wird, kann durch eine verdickte kontinentale Kruste (Haack et al., 1983a) sowie kleiner Mengen basischer Schmelzen, die periodisch in die untere Kruste intrudieren (Petford & Gallagher, 2001), zustande kommen.

Die Biotit-Granodiorite sowie die Hellen Granite des Torra Baai Komplex' sind ebenfalls krustale Schmelzen, die im Fall der Biotit-Granodiorite durch Biotit-Hornblende-

Dehydratationsschmelzen eines intermediären bis basischen Orthogesteins oder einer unreifen Metagrauwacke entstanden sind. Im Fall der Hellen Granite war die Schmelzbildung durch den Zusammenbruch von Biotit ±Muskovit gesteuert. Die mineralogische Zusammensetzung des Protoliths kann nicht konkretisiert werden. Allerdings muß der Protolith zumindest für die Hellen Granite mit niedrigen $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnissen orthogener Natur sein. Während kleine isotopische Unterschiede innerhalb der Biotit-Granodiorite auf Kontamination mit metasedimentärem Material zurückzuführen sind, ist die sehr unterschiedliche Isotopie der Hellen Granite ein direkter Spiegel ihrer isotopisch heterogen zusammengesetzten Quelle.

Die Schmelzen der Nk-Granitgneise sind ausnahmslos peraluminös mit SiO_2-Gehalten > 68 Gew.-% und sind als Pluton sowie als Gang-Granite in umgebende Metasedimente intrudiert. Die gangförmigen Hoch-Rb/Sr-Granitgneise, die innerhalb der Nk-Granitgneise eine eigenständige Gruppe darstellen, sind bei kleinen Schmelzmengen durch Muskovit-Biotit-Dehydratationsschmelzen aus einem feldspatarmen Gestein, einem Metapelit oder einer Metagrauwacke, generiert worden. Die Unterschiede in der Sr-Isotopie innerhalb dieser Gruppe sind vermutlich auf isotopisch lokal unterschiedliche Quellen zurückzuführen, deren Mineralbestand aber sehr ähnlich ist.
Alle anderen Nk-Granitgneise sind aufgrund ihrer Monazit- und Zirkon-Sättigungstemperaturen und aufgrund von Vergleichen mit Schmelzexperimenten durch Bt-Dehydratation in der mittleren/unteren Kruste aus intermediären Orthogesteinen und z.T. (im Falle der Granitgneise mit stärker radiogenen $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnissen) auch aus unreifen Metagrauwacken entstanden.
Eine Bildung der Nk-Granitgneise (ausgenommen sind die Hoch-Rb/Sr-Gänge, s.o.) aus einem einzigen Stammagma mit anschließender Schmelzentwicklung durch einen ausgedehnten AFC-Prozeß ist aufgrund der O- und Sr-Isotopie jedoch unwahrscheinlich. Statt dessen repräsentieren die Granite zwei verschiedene Schmelzen, die jeweils nur durch kleinräumige AFC-Prozesse verändert wurden: einerseits die Granitgneise des Plutons, mit denen die Gang-Granitgneise der Gruppe A assoziiert sind, andererseits die Hoch-$\delta^{18}O$-Granitgneise. Wegen des untergeordneten Ausmaßes der Kontamination spiegeln diese Schmelzen also größtenteils die Isotopie der Quelle wider. Die Quellenregion der Nk-Schmelzen ist demnach isotopisch heterogen zusammengesetzt.

Zusammensetzung (tieferliegender) Krustenabschnitte des Kaoko Belts

Magmatite bilden aufgrund der geringen Fraktionierung von Sm und Nd während krustaler Prozesse im wesentlichen die Nd-Zusammensetzung ihrer Quellenregion ab, sofern sie nicht durch Wechselwirkung mit Fremdmaterial, z.B. durch Kontamination, isotopisch verändert wurden.

Im Falle aller Plutone des in dieser Arbeit untersuchten Torra Baai Komplex' sind die Schmelzen zwar insbesondere durch Assimilation kleiner Anteile metasedimentären Fremdmaterials verändert, so daß nur die jeweils am wenigsten entwickelte Ausgangsschmelze die Isotopie der Quelle wiedergibt, für die auf hohe SiO_2-Gehalte begrenzten Gang-Granite konnten solche Veränderungen jedoch weitgehend ausgeschlossen werden. Letztere geben daher einen direkten Einblick in die isotopische Zusammensetzung tieferer Krustenbereiche des Kaoko Belts (Abb. 7.1).

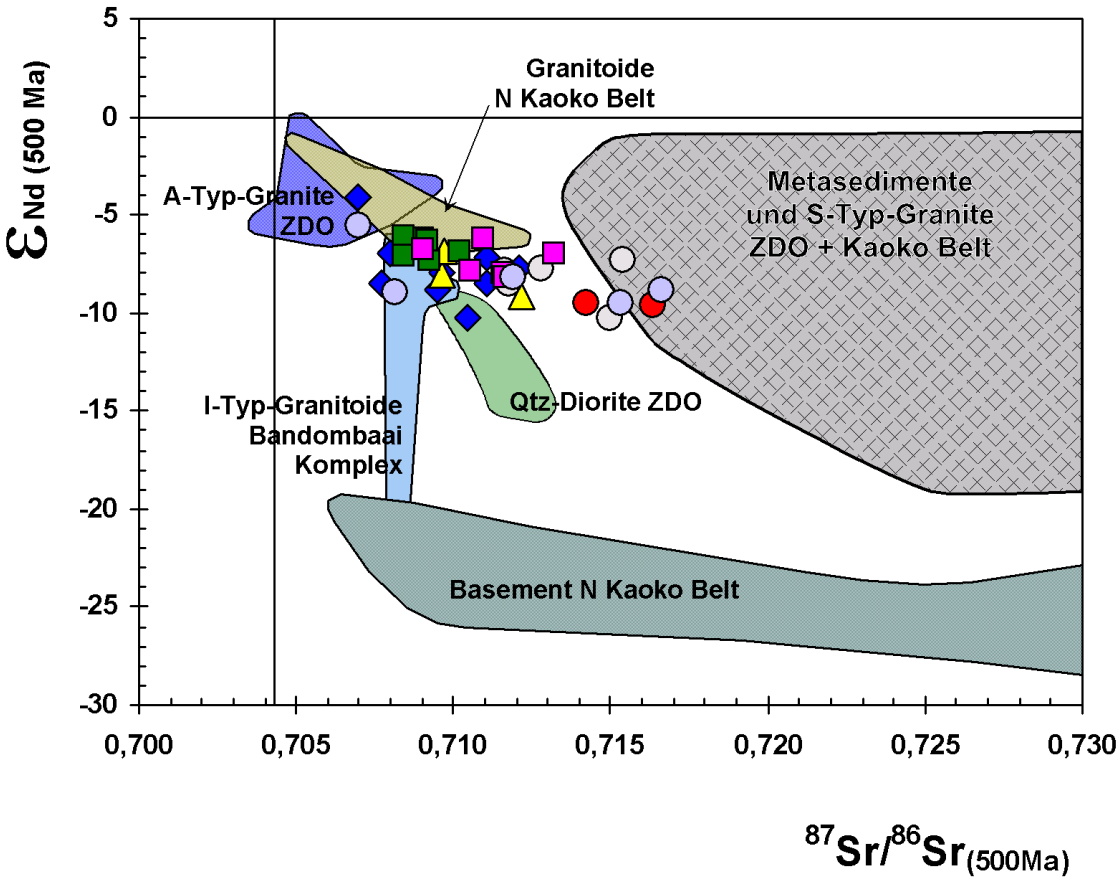


Abb. 7.1: Sr-Nd-Diagramm der Granitoide und Granitgneise dieser Arbeit (Signaturen s. Kap. 4.2 bzw. Kap. 5.2) im Vergleich zu anderen panafrikanischen Magmatiten und Metasedimenten des Kaoko Belts und Damara Orogens sowie mit Basement-Gesteinen Kaoko Belts (Quarzdiorite: Jung et al., 2002; A-Typ-Granite ZDO: Jung et al., 1998a; Metasedimente und S-Typ-Granite ZDO: Jung et al., 1998a, 2003 + unveröffentl. Daten; I-Typ-Granite Kaoko Belt: Bandombaai-Komplex, van de Flierdt et al., 2003; Granitoide sowie Basement Kaoko Belt: Hoanib, Seth et al., 2002).
Die Granitoide und Granitgneise in der Nähe von Torra Baai geben – v.a. aufgrund der nicht kontaminierten Gang-Granite, aber auch durch die jeweils am wenigsten veränderten Granitoide der Plutone – die isotopische Zusammensetzung der Quellenregion in der mittleren bis unteren Kruste an.

Die Nk-Granitgneise sowie alle Torra Baai Granitoide besitzen im Sr-Nd-Diagramm einen flachen Verlauf bei annähernd gleichen ε_{Nd}-Werten (Abb. 7.1). Dies kann für ein ähnliches Alter der Protolithe sprechen, im Fall der Granitoide und Granitgneise des Arbeitsgebiets sind die Protolithe im einfachsten Fall panafrikanischen Alters. Die Quellenregion muß sich allerdings aus Gesteinen zusammensetzen, die zusammen eine durchschnittliche

Verweildauer in der Kruste von etwa 1,7 Ga (T_{DM}; Mittelwert aller Torra Baai Granitoide und Nk-Granitgneise) erreichen.

Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen, daß weder zur Generierung der Schmelzen der Nk-Granitgneise noch der Torra Baai Granitoide wesentliche Anteile an Basementmaterial involviert waren. Dies steht im Gegensatz zur Interpretation der panafrikanischen Granitoide im Norden des Kaoko Belts von Seth et al. (2002), die ähnliche Isotopensignaturen wie die Granitoide und Granitgneise des Arbeitsgebiets aufweisen und sogar noch etwas zu höheren $\varepsilon_{Nd\ (500\ Ma)}$-Werten und weniger radiogenen $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500\ Ma)}$-Verhältnissen verschoben sind (Abb. 7.1). Nach Seth et al. (2002) sind die Granitoide aus Basementgesteinen generiert und durch den Einfluß panafrikanischer Metasedimente verändert. Diese Interpretation steht allerdings im Widerspruch zur Nd-Isotopie dieser Gesteine. Statt dessen ist für die von Seth et al. (2002) beschriebenen panafrikanischen Granitoide ähnlich den Schmelzen des Nk-Plutons eine orthogene Quelle wahrscheinlich, die vermutlich panafrikanischen Alters ist.

Ebenso wenig wie die Involvierung von Basementgesteinen ist ein bedeutender Einfluß von frischem Mantelmaterial zu belegen. Die von Jung et al. (1998c) beschriebenen, nur spärlich auftretenden Syenite des Zentralen Damara Orogens gehören zu den wenigen panafrikanischen Gesteinen, für die Schmelzen aus einem lithosphärisch veränderten Mantel eine wesentliche Komponente darstellt.

Die Quellenregion der Magmatite im Kaoko Belt ist im Gegensatz zum Zentralen Damara Orogen vorwiegend orthogener Natur, da für die panafrikanischen Granitoide im Kaoko Belt niedrigere $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse und niedrigere $\delta^{18}O$-Werte dominieren (Abb. 7.1, Abb. 7.2). Metasedimente treten in der Quellenregion nur untergeordnet auf. Trotzdem kommen Metasedimente nicht nur als Lieferant mancher Granit-Gänge in Frage, sondern sind überdies für genetische Betrachtungen der Schmelzen bedeutend. Die Anwesenheit von Metasedimenten neben den orthogenen Protolithen verschiebt das Potential, aus diesen Orthogesteinen größere Schmelzmengen zu generieren, zu niedrigeren Temperaturen (Skjerle et al., 1993).

Aus den Isotopenuntersuchungen dieser Arbeit resultiert, daß die Kruste des Kaoko Belts ähnlich der des Zentralen Damara Orogens einfach strukturiert ist. Es gibt keine Hinweise auf eine Wechsellagerung von Basement- und panafrikanischen Gesteinen. Die Sr-Nd-Isotopie der Nk-Granitgneise und auch der Torra Baai Granitoide spiegeln Bereiche der unteren/mittleren Kruste wider und zeigen keine Veränderung durch Basementmaterial, sondern lediglich wiederum durch panafrikanisches Material der mittleren Kruste.

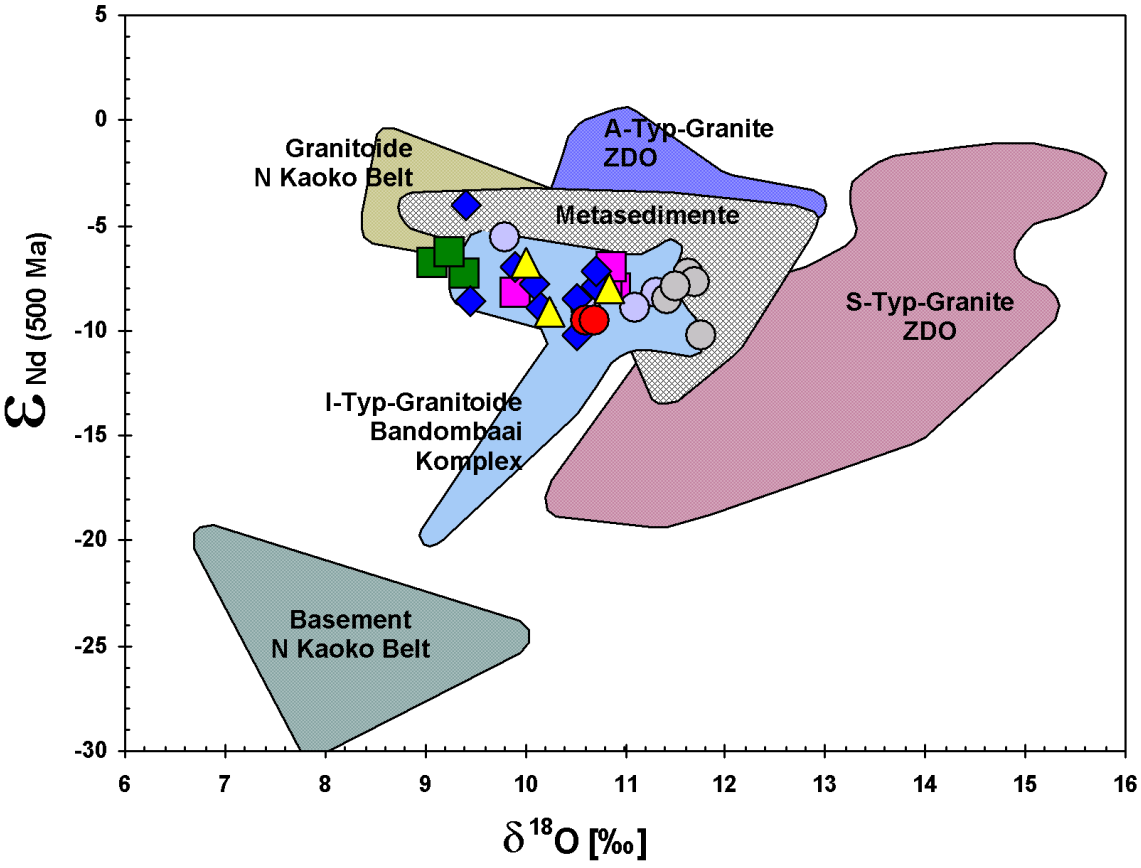


Abb. 7.2: Gegenüberstellung der Nd-O-Isotopie aller Granitoide (Signaturen s. Kap. 4.2) und Granit-Gneise (Signaturen s. Kap. 5.2) dieser Arbeit mit Granitoiden und Metasedimenten des Kaoko Belts sowie des Zentralen Damara Orogens (A-Typ-Granite ZDO: Jung et al., 1998a; S-Typ-Granite ZDO: Jung et al., 1998b, 2003; Metasedimente: ZDO = Jung et al. 1998b, 2003; Kaoko Belt = diese Arbeit; Granitoide Bandombaai-Komplex, van de Flierdt et al., 2003; Granitoide sowie Basement N Kaoko Belt: Seth et al., 2002).
Da sowohl die Torra Baai Granitoide als auch die Granitgneise des Arbeitsgebiets ihre Quellenregion widerspiegeln (mit einer kleinen Erhöhung im O durch die geringe Kontamination mit metasedimentärem Material), ergibt sich hieraus in Kombination mit Abb. 7.1 ein Bild der Zusammensetzung der mittleren/unteren Kruste des Kaoko Belts, die größtenteils eine niedrigere Sauerstoff-Isotopenzusammensetzung als das Zentrale Damara Orogen besitzt.

Magmatisch-metamorphe Entwicklung des Kaoko Belts

Im Kaoko Belt sind zwei panafrikanische thermische Ereignisse dokumentiert:
Vor etwa 650 Ma intrudierten ca. 130 km nördlich des Arbeitsgebiets, in der Nähe des Hoanib, granodioritische Schmelzen (Seth et al., 2002). Für die gleiche Zeit postulieren Franz et al. (1999) anhand von U-Pb-Monazit- und Zirkon-Datierungen an einem Granat-führenden Gneis ein granulitfazielles Metamorphoseereignis. Aufgrund der Dehnungs-tektonik in der westlichen Zone des Kaoko Belts entstanden die mächtigen Beckensedimente der Kuiseb Formation (z.B. Dürr & Dingeldey, 1996).
Im Zuge der Kontinent-Kontinent-Kollision zwischen dem Kongo- und dem Rio-de-la-Plata-Kraton (Porada, 1979, Trompette, 1994) intrudierten zwischen 580 und 550 Ma zahlreiche

syn- bis posttektonische Granitoide (Seth, 1999; Seth et al., 2002). Diese Granitoide werden von Seth et al. (2002) als Schmelzen aus prä-panafrikanischen Basementgneisen interpretiert, die anatektische panafrikanische Metasedimente assimiliert haben.
Die Intrusion der Schmelzen geht mit einer granulitfazielle Metamorphose einher, während der jene Granodiorite überprägt wurden, die um 650 Ma intrudiert waren. Die Temperaturen dieser granulitfaziellen Metamorphose sind mit 750°C genauso hoch wie im Westen des Zentralen Damara Orogens, die Drucke mit 4,0-4,5 kbar jedoch deutlich niedriger (Gruner, 2000 bzw. Masberg, 2000). Der Metamorphosehöhepunkt in der westlichen Zone des Kaoko Belts wird von Gruner (2000) um 560-550 Ma angenommen. Um 540 Ma intrudierten im südlich von Torra Baai gelegenen Bandombaai-Komplex dioritische Schmelzen, die ebenso wie die in dieser Arbeit untersuchten Diorite und die von Jung et al. (2002) im Zentralen Damara Orogen beschriebenen Quarzdiorite als krustale Schmelzen ohne Mantelkomponente aufgefaßt werden (van de Flierdt et al., 2003). Es liegt nahe, daß die Nk-Granite zu einer ähnlichen Zeit gebildet wurden, da sie aufgrund der großen Ausdehnung des Plutons einen hohen Wärmefluß in der Kruste benötigen.
Die Schmelzen der Nk-Granitgneise sind bei Temperaturen um 850°C durch den Zusammenbruch von Biotit (±Hornblende) aus panafrikanischem orthogenem Krustenmaterial generiert worden und assimilierten während des Aufstiegs bzw. in der Magmenkammer einerseits kleine Mengen panafrikanischer Metasedimente, andererseits Material, das isotopisch den von Jung et al. (2003) beschriebenen S-Typ-Graniten aus dem Zentralen Damara Orogen gleicht.
Die heute metamorphen Gang-Granite fanden ein kompressives tektonisches Spannungsfeld vor, in dem sie evt. entlang von Scherbahnen intrudierten (vgl. Brown & Solar, 1998, 1999). Durch diese Intrusionen wurde die Wegsamkeit für die Platznahme des Nk-Plutons geschaffen.

In der Umgebung von Torra Baai waren die Metamorphosebedingungen nicht so hoch wie im Gebiet des Hoanib und Hoarusib. Während im Norden eine granulitfazielle Metamorphose die Bildung von Migmatiten hervorrief (Gruner, 2000), wurden bei Torra Baai nur (epidot-) amphibolitfazielle Bedingungen erreicht: Es kam lediglich in Metapeliten zur Bildung von Sillimanit durch den Abbau der Paragenese Muskovit und Quarz und in Kalksilikatfelsen zur Bildung von Diopsid, außerdem von Epidot/Klinozoisit. Innerhalb der Nk-Granitgneise sind während dessen Alkalifeldspat und Plagioklas an stark deformierten Kornteilen rekristallisiert. Deutlich ist hingegen eine spätere (retrograde?) grünschieferfazielle Deformation erhalten, während der Quarzkörner syndeformativ rekristallisierten und/oder sich Subkörner nach dem niedrig temperierten Basis-a-Gleitsystem bildeten. Ferner ist eine zweite Generation von Sillimanit durch „base cation leaching“ (Kerrick, 1990) auf Kosten von Biotit entstanden. In

diesem Bereich des Kaoko Belts ist also ein höheres Krustenniveau aufgeschlossen als ca. 130 km nördlich im Bereich des Hoanib.

Zum Zeitpunkt der Entstehung der Diorite und Biotit-Granodiorite des Arbeitsgebiets muß die untere Kruste des Kaoko Belts zum einen durch Krustenverdickung, zum anderen lokal durch die Intrusion kleiner Volumina mafischer Schmelzen stark erwärmt gewesen sein. Die Protolithe der Diorite und auch der Biotit-Granodiorite sind aufgrund der Gehalte an inkompatiblen Elementen keine verarmten Granulite der unteren Kruste, aus denen wiederholt Schmelzen gebildet wurden. Statt dessen sind als Protolithe Gesteine anzunehmen, die isotopisch wenig entwickelt waren, da sich das Sm/Nd-Verhältnis während krustaler Prozesse nur wenig ändert und infolgedessen der jeweilige Protolith eine ähnliche Nd-Isotopie wie die daraus generierte Schmelze besitzt.

Als jüngste Schmelzen des Torra Baai Komplex' intrudierten die Hellen Granite, die als Stöcke in der Nachbarschaft der Biotit-Granodiorite auftreten oder letztere durchschlagen. Ihre heterogen zusammengesetzten Quellenregion besteht möglicherweise aus einem Wechsel von Nk-Granitgneisen und Metasedimenten der Nk-Formation. Diese Schmelzen sind ohne tiefgreifende Homogenisierung direkt aufgestiegen und intrudiert.

Die Zeit der panafrikanischen Orogenese ist im Kaoko Belt ebenso wie im Zentralen Damara Orogen (z.B. Jung et al., 2002) trotz zahlreicher Intrusionen von Magmatiten keine Zeit der Krustenneubildung, da die bisher untersuchten panafrikanischen Diorite bis Granite vom Bandombaai-Komplex im Süden (van de Flierdt et al., 2003) über das Gebiet bei Torra Baai (diese Arbeit) bis zum Hoanib (Seth et al., 2002) durch Recycling krustalen Materials entstanden sind.
Die Ergebnisse dieser Studie favorisieren zusammen mit dem Fehlen von Mantelschmelzen ein Modell der Kontinent-Kontinent-Kollision nach einem kurzen intrakontinentalen Rifting gegenüber einem kompletten Wilson-Zyklus mit ausgedehnter Subduktion ozeanischer Kruste.

8 Literatur

Allègre CJ, Minister JF (1978): Quantitative models of trace element behaviour in magmatic processes. Earth Planet. Sci. Lett. **38**, 1-25.

Arndt NT, Goldstein SL (1987): Use and abuse of crust-formation ages. Geology **15**, 893-895.

Ahrendt H, Behr H-J, Clauer N, Hunziker JC, Porada H, Weber K (1983a): The Northern Branch: Depositional Developement and Timing of the Structural and Metamorphic Evolution within the Framework of the Damara Orogen. 723-743. In: Martin, H. & Eder, F.W. (Hrsg.): Intracontinental Fold Belts. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

Ahrendt H, Behr H-J, Clauer N, Porada H, Weber K (1983b): K-Ar Age Determinations from the Northern Damara Branch and their Implications for the Structural and Metamorphic Evolution of the Damara Orogen, South West Africa / Namibia. Spec. Publ. Geol. Soc. S. Africa **11**, 299-306.

Arth JG (1976): Behaviour of trace elements during magmatic processes – a summary of theoretical models and their applications. J. Res. U.S. Geol. Surv. **4**, 41-47.

Barbero L & Villaseca C (1992): The Layos Granite, Hercynian Complex of the Toledo (Spain): an example of parautochtonous restite-rich granite in a granulitic area. Transactions Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci. **83**, 127-138.

Bateman R (1995): The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers. Earth-Sci. Rev. **39**, 91-106.

Bea F (1996): Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Crustal Protoliths; Implications for the Chemistry of crustal melts. J. Petrol. **37**, 521-552.

Bea F, Fershtater G, Corretgé LG (1992): The geochemistry of phosphorus in granite rocks and the effect of aluminium. Lithos **29**, 43-56.

Beard JS, Lofgren GE (1991): Dehydration Melting and Water-Saturated Melting of Basaltic and Andesitic Greenstones and Amphibolites at 1, 3, and 6,9 kb. J. Petrol. **32**, 365-401.

Blacic JD (1975): Plastic-deformation mechanism in quartz: The effect of water. Tectonophysics **27**, 271-294.

Brooks C, Hart SR, Wendt I (1972): Realistic use of two-error regression treatments as applied to rubidium-strontium data. Rev. Geophys. Space Phys. **10**, 551-557.

Brown M, Solar GS (1998): Sherar-zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts. J. Struct. Geol. **20**, 211-227.

Brown M, Solar GS (1999): The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm. Tectonophysics **312**, 1-33.

Bühn B, Häussinger H, Kramm U, Kukla C, Kukla PA, Stanistreet IG (1994): Tectonomtamorphic patterns developed during Pan-Africancontinental collision in the Damara inland belt, Namibia. Chemie der Erde **54**, 329-354.

Carrol MR, Wyllie PJ (1990): The system tonalite-H_2O at 15 kb and the genesis of calk-alkaline magmas. Am. Mineral. **75**, 345-357.

Cawthorn RG, Brown PA (1976): A Model for the formation and crystallization of corundum-normative calc-alkaline magmas through amphibole fractionation. J. Geol. **84**, 467-476.

Chacko T, Cole DR, Horita J (2001): Equilibium Oxygen, Hydrogen and Carbone Isotope Fractionation Factors Applicable to Geologic Systems. In: Valley JW, Cole DR (Hrsg.): Stable Isotope Geochemistry. Rev. Min. Geochemistry **43**, 1-82.

Chappell BW (1996): Magma Mixing and the Production of Compositional Variation within Granite Suites: Evidence from the Granites of Southeastern Australia. J. Petrol. **37**, 449-470.

Chappell BW (1999): Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. Lithos **46**, 535-551.

Chappell BW, White AJR (1974): Two Contrasting Granite Types. Pacific Geology **8**, 173-174.

Chappell BW, White AJR (1992): I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences **83**, 1-26.

Chappell BW, White ARJ (2001): Two contrasting granite types: 25 years later. Austr. J. Earth Sci. **48**, 489-499.

Chappell BW, White ARJ, Wyborn D (1987): The Importance of Residual Source Material (Restite) in Granite Petrogenesis. J. Petrol. **28**, 1111-1138.

Clemens JD, Watkins JM (2001): The fluid regime of high-temperature metamorphism during granitoid magma genesis. Contrib. Mineral. Petrol. **140**, 600-606.

Collins WJ (1996): Lachlan Fold Belt granitoids: products of three-component mixing. Trans. Royal Soc. Edinburgh **87**, 171-181

Collins WJ (1998): Evaluation of petrogenetic models for Lachlan Fold Belt granitoids: implication for crustal architecture and tectonic models. Australian J of Earth Sciences **45**, 483-500.

Conrad WK, Nicholls IA, Wall VJ (1988): Water-Saturated and -Undersaturated Melting of Metaluminous and Peraluminous Crustal Compositions at 10 kb: Evidence for the Origin of Silicic Magmas in the Taupo Volcabic Zone, New Zealand, and Other Occurrences. J. Petrol. **29**, 765-803.

Coward MP (1983): The Tectonic History of the Damaran Belt. In: Miller, R.McG. (Hrsg.): Spec. Publ. Geol. Soc. S. Africa **11**, 409-421.

Cumbest RJ, Drury MR, van Roermund HLM, Simpson C (1989): Dynamic Recrystallisation and Chemical Evolution of Clinoamphibole from Senja, Norway. Contrib. Mineral. Petrol. **101**, 339-349.

DePaolo DJ (1980): Sources of Continental Crust: Neodymium Isotope Evidence from the Sierra Nevada and Peninsular Ranges. Science **209**, 684-687.

DePaolo DJ (1981): Trace Elements and Isotopic Effects of Combined Wallrock Assimilation and Fractional Crystallisation. Earth Planet. Sci. Lett. **53**, 189-202.

DePaolo DJ (1988): Neodymium Isotope Geochemistry. An Introduction. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg.

Didier J, Duthou JL, Lameyre J (1982): Mantle and Crustal Granites: Genetic Classification of Orogenic Granites and the Nature of their Enclaves. J. Volcanology Geotherm. Res. **14**, 125-132.

Dodge FCW, Kistler RW (1990): Some Additional Observations on Inclusions in the Granitic Rocks of the Sierra Nevada. J. Geophys. Res. **95**, 17.841-17.848.

Dostal J, Chatterjee AK (1995): Origin of topaz-bearing and related peraluminous granites of the Late Devonian Davis Lake pluton, Nova Scotia, Canada: crystal versus fluid fractionation. Chem. Geol. **123**, 67-88.

Dürr SB, Dingeldey DP (1996): The Kaoko belt (Namibia): Part of a Late Neoproterozoic Continental-Scale Strike-Slip System. Geology **24**, 6, 503-506.

Dürr SB, Dingeldey DP, Okrusch M, Franz L (1995): Transpression in the Panafrican Kaoko Belt of Northern Namibia: Structural and Petrological Implications. Zbl. Geol. Paläont. Teil 1 **3/4**, 495-505.

Eiler JM (2001): Oxygen Isotope Variations of Basaltic Lavas and Upper Mantle Rocks. In: Valley JW, Cole DR (Hrsg.): Stable Isotope Geochemistry. Rev. Min. Geochemistry **43**, 319-364.

Engelbrecht LNJ, Hugo PJ (1980): Geologic Map of South West Africa / Namibia; 1:1.000.000.

England PC, Thompson A (1986): Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. In: Coward MP, Ries AC (Hrsg.): Collision tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ. **19**, 83-94.

Faure G (1986): Principles of Isotope Geology. John Wiley & Sons, New York.

Fitzsimons ICW (1994): Cordierite migmatites from East Antarctica: geochemical constraints on volatile distribution during crustal anatexis. VM Goldschmidt Conference Extended Abstracts, Min. Mag. **58A**, 274-275.

Fourcade S, Allegre CJ (1981): Trace Elements Behaviour in Granite Genesis: A Case Study. The Calc-Alkaline Plutonic Association from the Querigut Complex (Pyrénées, France. Contrib. Mineral. Petrol. **76**, 177-195.

Franz L, Romer RL, Dingeldey DP (1999): Diachronous Pan-African granulite-facies metamorphism (650 Ma and 550 Ma) in the Kaoko belt, NW Namibia.- Eur. J. Mineral. **11**, 167-180.

Frimmel HE, Hartnady CJH (1992): Blue amphiboles and their significance for the metamorphic history of the Pan-African Gariep belt, Namibia. J. Metam. Geol. **10**, 651-669.

Frimmel HE, Hartnady CJH, Koller F (1996): Geochemistry and tectonic setting of magmatic units in the Pan-African Gariep Belt, Namibia. Chem. Geol. **130**, 101-121.

Furman T, Spera FJ (1985): Co-mingling of acid and basic magma with implications for the origin of mafic I-type xenoliths: field and petrochemical relations of an unusual dike complex at Eagle Lake, Sequoia National Park, California, U.S.A.. J. Volcanol. Geotherm. Res. **24**, 151-178.

Gapais D (1989): Shear structures within deformed granites: mechanical and thermical indications. Geology **17**, 1144-1147.

Guj P (1970): The Damara mobile belt in the south-western Kaokoveld, South West Africa. Bull. Precamb. Res. Unit, Univ. Cape Town **8**.

Grauch RJ (1989): Rare Earth Elements in Metamorphic Rocks. In: Lipin, B.R., McKay, G.A. (Hrsg.): Reviews in Mineralogy - Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements **21**, 147-167.

Green TH (1994): Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis – Sedona 16 years later. Chem. Geol. **117**, 1-36.

Gromet LP, Silver LT (1983): Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications Geochim. Cosmochim. Acta **47**, 925-939.

Gromet P, Silver LT (1987): REE variations across the Peninsular Ranges Batholith: Implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. J. Petrol. **28**, 75-125.

Gruner B (2000): Metamorphoseentwicklung im Kaokogürtel, NW-Namibia: Phasenpetrologische und geothermobarometrische Untersuchungen panafrikanischer Metapelite. Dissertation, Universität Würzburg, Würzburg.

Haack U, Hoefs J, Gohn E (1982): Constraints on the Origin of Damaran Granites by Rb/Sr and $\delta^{18}O$ Data. Contrib. Mineral. Petrol. **79**, 279-289.

Haack U, Gohn E, Hartmann O (1983a): Radiogenic Heat Generation in Damaran Rocks. In: Miller (Hrsg.): Spec. Publ. Geol. Soc. S. Africa **11**, 225-231.

Haack U, Hoefs J, Gohn E (1983b): Genesis of Damaran Granites in the Light of Rb/Sr and $\delta^{18}O$ Data. 847-872. In: Martin, H. & Eder, F.W. (Hrsg.): Intracontinental Fold Belts. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

Hanson GN (1978): The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. Earth Planet. Sci. Lett. **38**, 26-43.

Harmon RS, Hoefs J (1995): Oxigen isotope heterogenity of the mantle deduced from global ^{18}O systematics of basalts from different geotectonic settings. Contrib. Mineral. Petrol. **120**, 95-114.

Harris NBW, Inger S (1992): Trace Element Modelling of Pelite-Derived Granites. Contrib. Mineral. Petrol. **110**, 46-56.

Harris N, Vance D, Ayres M (2000): From sediment to granite: timescales of anatexis in the upper crust. Chem. Geol. **162**, 155-167.

Harrison TM, Watson EB (1983): Kinetics of Zircon Dissolution and Zirconium Diffusion in Granitic Melts of Variable Water Content. Contrib. Mineral. Petrol. **84**, 66-72.

Harrison TM, Watson EB (1984): The behaviour of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations. Geochim. Cosmochim. Acta **48**, 1467-1477.

Hawkesworth CJ, Menzies MA, van Calsteren P (1986): Geochemical and tectonic evolution of the Damara Belt, Namibia. In: Coward MP, Ries AC (Hrsg.): Collision Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ. **19**, 305-319.

Heinrichs H, Herrmann AG (1990): Praktikum der Analytischen Geochemie. Springer Verlag, Berlin.

Hoefs J (1987): Stable Isotope Geochemistry. 3. Aufl. Springer, Berlin.

Hoernes S, Hoffer E (1979): Equilibrium Relations of Prograde Metamorphic Mineral Assemblages - A Stable Isotope Study of Rocks of the Damara Orogen, From Namibia. Contrib. Mineral. Petrol. **68**, 377-389.

Hoernes S, Hoffer E (1985): Stable isotope evidence for fluid-present and fluid-absent metamorphism in metapelites from the Damara Orogen, Namibia. Contrib. Mineral. Petrol. **90**, 322-330.

Hoffer E (1983): Compositional variations of minerals in metapelites involved in low- to medium grade isograde reactions in the Southern Damara Orogen, Namibia, SW-Africa, 745-765. In: Martin, H. & Eder, F.W. (Hrsg.): Intracontinental Fold Belts. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

Holden P, Halliday AN, Stephens WE (1987): Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production. Nature **330**, 53-56.

Holtz F, Becker A, Freise M, Johannes W (2001a): The water-undersaturated and dry Qz-Ab-Or system revisited. Experimental results at very low water activities and geological imnplications. Contrib. Mineral. Petrol. **141**, 347-357.

Holtz F, Johannes W, Tamic N, Behrens H (2001b): Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications. Lithos **56**, 1-14.

Huang WL, Wyllie PJ (1975): Melting reactions in the system $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2 to 35 kilobars, dry and with excess water. J. Geol. **83**, 737-748.

Jacobsen SB, Wasserburg GJ (1980): Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. Earth Planet. Sci. Lett. **50**, 139-155.

Jäger E (1979): The Rb-Sr-Method. Jäger E, Hunziker JC (Hrsg.): Lectures in Isotope Geology. Springer Verlag, Berlin, 13-26.

Jung S, Mezger K, Hoernes S (1998a): Petrology and geochemistry of syn- to post-collisional metaluminous A-type granites – a major and trace element and Nd–Sr–Pb–O-isotope study from the Proterozoic Damara Belt, Namibia. Lithos **45**, 147-175.

Jung S, Mezger K, Masberg P, Hoffer E, Hoernes S (1998b): Petrology of an intrusion-related high migmatite: implications for partial melting of metasedimentary rocks and leucosome-forming process. J. metamorphic Geol. **16**, 425-445.

Jung S, Mezger K, Hoernes S (1998c): Geochemical and isotopic studies of syenites from the Proterozoic Damara belt (Namibia): Implications for the origin of syenites. Min. Mag. **62A**, 729-730.

Jung S, Hoernes S, Masberg P, Hoffer E (1999): The Petrogenesis of Some Migmatites and Granites (Central Damara Orogen, Namibia): Evidence for Disequilibrium Melting, Wall-Rock Contamination and Crystal Fractionation. J. Petrol. **40**, 1241-1269.

Jung S, Hoernes S, Mezger K (2000a): Geochronology and petrogenesis of Pan-African, syn-tectonic, S-type and post-tectonic A-type granite Namibia: products of melting of crustal sources, fractional crystallization and wall rockentrainment. Lithos **50**, 259-287.

Jung S, Hoernes S, Mezger K (2001): Trace element and isotopic (Sr, Nd, Pb, O) arguments for a mid-crustal origin of Pan-African garnet-bearing S-type granites from the Damara orogen (Namibia). Precambrian Res. **110**, 325-355.

Jung S, Hoernes S, Mezger K (2002): Synorogenic melting of mafic lower crust: constraints from geochronology, petrology and Sr, Nd, Pb and O isotope geochemistry of quartz diorites (Damara orogen, Namibia). Contrib. Mineral. Petrol **143**, 551-566.

Jung S, Mezger K, Hoernes S (2003): Petrology of basement-dominated terranes: II. Contrasting isotopic (Sr, Nd, Pb and O) signatures of basenet-derived granites and constraints on the source region of granite (Damara orogen, Namibia). Chem. Geol., vorgelegt.

Kasch KW (1983): Continental collision, suture progradation and thermal relaxation: a plate tectonic model for the Damara Orogen in central Namibia. Spec. Publ. Geol. Soc. S. Africa **11**, 423-429.

Keay S, Collins WJ, McCulloch MT (1997): A three-component Sr-Nd isotopic mixing model for granitoid genesis, Lachlan fold belt, eastern Australia. Geology **25**, 307-310.

Kerrick DM (1990): The Al_2SiO_5 Polymorphs. Rev. Min. **22**.

Knesel KM, Davidson JP (1996): Isotopic disequilibrium during partial melting of granite and implications for crustal contamination of magmas. Geology **24**, 243-246.

Kretz R (1983): Symbols for rock-forming minerals. Am. Mineral. **68**, 277-279.

Kröner A, Correia H (1980): Continuation of the Pan-African Damara belt into Angola: A proposed correlation of the Chela Group in southern Angola with the Nosib Group in northern Namibia/SWA. Trans. Geol. Soc. S. Afr. **83**, 5-16.

Kukla PA, Stanistreet IG (1991): Record of the Damaran Khomas Hochland accretionary prism in central Namibia: Refutation on an „ensialic“ origin of a Late Proterozoic orogenic belt. Geology **19**, 473-476.

Langmuir CH (1989): Geochemical consequences of in situ crystallization. Nature **340**, 199-205.

LeBreton N, Thompson AB (1988): Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. Contrib. Mineral. Petrol. **99**, 226-237.

Lechler PJ, Desilets MO (1987): A Review of the Use of Loss on Ignition as a Measurement of total Volatiles in whole-rock analysis. Chem. Geol. **63**, 341-344.

LeFort P, Cuney M, Deniel C, France-Lanord C, Sheppard SMF, Upreti BN, Vidal P (1987): Crust generation of the Himalayan leucogranites. Tectonophysics **134**, 39-57.

Lister GS, Dornsiepen UF (1982): Fabric Transitions in the Saxony Granulite Terrain. J. Struct. Geol. **4**, 1, 81-92.

Ludwig KR (2000): Isoplot/Ex, v. 2.3 – A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. **1a**.

Lugmair GW & Marti K (1978): Lunar initial $^{143}Nd/^{144}Nd$; differential evolution of the lunar crust and mantle. Earth Planet. Sci. Lett. **39**, 349-357.

Machado N, Valladares C, Heilbron M, Valeriano C (1996): U-Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. Precamb. Res. **79**, 347-361.

Masberg P (1996): Multiple Migmatisation in the HT/LP Central Damara Orogen, Namibia. N. Jb. Mineral. Abh. **170**, 3, 257-289.

Masberg P (2000): Garnet growth in medium-pressure granulite facies metapelites from the central Damara Orogen: igneous versus metamorphic history. Communs geol. Surv. Namibia **12**, 117-126.

Masberg HP, Hoffer E, Hoernes S (1992): Microfabrics Indicating Granulite-Facies Metamorphism in the Low-Pressure Central Damara Orogen, Namibia. Precambrian Res. **55**, 243-257.

Masberg HP, Hoffer E, Hoernes S, Haack U (1997): Petrologie und Geochemie pan-afrikanischer Granitoide des Kaoko-Belts, Namibia. Berichte der DMG. Beih. z. Eur. J. Mineral. **9**, 1, 239.

Martin, H (1999): Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. Lithos **46**, 411-429.

McBirney AR, Baker BH, Nilson RH (1985): Liquid fractionation. Part I: Basic principles and experimental simulations. J. Volcanol. Geotherm. Res. **24**, 1-24.

McDermott F, Hawkesworth CJ (1990): Intracrustal recycling and upper-crustal evolution: A case study from the Pan-African Damara mobile belt, central Namibia. Chem. Geol. **83**, 263-280.

McDermott F, Harris NBW, Hawkesworth CJ (1996): Geochemical Constraints on Crustal Anatexis: a Case Study from the Pan-African Damara Granitoids of Namibia. Contrib. Mineral. Petrol. **123**, 406-423.

Metzner C, Grimmeisen W (1990): MONA: a User-Friendly Computer-Program for Calculating the Modal Mineralogy of Rocks from Chemical Analysis. Eur. J. Mineral., **2**, 735-738.

Michard A, Guriet P, Soudant M, Albarède F (1985): Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. Geochim. Cosmochim. Acta 49, 601-610.

Mihm D (1998): Petrologische, geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen an Gesteinen der Nk-Einheit der Damara-Sequenz im Kaoko Belt, Namibia. Diplomarbeit, Universität Marburg, Marburg.

Mihm D, Masberg P, Jung S, Hoernes S, Hoffer E, Friedrichsen H (1999): Geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen (Sr, Nd, $\delta^{18}O$) an panafrikanischen Granitoiden der Nk-Einheit des Kaoko-Belts, Namibia. Beih. z. Eur. J. Mineral. **11**, 156.

Mihm D, Masberg P, Hoernes S, Jung S, Friedrichsen H (2000): Geochemische und Isotopen-geochemische Untersuchungen an panafrikanischen Graniten des südlichen Kaoko Belts. Beih. z. Eur. J. Mineral. **12**, 126.

Mihm D, Masberg P, Jung S, Friedrichsen H (2001): Geochemical and Isotopic Characteristics of the Pan-African Magmatic Torra Baai Complex in the Kaoko Belt, NW Namibia. J. Conf. Abs. **6**, 585

Miller CF (1985): Are Strongly Peraluminous Magmas Derived from Pelitic Sedimentary Sources? J. Geol. **93**, 673-689.

Miller CF, Mittlefehldt DW (1982): Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas. Geology **10**, 129-133.

Miller CF, Watson EB, Harrison TM (1988): Perspectives on soure, segregation and trasnport of granitoid magma. Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Sci. **79**, 135-156.

Miller R McG (1983): The Pan-African Damara Orogen of South West Africa / Namibia. In: Miller (Hrsg.): Spec. Publ. Geol. Soc. S. Africa **11**, 431-515.

Miller R McG (1988): Geological Map – Sheet 2013 Cape Cross, 1:250.000.

Miller R McG, Grote W (1988): Geological Map of the Damara Orogen, South West Africa / Namibia, 1:500.000.

Millisenda C, Liew TC, Hofmann AW, Köhler H (1994): Nd isotopic mapping of the Sri Lanka basement: updata, and additional constraints from Sr isotopes. Precambrian Res. **66**, 95-110.

Montel J-M (1993): A model for monazite / melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. Chem. Geol. **110**, 127-146.

Montel J-M, Vielzeuf D (1997): Partial melting of metagreywackes, Part II. Composition of minerals and melt. Contrib. Mineral. Petrol. **128**, 176-196.

Nesbitt HW (1979): Mobility and Fractionation of Rare Earth Elements During Weathering of a Granodiorite. Nature **279**, 206-210.

Nilson RH, McBirney AR, Baker BH (1985): Liquid fractionation. Part II: Fluid dynamics and quantitative implications for magmatic systems. J. Volcanol. Geotherm. Res. **24**, 25-54.

O'Neil JR (1979): Stable Isotope Geochemistry of Rocks and Minerals. In: Jäger E, Hunziker JC (Ed.), Lectures in Isotope Geology. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York. 235-263.

O'Nions RK, Hamilton PJ, Evenson NM (1977): Variations in $^{143}Nd/^{144}Nd$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ in oceanic basalts. Earth Planet. Sci. Lett. **34**, 13-22.

O'Nions RK, Hamilton PJ, Hooker PJ (1983): A Nd isotope investigation of sediments related to crustal developement in the British Isles. Earth Planet. Sci. Lett. **63**, 229-240.

Passchier CW, Trouw RAJ (1998): Microtectonics. 2. Aufl., Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

PatiñoDouce AE (1997): Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. Geology **25**, 743-746.

PatiñoDouce AE, Beard JS (1995): Dehydration-melting of Biotite gneiss and Quartz Amphibolite from 3 to 15 kb. J.Petrol. **36**,3, 707-738.

PatiñoDouce AE, Harris N (1998): Experimental Constraints on Himalayan Anatexis. J.Petrol. **39**, 4, 689-710.

Petford N, Atherton M (1996): Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca batholith, Peru. J. Petrol. **37**, 1491-1521.

Petford N, Gallagher K (2001): Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic infux of basaltic magma. EPSL **193**, 483-499.

Philpotts JA, Schnetzler CC (1970): Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba with applications to anorthosite and basalt genesis. Geochim. Cosmochim. Acta **34**, 307-322.

Pitcher WS (1978): The anatomy of an batholith. J. Geol. Soc. London **135**, 157-182.

Pitcher WS (1987): Granites and yet more granites forty years on. Geol. Rundsch. **76**, 51-79.

Pitcher WS (1993): The nature and origin of granite. Blackie, London.

Porada H (1979): The Damara - Ribeira Orogen of the Pan-African - Brasiliano Cycle in Namibia (South West Africa) and Brazil as interpreted in Terms of Continental Collision. Tectonophysics **57**, 237-265.

Porada H (1989): Pan-African Rifting and Orogenesis in Southern to Equatorial Africa and Eastern Brazil. Precambrian Res. **44**, 103-136.

Prave AR (1996): Tale of the Three Cratons: Tectonostratigraphic Anatomy of the Damara Orogen in Northwestern Namibia and the Assembly of Gondwana. Geology **24**, 12, 1115-1118.

Price RC (1983): Geochemistry of a peraluminous granitoid suite from North-eastern Victoria, South-eastern Australia. Geochim. Cosmochim. Acta **47**, 31-42.

Rapp RP, Watson EB (1995): Dehydration Melting of Metabasalt at 8-32 kbar: Implications for Continental Growth and Crust-Mantle Recycling. J. Petrol. **36**, 891-931.

Rapp RP, Ryerson FJ, Miller CF (1987): Experimental evidence bearing on the stability of monazite during crustal anatexis. Geophysical Res. Lett. **14**, 307-310.

Reiners PW, Nelson BK, Ghiroso MS (1995): Assimilation of felsic crust by basaltic magma: Thermal limits and extents of crustal contamination of mantle-derived magmas. Geology **23**, 563-566.

Rice A (1981): Convective fractionation: A mechnism to provide cryptic zoning (macrosegregation), layering, crescumulates, banded tuffs and explosive volcanism in igneous process. J. Geophys. Res. **86**, 405-417.

Rittmann A (1929): Die Zonenmethode. Ein Beitrag zur Methodik der Plagioklasbestimmung mit Hilfe des Theodolithtisches. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. **9**, 1-46.

Rollinson H (1993): Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Harlow: Longman Scientific and Technical.

Rushmer T (1991): Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions. Contrib. Mineral. Petrol. **107**, 41-59.

Rushmer T (1993): Experimental high-pressure granulites: Some applications to natural mafic xenolith suites and Archean granulite terranes. Geology **21**, 411-414.

SACS – South African Committee for Stratigraphy (1980): The Damara Sequence. In: L.E. Kent & Co. (Hrsg.): The Stratigraphy of South Africa, Part 1, Lithostratigraphy of the Republic of South Africa, South West Africa / Namibia, and the Republics of Bophutatswana, Transkei and Venda; Handbook **8**, Geol. Surv. S. Afr.

Seth B (1999): Crustal evolution of the Kaoko belt, NW Namibia. Geochemical and geochronological study of Archaean to Mesoproterozoic basement gneisses and Pan-African migmatites and granitoids. Dissertation, Universität Würzburg, Würzburg.

Seth B, Kröner A, Mezger K, Nemchin AA, Pidgeon RT, Okrusch M (1998): Archean to Neoproterozoic magmatic events in the Kaoko belt of NW Namibia and their geodynamic significance. Precambrian Res. **92**, 341-363.

Seth B, Jung S, Hoernes S (2002): Isotope constraints on the origin of Pan-African granitoid rocks in the Kaoko belt, NW Namibia. South Afr. J. Geol. **105**, 179-192.

Sha L-K & Chappell BW (1999): Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. Geochim. Cosmochim. Acta **63**, 3861-3881.

Singh J, Johannes W (1996): Dehydration melting of tonalites. Part II. Composition of melts and solids. Contrib. Mineral. Petrol. **125**, 26-44.

Skjerlie KP & Johnston AD (1993): Fluid-Absent Melting Behavior of an F-Rich Tonalitic Gneiss at Mid-Crustal Pressures: Implications for the Generation of Anorogenic Granites. J. Petrol. **35**, 785-815.

Skjerlie KP, PatiñoDouce AE, Johnston AD (1993): Fluid absent melting of a layered crustal protlith: implications for the generation of anatectic granites. Contrib. Mineral. Petrol. **114**, 365-378.

Spear FS (1993): Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Path. Mineralogical Society of America, Washington.

Springer WS, Seck HA (1997): Partial Fusion of Basaltic Granulites at 5 to 15 kbar: implicatons for the origin of TTG magmas. Contrib. Mineral. Petrol. **127**, 30-45.

Stanistreet IG, Charlesworth EG (2001): Damaran basement-cored fold nappes incorporating pre-collisional basins, Kaoko Belt, Namibia, and controls on Mesozoic supercontinental break-up. South Afr. J. Geol. **104**, 1-12.

Steiger RH, Jäger E (1977): Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth Planet. Sci. Lett. 36, 359-362.

Stosch HG (2000a): Geochemie der Seltenen Erden. Version 2.1.6 (20. Dezember 2000). Quelle: http://129.13.109.66/WWW_only/html/ftp.html

Stosch HG (2000b): Isotopengeochemie. Version 2.1.1 (19. März 2000). Quelle: http://129.13.109.66/WWW_only/html/ftp.html

Streckeisen A (1976): To Each Plutonic Rock ist Proper Name. Earth Sci. Rev. **12**, 1-33.

Sun SS, McDonough WF (1989): Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Hrsg.): Magmatism in Oceanic Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. **42**, 313-345.

Sylvester PJ (1998): Post-collisional strongly peraluminous granites. Lithos **45**, 39-44.

Taylor HP (1977): Water/rock interactions and the origin of H_2O in granitic batholiths. Thirtieth William lecture. J. Geol. Soc. **133**, 509-558.

Taylor HP Jr. (1980): The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}O/^{16}O$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ systematics in igneous rocks. Earth Planet. Sci. Lett. **47**, 243-254.

Taylor HP, Sheppard SMF (1986): Igneous Rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics. In: Valley JW, Taylor HP (Jr.), O'Neil JR (Hrsg.): Stable Isotopes in High Temperature Processes. Rev. Mineral. **16**, 227-271.

Taylor SR, McLennan SM (1985): The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Trompette R (1997): Neoproterozoic (~600 Ma) Aggregation of Western Gondwana: a Tentative Scenario. Precambrian Res. **82**, 101-112.

Tuttle OF, Bowen NL (1958): Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8 – KAlSi_3O_8 – SiO_2 – H_2O$. Geol. Soc. Am. Mem. **74**.

van de Flierdt T (2000): Der Bandombaai-Komplex (Namibia) – Eine petrographische, geochemische und isotopengeochemische Charakterisierung. Diplomarbeit, Universität Bonn.

van de Flierdt T, Hoernes S, Friedrichsen H, Masberg P (1999): Geochemie und Isotopie des Bandombaai-Komplexes (Namibia) – Ein ungewöhnlicher Pan-Afrikanischer Intrusivkörper. Beih. z. Eur. J. Mineral. **11**, 73.

van de Flierdt T, Hoernes S, Jung S, Masberg P, Hoffer E, Schaltegger U, Friedrichsen H (2003): Lower crustal melting and the role of open-system processes in the genesis of syn-orogenic diorite-granite-leucogranite associations: constraints from Sr-Nd-O isotopes from the Bandombaai Complex, Namibia. Lithos **67**, 205-226.

Vernon RH, Etheridge MA, Wall VJ (1988): Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. Lithos **22**, 1-11.

Vielzeuf D, Holloway JR (1988): Experimental determination of the fluid-absent melting reactions in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation. Contrib. Mineral. Petrol. **98**, 257-276.

Villaseca C, Barbero L (1994): Chemical Variability of Al-Ti-Fe-Mg Minerals in Peraluminous granitoid rocks from Central Spain. Eur. J. Mineral. **6**, 691-710.

Voll G (1969): Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose. Habilitationsschrift, TU Berlin.

Voll G (1976): Recrystallisation of Quartz, Biotite and Feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and ist Geological Significance. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. **56**, 641-647.

Voll G (1980): Deformation, crystallisation and recrystallisation. International conference on the effects of deformation on rocks. Abstracts, 1-9. Göttingen.

Voshage H, Hofmann AW, Mazzucchelli M, Rivalenti G, Sinigoi S, Raczek I, Demarchi G (1990): Isotopic evidence from the Ivrea Zone for a hybrid lower crust formed by magmatic underplating. Nature **347**, 731-736.

Wall VJ, Clemens JD, Clarke DB (1987). Models for granitoid evolution and source compositions. J. Geol. **95**, 731-749.

Watson EB, Harrison TM (1983): Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a vareity of crustal magma types. Earth Planet. Sci. Lett. **64**, 295-304.

Watt GR, Harley SL (1993): Accessory phase controls on the geochemistry of crustal melts and restites during water-undersaturated partial melting. Contrib. Mineral. Petrol. **114**, 550-566.

Weaver BL, Tarney J (1980): Continental crust composition and nature of the lower crust: constraints from mantle Nd-Sr isotope correlation. Nature **286**, 342-346.

Wedepohl KH (1995): The composition of the continental crust. Ingerson Lecture. Geochim. Cosmochim. Acta **59**, 1217-1232.

White WM (2001): Geochemistry. An On-Line Textbook. Quelle: http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/geo455/Chapters.HTML

White AJR & Chappell BW (1977): Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics **43**, 7-22.

White ARJ, Chappell BW, Wyborn D (1999): Application of the Restite Model to the Deddick Granodiorite and its Enclaves – a Reinterpretation of the Observations and Data of Maas et al. (1997). J. Petrol. **40**, 413-421.

Wilson M. (1989): Igneous Petrogenesis. Chapman & Hall, London.

Winkler HGF, Lindemann W (1972): The system Qz-Or-An-H_2O within the granitic system Qz-Or-Ab-An-H_2O. Applications to granitic magma formation. Neues JB. Miner. Mh., 49-61.

Wolf MB, Wyllie PJ (1994): Dehydration melting of amphibolite at 10 kb: the effects of temperature and time. Contrib. Mineral. Petrol. **115**, 369-383.

Yardley BW (1996): Introduction to Metamorphic Petrology. Addison-Wesley Longman.

Zen E-an (1986): Aluminum Enrichment in Silicate Melts by Fractional Crystallization: Some Mineralogic and Petrographic Constraints. J. Petrol. **27**, 1095-1117.

Zen E-an (1988): Phase Relations of Peraluminous Granitic Rocks and their Petrogenetic Implications. Ann. Rev. Earth Planet. Sci. **16**, 21-51.

Zhao Z-F, Zheng Y-F (2003): Calculation of oxygen isotope fractionation in magmatic rocks. Chem. Geol. **193**, 59-80.

Anhang

Arbeitsmethoden
Tabellen

Arbeitsmethoden

Haupt- und Spurenelement-Analytik

Die quantitativen Bestimmung der Haupt- und Spurenelemente (mit Ausnahme der SEE) erfolgte an Schmelztabletten am Röntgenfluoreszenzspektrometer (PW 1480, Fa. Philipps) unter Verwendung einer Rhodiumröhre am Mineralogischen Institut der Universität Bonn. Der relative Fehler beträgt für die Hauptelemente < 3%, für die Spurenelemente ca. 5-10%. Der L.O.I. (= Loss On Ignition) wurde gravimetrisch (Lechler & Desilets, 1987), FeO titrimetrisch bestimmt.

Seltenerd-Element-Analytik

Die Bestimmung der Gehalte an SEE (= Seltene Erd-Elemente) in Gesamtgesteinen erfolgte nach einer laborinterne Arbeitsvorschrift (modifiziert nach Heinrichs & Herrmann, 1990).
Die SEE wurden nach einem Na_2O_2-Aufschluß mittels Kationentauschersäulen – gefüllt mit Ionentauscherharz (Dowex 50W 8X, Fa. Fluka) – von den Matrixelementen abgetrennt. Die Bestimmung der SEE-Gehalte erfolgte mittels eines ICP-AES („Inductive Coupled Plasma - Atomic Emission Spectrometer“; ICP/6500XR der Fa. Perkin Elmer). Die relative Fehler beträgt < 10%. Für einige Diagrammen wurden die SEE-Gehalte Chondrit-normiert nach Sun & McDonough (1989).
Zum Überprüfen der Meßwerte wurden z.T. Doppelbestimmungen durchgeführt sowie laborinterne Standards in den gesamten Analysenvorgang miteinbezogen.

Bestimmung der radiogenen Isotopen-Verhältnisse

Die Sr- und Nd-Isotopenanalysen wurden an der Freien Universität Berlin, Fachrichtung Geochemie, ausgeführt. Ca. 100 mg Gesamtgesteinspulver wurden mit einem ^{87}Rb- sowie einem ^{84}Sr-Spike und einem ^{147}Sm-^{148}Nd-Mischspike versetzt und in mehreren Schritten mit einem Gemisch aus konzentrierer HF und konzentrierter HNO_3 im Verhältnis 4:1 sowie mit 6 m HCl aufgeschlossen.
Rb und Sr wurden mittels Kationentauschersäulen (Ionentauscherharz DOWEX 50WX8, Fa. EGA Chemie) von den Matrixelelementen, Sm und Nd mittels Teflon-beschichteten Kationentauschern von den übrigen SEE abgetrennt.
Die Messung der Isotopenverhältnisse erfolgte auf Re-Doppelfilamenten an einem Therm-Ionen-Massenspektrometer Finnigen MAT 261.

Rb-Sr

Die Fraktionierung während der Messung wurde durch die Normierung mit $^{86}Sr/^{88}Sr = 0{,}1194$ (Steiger & Jäger, 1977) kompensiert. Die Zerfallskonstante ist $\lambda = 1{,}42 \cdot 10^{-11}\ a^{-1}$ (Steiger & Jäger, 1977).

Die Messung des Standards NBS987 ergab während des gesamten Meßintervalls $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}710240 \pm 45$ (2σ; n=23). Der Fehler des $^{87}Rb/^{86}Sr$-Verhältnisses beträgt bei gespikten Proben ca. 1%, bei ungespikten Proben ca. 5%.

Sm-Nd

Die Fraktionierungkorrektur erfolgte durch die Normierung mit $^{146}Nd/^{144}Nd = 0{,}7219$ (O'Nions et al., 1977). Die Zerfallskonstante ist $\lambda = 6{,}54 \cdot 10^{-12}\ a^{-1}$ (Lugmair & Marti, 1978).
Die $^{143}Nd/^{144}Nd$-Verhältnisse sind als ε_{Nd}-Werte relativ zu CHUR (= Chondritic Uniform Reservoir) mit $^{147}Sm/^{144}Nd_{heute} = 0{,}1966$ und $^{143}Nd/^{144}Nd_{heute} = 0{,}512638$ (Jacobsen & Wasserburg, 1980) angegeben. Der analytische Fehler beträgt etwa 0,5 ε-Einheiten.
Die Nd-Modellalter (T_{DM}) wurden auf einen verarmter Mantel mit $^{147}Sm/^{144}Nd_{heute} = 0{,}222$ und $^{143}Nd/^{144}Nd_{heute} = 0{,}513114$ bezogen (Michard et al., 1985) und unter Berücksichtigung der Korrektur nach Millisenda et al. (1994) berechnet.

Die Messung eines laborinternen Standards während des gesamten Meßintervalls liefert ein Maß für die externe Reproduzierbarkeit: 18 Messungen ergaben $^{143}Nd/^{144}Nd = 0{,}511784 \pm 13$ (2σ). Der internationale La Jolla Nd-Standard ergab $^{143}Nd/^{144}Nd = 0{,}511800 \pm 15$ (2σ; n = 23). Der Blank (total) für Nd ist $\leq$ 10 pg/g und daher zu vernachlässigen.

Bestimmung der Sauerstoffisotopie

Die Sauerstoffisotopenmessungen wurden am Mineralogischen Institut der Universität Bonn durchgeführt. Aus 10 mg einer repräsentativen Pulverprobe des Gesamtgesteins wird Sauerstoff mit Fluorgas extrahiert und als CO_2 gebunden. Das $^{18}O/^{16}O$-Verhältnis wurde mittels eines Gas-Massenspektrometer SIRA-9 der Fa. VG Isogas mit Dreifachkollektor bestimmt. Die Sauerstoffisotopie wird als $\delta^{18}O$-Werte relativ zu SMOW (= Vienna Standard Mean Ocean Water) angegeben. Die Reproduzierbarkeit der Meßwerte liegt bei $\pm$0,2‰.

Tabellen

Tab. A.1: Gesamtübersicht aller Gesteinsproben sowie deren Probenlokationen in Stunden, Minuten und Sekunden. Die Gesteine sind entsprechend ihren geochemischen Gruppen geordnet.

		Südliche Breite			Östliche Länge		
	Gestein	**h**	**min**	**s**	**h**	**min**	**s**
Torra Baai Granitoide							
Diorite							
400	Diorit	20	31	15	13	17	24
D54	Diorit	20	31	42	13	17	42
401	Diorit	20	31	15	13	17	24
D56	Diorit	20	31	18	13	17	32
404	Diorit	20	25	54	13	18	17
402	Quarzdiorit	20	31	15	13	17	24
Biotit-Granodiorite							
D29	Granodiorit	20	20	38	13	17	15
D27	Granodiorit	20	19	51	13	16	48
462	Granodiorit	20	19	42	13	16	39
453	Granodiorit	20	18	52	13	14	17
D24	Granodiorit	20	19	51	13	16	48
461	Granodiorit	20	19	42	13	16	39
454	Granodiorit	20	18	52	13	14	17
D21	Granodiorit	20	19	8	13	15	28
457	Granodiorit	20	19	6	13	15	14
458	Granodiorit	20	19	6	13	15	14
Helle Granite							
D60	Granit	20	19	3	13	15	22
D63	Granit	20	20	54	13	17	13
D66	Granit	20	21	6	13	17	13
D64	Granit	20	21	1	13	17	10
D79	Granit	20	25	5	13	15	30
D30	Granit	20	20	38	13	17	15
456	Granit	20	19	8	13	14	14
460	Granit	20	19	6	13	15	14
D26	Granit	20	19	51	13	16	48
D61	Granit	20	20	20	13	17	12
D58	Granit	20	19	9	13	15	16
D23	Granit	20	19	8	13	15	28
D22	Granit	20	19	8	13	15	28
Schollen in Biotit-Granodioriten und Hellen Graniten							
D62B	Metagranodiorit	20	20	20	13	17	12
D25	Metagranodiorit	20	19	51	13	16	48
459	Metagranodiorit	20	19	6	13	15	14
D62A	Metagranodiorit	20	20	20	13	17	12
D67	Metagranodiorit	20	21	8	13	17	14
D65	Metagranodiorit	20	21	1	13	17	10

Fortsetzung Tab. A.1

		Südliche Breite			Östliche Länge		
	Gestein	**h**	**min**	**s**	**h**	**min**	**s**
Nk-Granitgneise							
Pluton							
D15	Granodioritgneis	20	25	50	13	18	44
D5	Granitgneis	20	25	43	13	18	23
D7	Granitgneis	20	25	43	13	18	23
D1	Granitgneis	20	25	52	13	18	18
D4	Granitgneis	20	25	47	13	18	20
D57	Granitgneis	20	29	8	13	16	14
413	Granitgneis	20	25	54	13	18	18
D9A	Granitgneis	20	25	38	13	18	23
414	Granitgneis	20	25	54	13	18	18
D90	Granitgneis	20	24	15	13	19	21
407	Granitgneis	20	25	43	13	18	25
D11	Granitgneis	20	25	20	13	18	27
D91	Granitgneis	20	24	15	13	19	21
D3	Granitgneis	20	25	52	13	18	18
405	Granitgneis	20	25	43	13	18	25
D2	Granitgneis	20	25	52	13	18	18
406	Granitgneis	20	25	43	13	18	25
D9G	Granitgneis	20	25	38	13	18	23
Gänge, Gruppe A							
D96	Granodioritgneis	20	23	59	13	18	22
D89	Granodioritgneis	20	24	13	13	19	13
419	Granitgneis	20	23	32	13	18	5
D94	Granitgneis	20	24	1	13	18	52
D18	Granitgneis	20	24	36	13	17	59
D95	Granitgneis	20	23	59	13	18	22
D16	Granitgneis	20	24	36	13	18	4
Gänge, Gruppe B (Hoch-d18O-Granitgneise)							
D70	Granitgneis	20	22	1	13	19	57
D76	Granitgneis	20	22	13	13	19	56
D32	Granitgneis	20	21	59	13	19	40
416	Granitgneis	20	24	24	13	18	5
D86	Granitgneis	20	24	50	13	17	35
D92	Granitgneis	20	24	8	13	19	2
Gänge, Gruppe C (Hoch-Rb/Sr-Granitgneise)							
D17	Granitgneis	20	24	35	13	18	0
D74	Granitgneis	20	22	11	13	19	56
D75	Granitgneis	20	22	13	13	19	56
D78	Granitgneis	20	22	3	13	19	50
D88	Granitgneis	20	24	13	13	19	17
D73	Granitgneis	20	22	11	13	19	56
D31	Granitgneis	20	21	59	13	19	40
D71	Granitgneis	20	22	1	13	19	57

Fortsetzung Tab. A.1

		Südliche Breite			Östliche Länge			
	Gestein	**h**	**min**	**s**	**h**	**min**	**s**	
Metasedimente								
410	Metapelit	20	25	43	13	18	25	
D10	Metagrauwacke	20	25	20	13	18	27	
D13	Metagrauwacke	20	25	45	13	18	31	
D93	Metagrauwacke	20	24	9	13	19	0	
D53	Metagrauwacke	20	32	4	13	19	2	
418	Metagrauwacke	20	24	24	13	18	5	
417	Metagrauwacke	20	24	24	13	18	5	
411	Metagrauwacke	20	25	43	13	18	25	
D87	Metagrauwacke	20	25	7	13	17	51	
D72	Metagrauwacke	20	22	1	13	19	57	
403	Kalksilikatfels	20	31	15	13	17	24	n.a.
408	Kalksilikatfels	20	25	43	13	18	25	n.a.
412	Kalksilikatfels	20	25	43	13	18	25	n.a.
D69.1+2	Metagrauwacke	20	23	2	13	17	50	n.a.
D81.	Metagrauwacke	20	24	56	13	15	51	n.a.
D97	Kalksilikatfels	20	24	0	13	18	15	n.a.
Granitoide, die keiner der oben angeführten geochemischen Gruppen zugeordnet werden können bzw. aufgrund von Inhomogenitäten nur petrographisch untersucht wurden								
409	Granitgneis	20	25	43	13	18	25	
455	Granit	20	18	52	13	14	17	
463	Granodiorit	20	19	42	13	16	39	
D6	Granit	20	25	43	13	18	23	
D8	Einzelne Granate	20	25	43	13	18	23	n.a.
D12	Granitgneis	20	25	20	13	18	27	n.a.
D14	Granitgneis	20	25	45	13	18	31	
D19	Leukotonalit	20	20	48	13	17	20	
D20.1	Granit	20	20	30	13	17	18	n.a.
D20.2	Granit	20	20	30	13	17	18	n.a.
D20.3	Granit	20	20	30	13	17	18	n.a.
D28	Leukotonalit	20	20	38	13	17	15	
D55	Granodiorit	20	31	24	13	17	36	
D59	Granodiorit	20	19	9	13	15	16	
D68	Granodiorit	20	22	51	13	17	58	
D77	Granitgneis	20	22	11	13	19	52	n.a.
D80	Granitgneis	20	24	56	13	15	51	
D81..	Granitgneis	20	24	56	13	15	51	n.a.
D82	Mylonit; Granitgneis	20	24	55	13	15	53	
D83	Granodioritgneis	20	24	54	13	16	3	
D84	Granitgneis	20	25	5	13	16	2	n.a.
D85	Granitgneis	20	24	45	13	16	26	

Tab. A.2: Haupt- und Spurenelementgehalte sowie $\delta^{18}O$-Werte der (Meta-)Magmatite des Torra Baai Komplex' sowie deren metasedimentärer Rahmengesteine. Hauptelementgehalte in Gew.-%, Spurenelementgehalte in ppm, $\delta^{18}O$-Werte in ‰. Fe_2O_3*: Gesamteisen als Fe^{3+} angegeben.

Torra Baai Granitoide

	Diorite						**Biotit-Granodiorite**					
	400	**D54**	**401**	**D56**	**404**	**402**	**D29**	**D27**	**462**	**453**	**D24**	**461**
SiO_2	51,1	51,1	52,3	53,2	53,7	59,2	65,2	65,8	65,9	66,0	66,4	66,5
TiO_2	1,80	1,81	1,58	1,74	1,39	1,10	0,62	0,52	0,56	0,56	0,53	0,56
Al_2O_3	17,4	17,9	16,8	17,3	16,7	16,5	16,2	15,5	15,7	15,6	15,4	15,4
Fe_2O_3*	10,37	9,02	9,55	8,83	9,00	6,89	5,31	4,46	4,80	4,63	4,38	4,74
FeO	7,81	5,91	6,39	5,78	6,59	5,13	n.a.	n.a.	3,57	3,57	n.a.	3,50
MnO	0,12	0,11	0,11	0,11	0,12	0,09	0,08	0,07	0,07	0,07	0,06	0,09
MgO	4,82	5,00	4,86	4,26	4,60	3,48	1,43	1,77	1,86	1,69	1,46	1,90
CaO	7,60	7,12	7,24	6,79	7,66	4,98	4,04	3,87	3,62	3,57	3,70	3,79
Na_2O	2,38	2,66	2,23	2,53	2,31	2,46	2,93	2,31	2,58	3,08	2,69	2,86
K_2O	1,80	2,32	2,53	2,87	1,85	2,75	1,87	2,73	2,94	2,08	3,26	2,61
P_2O_5	0,51	0,658	0,63	0,540	0,32	0,36	0,158	0,112	0,13	0,13	0,114	0,14
L.O.I.	1,00	1,17	1,25	0,93	1,41	1,09	0,64	0,66	0,66	1,23	0,48	0,84
Summe	98,86	98,88	99,09	99,03	99,11	98,82	98,43	97,80	98,81	98,62	98,46	99,36
Sc	29	12	25	21	23	17	12	8	14	20	10	18
V	178	241	254	219	305	151	68	75	76	74	62	87
Cr	65	83	65	50	23	56	14	24	34	25	20	37
Co	25	41	30	34	37	35	16	12	9	16	11	28
Ni	30	45	29	22	19	25	5	13	4	9	8	8
Zn	109	109	112	100	89	91	85	66	61	77	61	68
Ga	20	23	21	24	17	21	21	19	23	23	18	20
Rb	54	79	90	111	68	104	189	139	144	146	137	142
Sr	534	762	550	610	505	523	140	160	144	170	160	143
Y	42	32	39	50	40	21	32	17	29	29	24	29
Zr	186	243	204	316	181	252	185	128	164	165	162	156
Nb	13	12	14	17	10	10	7	4	12	10	8	12
Ba	675	1833	883	1161	507	1027	286	360	355	354	408	316
Pb	17	28	16	15	4	22	30	132	28	13	41	14
Th	n.a.	2	n.a.	8	n.a.	n.a.	16	17	n.a.	31	4	6
$\delta^{18}O$	9,4	n.a.	n.a.	9,2	n.a.	9,1	10,9	n.a.	n.a.	9,9	n.a.	10,9
A.S.I.	0,88	0,90	0,86	0,88	0,85	1,02	1,14	1,13	1,12	1,13	1,05	1,07
Rb/Sr	0,10	0,10	0,16	0,18	0,13	0,20	1,35	0,87	1,00	0,86	0,86	0,99
Sr/Ba	0,79	0,42	0,62	0,53	1,00	0,51	0,49	0,44	0,41	0,48	0,39	0,45
Rb/Ba	0,08	0,04	0,10	0,10	0,13	0,10	0,66	0,39	0,41	0,41	0,34	0,45
FeO/Fe_2O_3	4,61	2,41	2,61	2,40	3,93	4,31	n.a.	n.a.	4,28	5,38	n.a.	4,11
Na_2O/K_2O	1,32	1,15	0,88	0,88	1,25	0,89	1,57	0,85	0,88	1,48	0,83	1,10

Fortsetzung Tab. A.2

	Biotit-Granodiorite				Helle Granite							
	454	**D21**	**457**	**458**	**D60**	**D63**	**D66**	**D64**	**D79**	**D30**	**456**	**460**
SiO_2	67,4	67,9	68,0	68,4	72,1	73,0	73,5	73,5	73,5	73,5	73,8	74,0
TiO_2	0,55	0,48	0,47	0,46	0,19	0,20	0,14	0,19	0,18	0,03	0,03	0,05
Al_2O_3	15,5	15,1	15,4	15,1	14,4	13,5	13,9	13,7	13,9	14,3	13,9	13,3
Fe_2O_3*	4,54	4,13	4,07	3,93	1,49	1,64	1,19	1,60	1,45	0,77	0,69	0,68
FeO	3,41	n.a.	n.a.	3,08		1,19	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,40	n.a.
MnO	0,08	0,06	0,06	0,06	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,05	0,04	0,03
MgO	1,56	1,45	1,64	1,54	0,30	0,30	0,21	0,27	0,33	0,07	n.a.	0,17
CaO	3,69	3,39	3,44	3,32	1,26	1,38	1,13	1,12	1,24	0,93	0,47	1,00
Na_2O	2,56	3,05	2,78	2,92	3,56	3,08	3,21	3,06	3,35	3,42	3,84	2,36
K_2O	2,57	2,19	2,49	2,45	4,95	4,41	4,62	4,97	4,39	5,10	4,87	6,27
P_2O_5	0,13	0,105	0,12	0,11	0,023	0,078	0,066	0,066	0,082	0,118	0,02	0,05
L.O.I.	0,64	0,55	0,65	0,61	0,76	1,14	0,78	0,55	0,37	0,32	0,53	0,40
Summe	99,23	98,39	99,03	98,25	99,01	98,75	98,75	98,99	98,86	98,63	98,22	97,95
Sc	15	11	9	13	2	5	2	7	2	3	6	2
V	70	69	67	57	12	10	3	19	3	3	n.a.	n.a.
Cr	28	23	36	33	5	5	5	5	5	5	n.a.	n.a.
Co	33	16	11	n.a.	5	2	3	2	2	2	17	11
Ni	11	11	10	5	9	6	4	9	4	4	n.a.	n.a.
Zn	67	63	82	62	39	34	24	34	26	9	23	26
Ga	25	17	20	14	24	15	21	16	15	21	31	20
Rb	138	176	168	164	189	146	137	161	151	168	238	208
Sr	168	131	137	144	286	102	93	102	97	50	34	78
Y	26	20	25	18	20	26	20	32	25	8	24	16
Zr	180	137	143	135	103	142	92	128	119	21	22	71
Nb	10	7	11	8	10	9	11	5	8	2	16	2
Ba	443	219	332	351	959	952	842	819	550	187	123	352
Pb	11	7	37	17	34	28	24	39	39	29	22	n.a.
Th	n.a.	30	33	n.a.	15	17	9	17	16	29	n.a.	n.a.
$\delta^{18}O$	n.a.	n.a.	10,8	n.a.	10,6	10,7	n.a.	n.a.	n.a.	11,1	n.a.	n.a.
A.S.I.	1,13	1,11	1,13	1,12	1,06	1,09	1,13	1,10	1,11	1,11	1,12	1,07
Rb/Sr	0,82	1,34	1,23	1,14	0,66	1,43	1,47	1,58	1,56	3,36	7,00	2,67
Sr/Ba	0,38	0,60	0,41	0,41	0,30	0,11	0,11	0,12	0,18	0,27	0,28	0,22
Rb/Ba	0,31	0,80	0,51	0,47	0,20	0,15	0,16	0,20	0,27	0,90	1,93	0,59
FeO/Fe_2O_3	4,54	-	-	6,06	-	3,74	-	-	-	-	1,63	-
Na_2O/K_2O	1,00	1,39	1,12	1,19	0,72	0,70	0,69	0,62	0,76	0,67	0,79	0,38

Fortsetzung Tab. A.2

	Helle Granite					Schollen					
	D26	**D61**	**D58**	**D23**	**D22**	**D62B**	**D25**	**459**	**D62A**	**D67**	**D65**
SiO_2	74,4	74,6	74,9	75,1	76,3	58,8	59,0	60,2	60,5	62,1	66,9
TiO_2	0,08	0,12	0,05	0,01	0,01	0,93	0,73	0,71	0,82	0,78	0,54
Al_2O_3	13,4	13,9	13,5	13,7	12,8	17,2	17,0	16,8	16,4	16,8	15,6
Fe_2O_3*	0,63	1,00	0,61	0,45	0,72	7,81	7,39	7,27	7,05	6,31	4,70
FeO	n.a.	n.a.	0,49	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	5,30	n.a.	4,81	n.a.
MnO	0,02	0,02	0,04	0,05	0,07	0,09	0,13	0,13	0,10	0,09	0,06
MgO	0,09	0,20	0,20	0,03	0,05	3,51	2,62	2,99	3,68	2,47	1,92
CaO	0,73	0,70	1,09	1,71	1,37	4,89	5,70	4,61	5,94	5,28	3,97
Na_2O	3,28	3,62	2,53	3,48	3,07	2,03	3,08	2,24	1,68	1,97	2,90
K_2O	5,09	4,75	6,17	3,56	3,64	3,05	2,08	2,72	2,34	2,38	2,01
P_2O_5	0,014	0,070	0,021	0,029	0,059	0,167	0,126	0,17	0,144	0,145	0,11
L.O.I.	0,40	0,56	0,42	0,26	0,22	0,69	0,77	0,70	0,68	0,73	0,58
Summe	98,12	99,48	99,52	98,28	98,30	99,15	98,63	97,82	99,35	99,04	99,24
Sc	7	10	2	6	4	22	27	30	22	15	4
V	5	6	6	3	6	148	130	125	143	110	73
Cr	5	5	5	7	5	57	8	59	71	19	22
Co	2	6	2	2	2	30	20	n.a.	30	24	20
Ni	12	11	5	4	4	19	14	21	20	14	17
Zn	18	28	8	4	3	148	107	110	93	80	72
Ga	25	17	19	20	14	25	24	21	19	18	17
Rb	104	179	209	117	125	297	132	241	200	181	168
Sr	206	126	88	63	53	164	165	144	181	189	150
Y	14	16	13	13	21	36	62	63	28	30	25
Zr	54	77	35	37	78	195	172	180	174	165	136
Nb	3	11	2	2	2	19	9	17	4	8	7
Ba	425	832	301	101	119	363	126	306	361	432	303
Pb	63	43	46	47	28	12	24	39	15	22	18
Th	2	13	15	9	9	10	18	9	8	9	11
$\delta^{18}O$	9,8	n.a.	11,3	n.a.	n.a.	10,3	n.a.	n.a.	n.a.	10,3	n.a.
A.S.I.	1,10	1,12	1,05	1,08	1,12	1,11	0,96	1,12	1,02	1,09	1,10
Rb/Sr	0,50	1,42	2,38	1,86	2,36	1,81	0,80	1,67	1,10	0,96	1,12
Sr/Ba	0,48	0,15	0,29	0,62	0,45	0,45	1,31	0,47	0,50	0,44	0,50
Rb/Ba	0,24	0,22	0,69	1,16	1,05	0,82	1,05	0,79	0,55	0,42	0,55
FeO/Fe_2O_3	-	-	7,47	-	-	-	-	3,84	-	4,98	-
Na_2O/K_2O	0,64	0,76	0,41	0,98	0,84	0,67	1,48	0,82	0,72	0,83	1,44

Fortsetzung Tab. A.2

Nk-Granitgneise

	Pluton													
	D15	**D5**	**D7**	**D1**	**D4**	**D57**	**413**	**D9A**	**414**	**D90**	**407**	**D11**	**D91**	**D3**
SiO_2	68,1	70,2	70,9	71,1	71,2	71,6	71,9	72,2	72,3	72,4	72,4	72,5	72,6	72,7
TiO_2	0,53	0,35	0,30	0,22	0,24	0,30	0,22	0,24	0,27	0,24	0,19	0,24	0,22	0,17
Al_2O_3	15,3	14,9	14,9	14,4	14,7	14,5	14,5	14,5	14,8	14,4	14,1	14,1	14,2	14,3
Fe_2O_3*	2,59	2,06	1,76	1,78	1,76	1,65	1,57	1,78	1,96	1,71	1,45	1,89	1,57	1,29
FeO	1,90	1,52	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1,11	n.a.	1,50	n.a.	0,66	n.a.	n.a.	n.a.
MnO	0,05	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01
MgO	0,69	0,51	0,42	0,37	0,46	0,44	0,35	0,42	0,47	0,42	0,26	0,55	0,39	0,26
CaO	2,06	2,04	1,36	1,71	1,91	1,61	1,70	1,77	1,99	1,13	1,21	1,18	1,69	1,30
Na_2O	3,55	3,91	3,54	3,65	3,88	3,85	3,49	3,78	3,42	3,80	2,90	3,03	3,79	3,36
K_2O	4,29	3,06	3,89	3,32	2,89	4,24	3,45	2,94	2,86	3,68	4,50	3,84	3,22	4,33
P_2O_5	0,14	0,09	0,07	0,04	0,06	0,08	0,05	0,08	0,12	0,11	0,06	0,06	0,05	0,05
L.O.I.	1,02	0,74	0,78	0,57	0,66	1,00	0,64	0,47	0,47	0,70	0,79	0,90	0,87	0,44
Summe	98,34	97,84	97,89	97,22	97,80	99,28	98,34	98,29	98,17	98,59	98,49	98,36	98,62	98,20
Sc	6	6	11	9	5	2	5	6	4	5	2,7	3	7	5
V	46	33	19	12	24	21	15	21	15	12	13	20	16	9
Cr	5	5	6	5	5	5	n.a.	5	n.a.	5	8 <	5	5	5
Co	5	2	4	7	6	4	n.a.	3	n.a.	3	4	10	11	4
Ni	4	4	4	6	4	11	n.a.	4	n.a.	4	2	16	13	4
Zn	47	46	32	41	40	46	37	40	61	38	34	39	40	28
Ga	24	27	26	23	21	13	19	21	23	27	25	22	18	14
Rb	96	95	109	94	101	114	86	99	88	124	127	123	108	109
Sr	683	523	572	293	321	391	288	343	382	305	298	213	336	291
Y	11	9	6	19	31	10	15	8	11	13	7,0	23	11	19
Zr	311	215	181	134	174	168	113	168	176	160	128	112	155	117
Nb	7	4	4	2	2	3	5	2	9	8	8	4	2	3
Ba	1535	936	1123	776	662	1017	846	894	986	943	1120	751	974	906
Pb	11	14	17	28	21	23	49	13	42	22	34	20	18	30
Th	2	6	29	11	24	5	n.a.	9	14	13	28	17	18	6
$\delta^{18}O$	9,4	9,5	9,9	10,1	n.a.	n.a.	10,2	n.a.	10,2	n.a.	10,5	10,1	n.a.	10,1
A.S.I.	1,07	1,11	1,19	1,13	1,13	1,05	1,15	1,15	1,20	1,17	1,19	1,25	1,11	1,14
Rb/Sr	0,14	0,18	0,19	0,32	0,31	0,29	0,30	0,29	0,23	0,41	0,43	0,58	0,32	0,37
Sr/Ba	0,44	0,56	0,51	0,38	0,48	0,38	0,34	0,38	0,39	0,32	0,27	0,28	0,34	0,32
Rb/Ba	0,06	0,10	0,10	0,12	0,15	0,11	0,10	0,11	0,09	0,13	0,11	0,16	0,11	0,12
FeO/Fe_2O_3	3,97	4,09	-	-	-	-	3,30	-	5,11	-	0,92	-	-	-
Na_2O/K_2O	0,83	1,28	0,91	1,10	1,34	0,91	1,01	1,29	1,20	1,03	0,64	0,79	1,18	0,78

Fortsetzung Tab. A.2

	Pluton				Gänge, Gruppe A							Gruppe B
	405	**D2**	**406**	**D9G**	**D96**	**D89**	**419**	**D94**	**D18**	**D95**	**D16**	**D70**
SiO_2	73,0	73,4	73,6	74,1	68,4	68,5	71,8	72,1	72,3	72,9	73,5	71,0
TiO_2	0,20	0,10	0,17	0,12	0,52	0,49	0,23	0,27	0,16	0,16	0,16	0,34
Al_2O_3	14,2	13,9	14,0	13,8	15,0	15,3	14,7	14,1	14,3	13,9	14,2	15,2
Fe_2O_3*	1,44	0,83	1,26	0,85	2,79	2,57	1,56	1,71	1,17	1,36	1,26	2,05
FeO	0,92	n.a.	0,55	n.a.	n.a.	1,95	n.a.	n.a.	n.a.	1,08	n.a.	n.a.
MnO	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
MgO	0,35	0,16	0,30	0,13	0,67	0,72	0,41	0,50	0,38	0,39	0,38	0,74
CaO	1,66	0,91	1,20	0,85	2,04	2,04	1,42	1,30	1,25	1,32	1,16	1,91
Na_2O	3,25	2,86	3,05	3,31	3,85	3,82	3,53	3,88	3,67	3,61	3,78	4,55
K_2O	3,28	5,27	4,06	4,33	3,23	3,65	4,43	3,41	3,73	4,05	3,01	2,49
P_2O_5	0,04	0,07	0,07	0,07	0,16	0,26	0,19	0,11	0,09	0,09	0,11	0,11
L.O.I.	0,70	0,43	0,37	0,50	1,69	1,13	1,03	1,04	1,14	0,67	0,72	0,93
Summe	98,40	97,93	98,07	98,05	98,41	98,48	99,33	98,44	98,18	98,54	98,28	99,34
Sc	1,9	6	2,1	10	5	14	3	8	6	5	2	12
V	17	3	n.a.	6	28	37	3	8	7	3	3	20
Cr	1 <	5	5 <	5	5	5	16	5	5	5	5	5
Co	7	2	9	2	12	5	14	6	2	2	4	7
Ni	2 <	4	n.a.	4	8	4	4	9	4	4	4	7
Zn	30	19	28	10	66	50	58	37	22	30	22	37
Ga	23	18	22	15	25	19	20	22	16	22	18	23
Rb	95	130	108	133	166	130	168	115	112	144	95	81
Sr	327	228	269	187	332	254	209	194	180	221	180	300
Y	7,5	10	13,5	9	10	16	19	12	9	11	12	14
Zr	129	59	111	71	266	249	116	168	105	142	109	256
Nb	7	3	3	3	9	9	2	12	4	10	2	5
Ba	895	864	1023	644	1078	792	696	834	666	935	538	645
Pb	35	20	38	31	39	27	39	19	50	32	27	31
Th	13	17	18	7	7	6	2	21	9	17	12	16
$\delta^{18}O$	10,7	n.a.	10,5	10,7	10,0	n.a.	10,9	n.a.	n.a.	10,2	n.a.	11,4
A.S.I.	1,19	1,15	1,21	1,18	1,11	1,09	1,11	1,13	1,16	1,09	1,22	1,12
Rb/Sr	0,29	0,57	0,40	0,71	0,50	0,51	0,80	0,59	0,62	0,65	0,53	0,27
Sr/Ba	0,37	0,26	0,26	0,29	0,31	0,32	0,30	0,23	0,27	0,24	0,33	0,47
Rb/Ba	0,11	0,15	0,11	0,21	0,15	0,16	0,24	0,14	0,17	0,15	0,18	0,13
FeO/Fe_2O_3	2,20	-	0,85	-	-	4,83	-	-	-	6,74	-	-
Na_2O/K_2O	0,99	0,54	0,75	0,76	1,19	1,05	0,80	1,14	0,98	0,89	1,26	1,83

Fortsetzung Tab. A.2

	Gruppe B					Gruppe C							
	D76	**D32**	**416**	**D86**	**D92**	**D17**	**D74**	**D75**	**D78**	**D88**	**D73**	**D31**	**D71**
SiO_2	71,7	74,0	74,2	74,5	74,7	73,1	73,2	73,3	73,7	73,7	74,0	74,3	74,3
TiO_2	0,30	0,11	0,18	0,13	0,11	0,08	0,03	0,04	0,03	0,02	0,11	0,05	0,09
Al_2O_3	14,5	14,3	13,9	13,9	13,4	14,2	14,6	14,6	14,6	14,6	15,1	14,3	14,6
Fe_2O_3*	2,05	1,19	1,40	0,84	0,62	0,83	0,98	0,72	0,76	0,59	0,86	0,94	0,62
FeO	n.a.	0,84	0,77	0,42		0,40	n.a.	n.a.	n.a.	0,30	n.a.	0,60	n.a.
MnO	0,02	0,06	0,02	0,01	0,02	0,02	0,11	0,06	0,08	0,05	0,03	0,06	0,01
MgO	0,76	0,27	0,47	0,22	0,21	0,17	0,10	0,12	0,14	0,07	0,23	0,13	0,17
CaO	1,42	1,09	1,32	0,88	0,68	0,66	0,46	0,39	0,60	0,47	0,89	0,64	0,75
Na_2O	3,80	3,22	3,47	3,56	3,52	3,30	2,83	2,50	3,71	3,89	3,49	3,26	3,52
K_2O	3,43	4,10	2,59	4,40	4,44	4,79	5,63	6,01	4,56	4,64	3,44	3,99	3,80
P_2O_5	0,07	0,09	0,10	0,12	0,16	0,12	0,2	0,16	0,17	0,28	0,14	0,1	0,15
L.O.I.	0,80	0,79	0,65	0,78	0,89	0,87	0,65	0,71	0,78	0,73	1,29	0,79	1,03
Summe	98,88	99,16	98,35	99,36	98,73	98,54	98,82	98,65	99,14	99,06	99,50	99,16	99,06
Sc	3	5	3,1	2	4	2	2	8	4	5	7	13	8
V	18	9	12	8	17	3	3	3	3	3	6	3	3
Cr	7	5	15 <	7	5	5	5	7	5	5	5	5	5
Co	7	3	n.a.	5	2	2	2	3	2	2	2	2	4
Ni	12	4	n.a.	5	5	4	4	4	4	6	6	4	11
Zn	37	24	20	10	5	16	5	6	15	3	4	6	11
Ga	16	17	15	17	15	16	28	21	24	29	28	19	22
Rb	106	108	90	129	120	147	212	210	256	206	122	120	126
Sr	362	147	170	159	186	82	31	29	33	16	56	58	67
Y	12	13	8,0	16	15	24	14	23	16	5	49	39	35
Zr	180	54	115	88	52	92	27	52	21	24	75	43	46
Nb	3	10	7	4	2	4	17	17	15	35	19	5	16
Ba	1363	548	490	892	783	361	107	92	125	68	190	253	207
Pb	40	33	33	30	21	34	39	41	22	30	16	22	28
Th	15	14	28	18	12	18	14	10	16	19	10	14	13
$\delta^{18}O$	11,5	11,7	11,6	11,8		10,6	n.a.	n.a.	n.a.	10,8	n.a.	10,7	n.a.
A.S.I.	1,16	1,22	1,28	1,14	1,13	1,20	1,26	1,29	1,21	1,19	1,36	1,32	1,30
Rb/Sr	0,29	0,73	0,53	0,81	0,65	1,79	6,84	7,24	7,76	12,88	2,18	2,07	1,88
Sr/Ba	0,27	0,27	0,35	0,18	0,24	0,23	0,29	0,32	0,26	0,24	0,29	0,23	0,32
Rb/Ba	0,08	0,20	0,18	0,14	0,15	0,41	1,98	2,28	2,05	3,03	0,64	0,47	0,61
FeO/Fe_2O_3	-	3,27	1,41	1,12	-	1,04	-	-	-	1,17	-	2,19	-
Na_2O/K_2O	1,11	0,79	1,34	0,81	0,79	0,69	0,50	0,42	0,81	0,84	1,01	0,82	0,93

Fortsetzung Tab. A.2

Klastische Metasedimente

	410	D10	D13	D93	D53	418	417	411	D87	D72
SiO_2	60,2	64,6	67,1	70,6	70,9	75,2	75,5	77,1	77,3	78,8
TiO_2	1,00	0,96	0,77	0,73	0,89	0,53	0,56	0,62	0,80	0,70
Al_2O_3	16,8	14,5	15,3	13,0	11,6	11,5	10,9	10,7	9,6	9,4
Fe_2O_3*	8,22	7,17	6,27	5,42	5,54	3,44	3,17	3,58	3,73	3,14
FeO	5,86	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	2,50	2,37	2,61	n.a.	n.a.
MnO	0,09	0,07	0,07	0,06	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03
MgO	3,39	2,58	2,53	2,14	2,22	1,23	1,28	1,31	1,19	1,09
CaO	0,44	0,83	0,51	0,55	1,53	0,89	1,06	0,58	0,83	0,84
Na_2O	0,89	1,30	0,95	1,24	2,50	2,12	2,04	1,25	1,85	2,21
K_2O	5,73	4,54	4,08	3,38	2,31	2,66	2,43	3,24	2,93	2,08
P_2O_5	0,14	0,157	0,158	0,128	0,174	0,08	0,11	0,13	0,154	0,131
L.O.I.	2,18	1,68	1,60	1,50	1,53	0,91	0,92	1,10	0,60	0,71
Summe	99,88	98,38	99,34	98,75	99,23	98,61	98,62	98,80	99,09	99,10
Sc	21	13	22	10	9	12	8	11	7	10
V	150	116	102	82	103	45	53	58	70	59
Cr	103	80	68	62	63	51	39	44	40	44
Co	9	27	22	14	15		14	21	10	13
Ni	48	42	33	30	28	15	15	21	16	21
Zn	152	147	103	75	74	77	66	54	42	53
Ga	24	24	25	15	16	18	16	16	12	15
Rb	332	264	229	160	92	137	115	126	119	87
Sr	66	87	60	77	138	101	151	87	130	128
Y	39	41	34	35	44	22	22	24	32	27
Zr	189	259	221	178	286	n.a.	195	241	455	345
Nb	17	15	12	9	10	14	9	11	11	10
Ba	696	464	513	568	439	347	553	593	653	421
Pb	12	7	18	16	18	22	36	30	31	21
Th	29	23	22	10	16	44	22	10	11	10
$\delta^{18}O$	9,6	n.a.	10,8	n.a.	n.a.	11,6	12,2	12,5	11,4	12,1

Tab. A.3: SEE-Gehalte, charakteristische SEE-Verhältnisse sowie Chondrit-normierte Werte der (Meta-)Magmatite des Torra Baai Komplex' sowie deren metasedimentärer Rahmengesteine. Gehalte in ppm, bestimmt mittels ICP-AES, mit * gekennzeichnete Gehalte mittels RFA.

Torra Baai Granitoide

Diorite							**Biotit-Granodiorite**										**Helle Granite**	
	400	**D54**	**401**	**D56**	**404**	**402**	**D29**	**D27**	**462**	**453**	**D24**	**461**	**454**	**D21**	**457**	**458**	**D60**	**D63**
La	34,5	53,2	35,6	53,8	24,2	40,0	30,4	33*	25,7	29,2	8*	22,3	25,5	16*	25,7	23,6	41,1	50,8
Ce	84,3	118,7	82,3	114,7	61,7	79,1	63,7	68*	59,4	61,0	45*	47,9	50,8	53*	55,0	49,8	68,5	102,3
Nd	43,3	52,0	37,3	63,9	29,5	30,7	25,1	25*	23,5	22,7	17*	19,4	20,9	32*	19,6	19,0	22,1	40,6
Sm	9,93	9,67	8,01	12,55	8,08	4,94	5,10	5*	5,45	4,72	3*	4,51	4,58	3*	3,89	3,83	5,18	8,24
Eu	2,01	2,52	1,79	2,95	1,43	1,10	1,10		0,83	0,79		0,73	0,80		0,65	0,60	0,82	0,90
Gd	9,06	7,98	6,56	11,48	7,50	4,25	5,22		4,77	4,63		4,25	3,89		3,48	3,27	3,43	6,12
Dy	6,93	6,14	5,04	8,96	6,30	3,11	5,03		4,49	4,07		3,89	3,27		3,25	2,80	3,05	4,57
Er	3,48	2,63	2,21	4,49	3,20	1,67	2,62		2,42	2,32		2,05	1,72		1,48	1,35	1,75	2,02
Yb	2,77	2,28	2,25	4,08	2,76	1,15	2,57		2,21	2,12		1,87	1,75		1,45	1,32	2,34	1,56
Lu	0,40	0,31	0,32	0,53	0,40	0,17	0,37		0,35	0,34		0,27	0,30		0,25	0,23	0,34	0,19
ΣSEE	196,7	255,4	181,4	277,4	145,1	166,1	141,2		129,2	131,9		107,2	113,5		114,7	105,8	148,5	217,3
La_N / Yb_N	8,93	16,74	11,36	9,48	6,29	24,94	8,49		8,34	9,87		8,56	10,43		12,71	12,81	12,61	23,35
La_N / Sm_N	2,24	3,55	2,87	2,77	1,93	5,22	3,85		3,04	4,00		3,19	3,59		4,27	3,97	5,12	3,98
Gd_N / Yb_N	2,71	2,90	2,41	2,33	2,25	3,06	1,68		1,79	1,80		1,88	1,84		1,99	2,05	1,21	3,24
Eu / Eu*	0,65	0,88	0,75	0,75	0,56	0,73	0,65		0,50	0,52		0,51	0,58		0,54	0,52	0,59	0,39
Sm / Nd	0,23	0,19	0,26	0,20	0,27	0,16	0,20		0,23	0,21		0,23	0,22		0,20	0,20	0,23	0,20
La_N	145,5	224,5	150,3	227,1	102,2	168,7	128,4		108,4	123,3		94,2	107,4		108,4	99,5	173,3	214,3
Ce_N	137,8	194,0	134,5	187,4	100,9	129,2	104,1		97,1	99,7		78,3	83,1		89,8	81,3	111,9	167,2
Nd_N	92,7	111,3	79,9	136,8	63,1	65,7	53,7		50,4	48,5		41,5	44,7		41,9	40,7	47,2	87,0
Sm_N	64,90	63,20	52,35	82,03	52,81	32,29	33,33		35,62	30,83		29,48	29,93		25,42	25,03	33,82	53,86
Eu_N	34,69	43,45	30,86	50,94	24,66	18,97	18,90		14,31	13,63		12,59	13,79		11,21	10,34	14,09	15,43
Gd_N	44,09	38,83	31,92	55,86	36,50	20,68	25,40		23,21	22,51		20,68	18,93		16,93	15,91	16,67	29,76
Dy_N	27,28	24,17	19,84	35,28	24,80	12,24	19,80		17,68	16,01		15,31	12,87		12,80	11,02	12,00	17,99
Er_N	21,03	15,89	13,35	27,13	19,34	10,09	15,83		14,62	14,02		12,39	10,39		8,94	8,16	10,59	12,21
Yb_N	16,29	13,41	13,24	23,97	16,24	6,76	15,12		13,00	12,49		11,00	10,29		8,53	7,76	13,75	9,18
Lu_N	15,75	12,20	12,60	20,87	15,75	6,69	14,57		13,78	13,25		10,63	11,81		9,84	9,06	13,29	7,28

Fortsetzung Tab. A.3

Helle Granite												Schollen					
	D66	D64	D79	D30	456	460	D26	D61	D58	D23	D22	D62B	D25	459	D62A	D67	D65
La	20*	31*	42*	5*	8,0	13,1	11,0	39*	12,6	5*	9*	29,2	7,6	7,0	21,2	26,8	29,7
Ce	38*	73*	61*	11*	14,8	27,7	19,5	36*	23,6	6*	19*	63,3	22,5	21,7	45,8	60,7	56,9
Nd	22*	39*	10*	12*	7,4	9,4	6,6	14*	8,9	3*	22*	26,2	14,6	16,1	21,7	20,2	18,7
Sm	4*	4*	4*	3*	2,16	1,78	2,00	3*	1,58	3*	3*	7,07	6,10	5,46	6,47	6,14	3,55
Eu					0,07	0,32	0,296		0,52			1,005	0,98	0,86	0,91	1,38	0,85
Gd					3,07	1,82	2,11		1,52			6,16	7,68	8,02	5,35	7,04	3,94
Dy					3,29	2,09	1,74		2,19			5,79	9,36	9,80	4,84	5,81	3,30
Er					1,97	1,40	1,05		1,71			2,83	5,83	5,46	2,49	1,92	1,88
Yb					1,40	1,64	1,08		2,92			2,56	6,00	5,74	2,43	2,85	1,92
Lu					0,21	0,28	0,15		0,43			0,32	0,85	0,86	0,38	0,39	0,26
ΣSEE					42,4	59,5	45,5		56,0			144,4	81,5	80,9	111,5	125,4	121,0
La_N / Yb_N					4,07	5,73	7,28		3,10			8,17	0,91	0,88	6,25	6,35	11,10
La_N / Sm_N					2,37	4,75	3,55		5,16			2,66	0,81	0,83	2,11	2,65	5,41
Gd_N / Yb_N					1,81	0,92	1,61		0,43			1,99	1,06	1,16	1,82	1,77	1,70
Eu / Eu*					0,08	0,54	0,44		1,04			0,47	0,44	0,40	0,47	0,56	0,70
Sm / Nd					0,29	0,19	0,30		0,18			0,27	0,42	0,34	0,30	0,23	0,19
La_N					33,6	55,2	46,3		53,2			123,0	32,2	29,6	89,4	113,0	125,3
Ce_N					24,2	45,2	31,9		38,5			103,5	36,7	35,4	74,8	99,2	92,9
Nd_N					15,9	20,1	14,1		19,1			56,1	31,2	34,4	46,4	43,3	40,1
Sm_N					14,12	11,63	13,04		10,29			46,21	39,87	35,65	42,29	40,13	23,17
Eu_N					1,21	5,52	5,10		9,02			17,33	16,90	14,83	15,69	23,79	14,66
Gd_N					14,94	8,86	10,24		7,37			29,98	37,37	39,03	26,03	34,26	19,17
Dy_N					12,95	8,23	6,85		8,61			22,80	36,85	38,58	19,06	22,87	12,99
Er_N					11,90	8,46	6,31		10,32			17,10	35,23	32,99	15,05	19,58	11,36
Yb_N					8,24	9,65	6,35		17,18			15,06	35,29	33,76	14,29	16,76	11,29
Lu_N					8,27	11,02	5,71		16,73			12,60	33,46	33,86	14,96	15,35	10,24

Fortsetzung Tab. A.3

Nk-Granitgneise

Pluton	**D15**	**D5**	**D7**	**D1**	**D4**	**D57**	**413**	**D9A**	**414**	**D90**	**407**	**D11**	**D91**	**D3**	**405**	**D2**	**406**	**D9G**
La	83,2	51,4	31,1	33,1	47,3	52*	27,5	37,0	38,4	57*	47,8	25,1	28*	25,3	31,7	14,1	31,9	8,1
Ce	165,9	102,5	55,6	69,5	59,7	66*	54,0	63,2	80,2	69*	97,2	51,0	51*	47,9	67,7	29,1	67,3	13,0
Nd	53,1	31,7	19,0	20,2	32,3	37*	19,9	22,9	27,6	19*	35,5	16,3	23*	19,3	24,9	9,3	23,7	4,7
Sm	7,30	5,13	3,27	3,84	5,82	5*	3,97	5,43	4,42	3*	5,65	3,51	5*	3,19	3,84	1,94	3,16	0,99
Eu	1,51	0,87	0,71	0,58	0,66		0,79	0,80	0,93		0,89	0,90		0,53	0,70	0,52	0,82	0,28
Gd	4,12	3,11	2,30	3,29	5,10		3,25	2,56	3,50		4,54	3,33		3,03	3,91	1,90	3,59	0,90
Dy	2,50	1,79	1,42	2,72	5,34		2,40	1,35	2,35		1,87	3,39		2,48	1,80	1,91	2,66	0,91
Er	1,08	0,79	0,70	1,50	2,91		1,09	0,65	0,98		0,98	1,64		1,42	1,45	1,17	1,40	0,40
Yb	0,73	0,55	0,53	1,54	2,36		1,08	0,42	1,18		0,52	1,70		1,06	0,55	0,88	1,05	0,45
Lu	0,09	0,07	0,05	0,22	0,31		0,14	0,07	0,14		0,06	0,24		0,12	0,10	0,13	0,13	0,07
ΣSEE	319,4	197,9	114,7	136,5	161,8		114,1	134,4	159,6		195,0	107,0		104,3	136,6	60,9	135,5	29,7
La_N / Yb_N	81,71	66,97	42,13	15,43	14,36		18,26	63,21	23,41		66,61	10,59		17,13	41,34	11,50	21,76	12,86
La_N / Sm_N	7,35	6,46	6,15	5,57	5,24		4,48	4,40	5,61		5,46	4,62		5,12	5,34	4,69	6,51	5,26
Gd_N / Yb_N	4,67	4,68	3,59	1,77	1,79		2,49	5,04	2,46		7,30	1,62		2,36	5,87	1,79	2,82	1,65
Eu / Eu*	0,84	0,66	0,79	0,50	0,37		0,67	0,66	0,72		0,53	0,80		0,52	0,55	0,82	0,74	0,91
Sm / Nd	0,14	0,16	0,17	0,19	0,18		0,20	0,24	0,16		0,16	0,22		0,17	0,15	0,21	0,13	0,21
La_N	350,9	216,7	131,4	139,8	199,4		116,0	156,2	161,8		201,8	105,9		106,8	133,8	59,5	134,4	34,1
Ce_N	271,0	167,5	90,8	113,5	97,6		88,2	103,2	131,0		158,8	83,3		78,2	110,5	47,5	109,9	21,2
Nd_N	113,7	67,9	40,7	43,3	69,2		42,5	49,0	59,1		75,9	34,8		41,3	53,3	19,8	50,6	10,0
Sm_N	47,71	33,53	21,37	25,10	38,04		25,92	35,49	28,86		36,93	22,94		20,85	25,07	12,68	20,65	6,47
Eu_N	25,98	14,91	12,22	10,00	11,33		13,53	13,79	15,95		15,26	15,43		9,07	11,98	8,92	14,05	4,85
Gd_N	20,05	15,13	11,19	16,01	24,82		15,82	12,46	17,03		22,10	16,20		14,74	19,00	9,25	17,45	4,38
Dy_N	9,84	7,05	5,59	10,71	21,02		9,45	5,31	9,25		7,35	13,35		9,76	7,09	7,52	10,47	3,58
Er_N	6,53	4,77	4,23	9,06	17,58		6,56	3,93	5,89		5,94	9,91		8,58	6,17	7,04	8,46	2,39
Yb_N	4,29	3,24	3,12	9,06	13,88		6,35	2,47	6,91		3,03	10,00		6,24	3,24	5,18	6,18	2,65
Lu_N	3,54	2,76	1,97	8,66	12,20		5,31	2,76	5,51		2,26	9,45		4,72	3,94	4,92	4,92	2,56

Fortsetzung Tab. A.3

Gruppe A								Gruppe B						Gruppe C		
	D96	D89	419	D94	D18	D95	D16	D70	D76	D32	416	D86	D92	D17	D74	D75
La	69,4	34*	24,5	52*	45*	44,2	13*	71,5	52,2	15,6	36,6	28,5	23*	12,7	16*	5*
Ce	117,3	74*	53,7	85*	31*	86,0	76*	137,1	99,2	29,8	80,9	55,4	46*	20,2	6*	6*
Nd	39,4	40*	17,7	22*	20*	30,7	35*	51,1	34,5	12,2	31,8	22,9	32*	8,5	3*	3*
Sm	7,68	5*	3,66	3*	5*	6,17	5*	8,59	5,92	2,60	4,55	5,47	3*	2,67	3*	3*
Eu	1,01		0,69			0,91		1,097	1,273	0,521	0,95	0,864		0,32		
Gd	4,03		3,45			4,58		5,45	3,54	2,33	3,78	3,61		2,65		
Dy	2,31		2,70			2,60		2,73	2,07	2,32	1,93	2,76		3,40		
Er	1,06		1,04			0,95		0,83	0,60	1,12	0,78	1,18		1,76		
Yb	0,76		1,03			0,62		0,72	0,56	1,36	0,50	0,99		2,27		
Lu	0,10		0,11			0,08		0,09	0,07	0,20	0,07	0,11		0,31		
ΣSEE	243,1		108,5			176,8		279,2	199,9	67,9	161,8	121,9		54,7		
La_N / Yb_N	65,52		17,11			51,42		71,18	66,86	8,23	52,43	20,68		4,02		
La_N / Sm_N	5,84		4,32			4,63		5,37	5,69	3,87	5,19	3,37		3,07		
Gd_N / Yb_N	4,39		2,78			6,14		6,26	5,23	1,42	6,25	3,02		0,97		
Eu / Eu*	0,56		0,59			0,52		0,49	0,85	0,65	0,70	0,59		0,37		
Sm / Nd	0,19		0,21			0,20		0,17	0,17	0,21	0,14	0,24		0,31		
La_N	292,9		103,2			186,5		301,5	220,3	65,6	154,2	120,4		53,6		
Ce_N	191,6		87,7			140,5		224,1	162,1	48,7	132,2	90,6		33,0		
Nd_N	84,5		37,9			65,8		109,4	73,9	26,0	68,1	49,0		18,2		
Sm_N	50,16		23,89			40,29		56,14	38,69	16,96	29,74	35,75		17,45		
Eu_N	17,49		11,81			15,66		18,91	21,95	8,98	16,38	14,90		5,53		
Gd_N	19,63		16,79			22,27		26,52	17,23	11,34	18,37	17,57		12,87		
Dy_N	9,09		10,63			10,22		10,75	8,15	9,13	7,60	10,87		13,37		
Er_N	6,40		6,25			5,74		5,02	3,63	6,77	4,71	7,13		10,60		
Yb_N	4,47		6,03			3,63		4,24	3,29	7,97	2,94	5,82		13,32		
Lu_N	3,74		4,33			3,15		3,54	2,76	7,87	2,56	4,33		12,20		

Fortsetzung Tab. A.3

Gruppe C	Klastische Metasedimente														
	D78	D88	D73	D31	D71	410	D10	D13	D93	D53	418	417	411	D87	D72
La	1,3	2,8	12,8	15,2	10,4	37,1	38*	40,3	50*	30*	26,5	30,3	28,7	47,4	41,4
Ce	4,0	6,8	30,7	31,8	20,1	85,3	101*	81,0	56*	49*	61,0	63,7	64,8	96,7	85,5
Nd	2,1	3,0	10,5	12,5	8,4	34,4	44*	33,7	41*	49*	23,4	23,6	25,7	38,5	34,1
Sm	0,41	0,65	3,07	2,55	2,04	8,24	6*	7,06	3*	4*	4,47	5,12	5,75	7,20	6,55
Eu	0,04	0,05	0,355	0,548	0,429	0,98		0,78			0,77	1,02	1,06	1,455	1,184
Gd	0,56	0,70	4,63	2,61	2,69	6,80		6,16			4,65	4,55	5,20	6,52	6,48
Dy	1,09	1,81	7,45	2,52	5,11	6,10		5,89			3,95	3,85	4,45	5,74	5,02
Er	0,67	1,33	4,80	1,31	4,20	3,55		2,67			2,32	1,95	2,58	3,45	3,07
Yb	0,79	2,29	6,17	1,29	4,51	3,39		2,91			2,32	2,05	2,41	3,26	2,66
Lu	0,12	0,32	0,91	0,19	0,65	0,57		0,40			0,30	0,26	0,40	0,49	0,38
ΣSEE	11,1	19,8	81,4	70,6	58,5	186,4		180,9			129,6	136,4	140,9	210,7	186,3
La_N / Yb_N	1,17	0,87	1,49	8,49	1,65	7,85		9,94			8,19	10,58	8,54	10,43	11,15
La_N / Sm_N	2,05	2,76	2,69	3,85	3,29	2,90		3,69			3,83	3,81	3,22	4,25	4,08
Gd_N / Yb_N	0,59	0,25	0,62	1,68	0,49	1,66		1,75			1,66	1,84	1,79	1,65	2,02
Eu / Eu*	0,23	0,25	0,29	0,65	0,56	0,40		0,36			0,51	0,65	0,59	0,65	0,56
Sm / Nd	0,19	0,22	0,29	0,20	0,24	0,24		0,21			0,19	0,22	0,22	0,19	0,19
La_N	5,5	11,8	54,1	64,2	43,9	156,3		170,2			111,8	127,6	120,9	200,0	174,5
Ce_N	6,5	11,2	50,2	52,0	32,9	139,4		132,4			99,6	104,1	105,8	158,0	139,7
Nd_N	4,5	6,4	22,4	26,8	17,9	73,7		72,1			50,1	50,5	54,9	82,5	73,0
Sm_N	2,67	4,26	20,07	16,67	13,33	53,82		46,14			29,18	33,46	37,55	47,06	42,81
Eu_N	0,62	0,93	6,12	9,45	7,40	16,90		13,48			13,19	17,59	18,28	25,09	20,41
Gd_N	2,74	3,38	22,53	12,70	13,09	33,09		29,98			22,63	22,14	25,30	31,73	31,53
Dy_N	4,28	7,11	29,33	9,90	20,12	24,02		23,19			15,55	15,16	17,52	22,60	19,76
Er_N	4,05	8,01	29,00	7,92	25,38	21,45		16,13			13,99	11,78	15,59	20,85	18,55
Yb_N	4,67	13,46	36,29	7,56	26,53	19,91		17,12			13,65	12,06	14,15	19,18	15,65
Lu_N	4,88	12,66	35,83	7,28	25,59	22,24		15,75			11,81	10,24	15,55	19,29	14,96

Tab. A.4: Mineralanteile in repräsentativen Granitgneisen sowie Hellen Graniten berechnet mittels MONA (Metzner & Grimmeisen, 1990). Mineralanteile in Gew.-%; Plagioklas als Mischkristall der „Endglieder" An_{20} und An_{30}, Alkalifeldspat als Mischkristall der „Endglieder" Kf_{50} und Kf_{90}.

Nk-Granitgneise

Pluton

	405	406	407	414	D5	D7	D9G	D11	D15
Qtz	39,2	38,1	37,3	37,5	32,8	33,7	37,0	38,8	28,8
Pl	30,9	25,3	21,8	36,0	38,4	30,4	24,7	25,9	30,8
Akf	14,9	24,8	26,1	9,9	14,1	21,8	29,9	18,2	21,2
Bio	3,1	1,6	1,9	4,9	5,3	2,7	1,1	3,6	6,8
Ms	10,6	9,1	10,9	10,6	7,6	9,5	6,7	11,6	9,4
Mt	0,8	1,0	1,1	0,8	0,8	1,2	0,6	1,2	1,1
Ap	0,1	-	0,1	0,2	0,0	-	-	-	0,3
Grt	0,5	0,3	0,4	0,6	0,8	0,5	0,0	0,4	-
Ttn	-	-	-	-	-	-	-	-	1,3
Summe	99,9	100,1	99,7	100,3	99,8	99,8	99,9	99,7	99,7

Nk-Granitgneise

Gänge Gruppe A				**Gruppe B**					**Gruppe C**	
	419	**D96**	**D95**	**416**	**D32**	**D70**	**D76**	**D86**	**D17**	**D31**
Qtz	33,2	33,1	34,7	41,7	37,8	31,9	34,2	35,8	35,4	38,8
Pl	26,7	34,9	29,2	34,5	25,3	44,1	33,9	25,6	22,3	25,4
Akf	26,2	10,9	26,1	10,2	23,9	11,2	18,4	29,7	31,7	23,4
Bio	2,9	4,7	4,0	2,9	1,9	4,1	4,1	2,4	1,4	1,0
Ms	8,5	11,9	5,1	9,8	9,3	6,2	7,3	5,5	8,3	10,2
Mt	1,0	1,9	0,4	0,8	0,4	1,4	1,4	0,6	0,6	0,4
Ap	0,1	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-
Grt	0,4	1,2	0,2	0,1	0,9	0,5	0,4	-	-	0,7
Summe	99,2	98,7	99,7	100,0	99,5	99,5	99,7	99,6	99,7	100,0

Torra Baai Granitoide

Helle Granite

	D58	D63	D30	D26	D60
Qtz	35,4	37,7	32,5	35,0	31,2
Pl	11,4	21,8	22,6	20,5	24,6
Akf	44,2	26,5	38,9	39,5	34,7
Bio	1,9	2,7	0,5	0,8	2,4
Ms	6,2	8,1	4,6	3,6	5,2
Mt	0,2	0,5	0,4	0,5	1,1
Ap	0,5	0,4	-	-	-
Grt	0,4	1,3	0,3	0,0	0,4
Summe	100,1	99,0	99,8	99,9	99,5

Tab. A.5: Rb-Sr- und Sm-Nd-Isotopendaten einer Auswahl der Granitoide und Granitgneise sowie der Metasedimente des Arbeitsgebiets. Fehler für $^{87}Sr/^{86}Sr$ und $^{143}Nd/^{144}Nd$ sind als 2σ der letzten beiden Dezimalstellen angegeben. ε_{Nd}-Werte sind relativ zu CHUR mit $^{143}Nd/^{144}Nd_{heute}$ = 0,512638 und $^{147}Sm/^{144}Nd_{heute}$ = 0,1966 (Jacobsen & Wasserburg, 1980) und Nd-Modellalter relativ zu einem verarmten Mantel mit $^{143}Nd/^{144}Nd_{heute}$ = 0,513144 und $^{147}Sm/^{144}Nd_{heute}$ = 0,222 (Michard et al., 1985) angegeben. Zur Berechnung der Nd-Modellalter wurde für alle Proben die Korrektur nach Millisenda et al. (1994) verwendet. gem. = gemessen; * = ungespikt (Rb- und Sr-Gehalte aus RFA-Messung, Sm- und Nd-Gehalte aus ICP-AES-Messung).

	Rb [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (gem.)	2σ	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (500Ma)	Nd [ppm]	Sm [ppm]	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$ (gem.)	2σ	$^{143}Nd/^{144}Nd$ (500Ma)	ε_{Nd} (500Ma)	T_{DM} [Ga]
Torra Baai Granitoide														
Diorite														
400	54	534	0,711283	±30	0,2928*	0,709197	44,0	8,00	0,1100*	0,511980	±31	0,511620	-7,3	1,64
D54	77,8	650,2	0,710756	±27	0,3341	0,708375	51,38	9,89	0,1200	0,512026	±07	0,511633	-7,0	1,62
401	95,6	483,5	0,712971	±27	0,5520	0,709038	44,41	8,44	0,1185	0,512064	±07	0,511676	-6,2	1,56
D56	105,8	603,3	0,712685	±27	0,4980	0,709136	60,00	12,02	0,1249	0,512080	±05	0,511671	-6,3	1,57
404	73,0	419,5	0,711871	±31	0,4858	0,708410	34,87	7,58	0,1355	0,512128	±10	0,511684	-6,1	1,55
402	104	523	0,714279	±14	0,5758*	0,710176	30,7	4,94	0,0973*	0,511964	±13	0,511645	-6,8	1,60
Biotit-Granodiorite														
D29	184,5	139,2	0,740095	±20	3,7761	0,713189	25,93	5,14	0,1236	0,512040	±07	0,511635	-7,0	1,62
D27	134,4	142,0	0,729808	±23	2,6468	0,710949	20,13	3,65	0,1130	0,512045	±09	0,511675	-6,2	1,56
453	146	170	0,729319	±15	2,4868*	0,711600	22,9	4,84	0,1276*	0,511994	±07	0,511576	-8,2	1,71
D24	133,8	138,4	0,728263	±19	2,7042	0,708995	21,30	4,20	0,1229	0,512054	±07	0,511651	-6,7	1,60
461	142	143	0,732044	±30	2,8753*	0,711557	19,4	4,51	0,1409*	0,512048	±12	0,511587	-8,0	1,69
457	168	137	0,735857	±17	3,5507*	0,710557	19,6	3,89	0,1203*	0,511989	±10	0,511595	-7,8	1,68

Fortsetzung Tab. A.5

	Rb [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (gem.)	2σ	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (500Ma)	Nd [ppm]	Sm [ppm]	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$ (gem.)	2σ	$^{143}Nd/^{144}Nd$ (500Ma)	ε_{Nd} (500Ma)	T_{DM} [Ga]
Helle Granite														
D60	184,3	285,5	0,721214	±13	1,8349	0,708139	25,43	4,26	0,1043	0,511878	±07	0,511536	-8,9	1,77
D63	142,6	103,4	0,743319	±12	3,9292	0,715322	41,29	7,49	0,1131	0,511878	±08	0,511508	-9,5	1,81
D30	159,5	46,5	0,786461	±18	9,8003	0,716631	1,88	0,49	0,1615	0,512068	±28	0,511539	-8,9	1,76
D26	104,0	214,6	0,716800	±16	1,3768	0,706989	8,32	1,84	0,1375	0,512162	±09	0,511712	-5,5	1,51
D58	205,4	82,2	0,762719	±12	7,1347	0,711882	9,03	1,75	0,1206	0,511971	±07	0,511576	-8,2	1,71
Schollen (in Biotit-Granodioriten und Hellen Graniten)														
D62B	297,0	156,9	0,749324	±11	5,3941	0,710890	27,18	5,66	0,1299	0,512029	±06	0,511604	-7,6	1,67
D25	126,1	132,3	0,726780	±21	2,6639	0,707799	13,88	4,85	0,2177	0,512410	±10	0,511697	-5,8	1,53
459	226,6	140,0	0,745728	±09	4,6115	0,712870	15,35	6,09	0,2473	0,512432	±06	0,511622	-7,3	1,64
D62A	191,1	156,5	0,733807	±15	3,4149	0,709475	22,13	4,76	0,1340	0,512070	±10	0,511631	-7,1	1,63
D67	168,6	181,3	0,730222	±16	2,6366	0,711435	23,24	4,88	0,1309	0,512079	±08	0,511650	-6,7	1,60
D65	162,1	129,2	0,734937	±21	3,5096	0,709930	12,69	2,41	0,1186	0,511931	±13	0,511542	-8,8	1,76
Nk-Granitgneise														
Pluton														
D15	92,0	670,4	0,709730	±12	0,3897	0,706953	52,36	6,75	0,0804	0,512049	±07	0,511786	-4,1	1,39
D5	97,5	516,5	0,711555	±14	0,5360	0,707737	33,58	4,93	0,0915	0,511856	±06	0,511556	-8,5	1,74
D7	106,3	562,7	0,711848	±13	0,5365	0,708025	21,73	3,32	0,0953	0,511950	±09	0,511638	-7,0	1,61
414	88	382	0,714269	±22	0,6670*	0,709516	27,6	4,42	0,0969*	0,511857	±19	0,511540	-8,9	1,76
407	127	298	0,719238	±23	1,2340*	0,710445	35,5	5,65	0,0964*	0,511786	±12	0,511470	-10,2	1,86
D11	120,0	215,1	0,723403	±14	1,5864	0,712099	16,62	2,98	0,1119	0,511962	±15	0,511596	-7,8	1,68
405	95	327	0,715638	±17	0,8412*	0,709644	24,9	3,84	0,0933*	0,511895	±29	0,511589	-7,9	1,69
406	108,5	273,8	0,719096	±11	1,1254	0,711077	23,44	4,06	0,1079	0,511915	±07	0,511561	-8,5	1,73
D9G	130,6	194,8	0,724681	±18	1,9058	0,711101	8,74	1,61	0,1146	0,512004	±08	0,511629	-7,1	1,63

Fortsetzung Tab. A.5

	Rb [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (gem.)	2σ	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (500Ma)	Nd [ppm]	Sm [ppm]	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$ (gem.)	2σ	$^{143}Nd/^{144}Nd$ (500Ma)	ε_{Nd} (500Ma)	T_{DM} [Ga]
Gänge der Gruppe A														
D96	160,4	328,6	0,719615	±13	1,3868	0,709734	41,50	5,40	0,0811	0,511911	±06	0,511646	-6,8	1,60
419	168	209	0,726205	±19	2,3275*	0,709621	17,7	3,66	0,1251*	0,511993	±10	0,511583	-8,0	1,70
D95	141,2	220,3	0,725123	±12	1,8220	0,712140	34,18	6,01	0,1095	0,511886	±08	0,511527	-9,1	1,78
Gänge der Gruppe B (Hoch-$\delta^{18}O$-Granite)														
D70	76,7	297,6	0,716988	±30	0,7317	0,711774	47,71	7,37	0,0963	0,511876	±07	0,511561	-8,5	1,73
D76	100,9	358,4	0,717326	±13	0,7998	0,711628	33,84	5,07	0,0933	0,511898	±09	0,511593	-7,8	1,68
D32	103,4	144,6	0,727269	±15	2,0324	0,712788	11,45	2,37	0,1292	0,512023	±09	0,511600	-7,7	1,67
416	90	170	0,726038	±14	1,5329*	0,715115	31,8	4,55	0,0865*	0,511904	±10	0,511621	-7,3	1,64
D86	121,4	156,8	0,730683	±16	2,2036	0,714982	21,18	4,04	0,1190	0,511861	±08	0,511472	-10,2	1,86
Gänge der Gruppe C (Hoch-Rb/Sr-Granite)														
D17	143,4	83,3	0,751292	±19	4,9092	0,716313	10,11	2,42	0,1489	0,511993	±13	0,511506	-9,5	1,81
D31	121,9	60,4	0,755151	±09	5,7484	0,714192	9,62	2,73	0,1766	0,512086	±07	0,511508	-9,5	1,81
Klastische Metasedimente														
D13	224,3	60,8	0,797961	±16	10,5590	0,722725	34,61	6,57	0,1183	0,511970	±08	0,511583	-8,0	1,70
D87	111,5	125,1	0,736689	±15	2,5358	0,718620	35,44	6,39	0,1124	0,511689	±06	0,511321	-13,1	2,08
D72	87,0	135,3	0,729623	±22	1,8210	0,716648	34,34	6,26	0,1136	0,511814	±06	0,511442	-10,8	1,91

Tab. A.6: AFC-Modellierungen in Schritten zu je 5% assimilierten Materials.

Torra Baai Granitoide – Diorite

Anteil des assimilierten Materials	Anteil der Restschmelze	Sr [ppm]	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (500 Ma)	Nd [ppm]	ε_{Nd} (500 Ma)	r = 0,8 D_{Sr} = 1,5 D_{Nd} = 1,5
		420	**0,70841**	**35**	**-6,1**	**Ausgangsschmelze 404**
		61	**0,72272**	**35**	**-8,0**	**Kontaminant D13 (Metasediment)**
0,00	1,00	420	0,70841	35	-6,1	
0,05	0,94	289	0,70905	30	-6,5	
0,10	0,88	198	0,70998	27	-7,0	
0,15	0,81	137	0,71132	25	-7,3	
0,20	0,75	96	0,71312	23	-7,6	
0,25	0,69	71	0,71531	22	-7,8	
0,30	0,63	55	0,71762	22	-7,9	
0,35	0,56	47	0,71966	22	-8,0	
0,40	0,50	42	0,72113	21	-8,0	
0,45	0,44	39	0,72201	21	-8,0	
0,50	0,38	38	0,72246	21	-8,0	
0,55	0,31	38	0,72264	21	-8,0	
0,60	0,25	37	0,72271	21	-8,0	
0,65	0,19	37	0,72272	8	-8,0	
0,70	0,13	37	0,72272	8	-8,0	
0,75	0,06	37	0,72272	8	-8,0	
0,80	0,00	37	0,72272	8	-8,0	

Anteil des assimilierten Materials	Anteil der Restschmelze	Sr [ppm]	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (500 Ma)	Nd [ppm]	ε_{Nd} (500 Ma)	r = 0,8 D_{Sr} = 1,5 D_{Nd} = 1,5
		420	**0,70841**	**35**	**-6,1**	**Ausgangsschmelze 404**
		28	**0,73389**	**14**	**-8,1**	**Kontaminant 1137* (Metasediment)**
0,00	1,00	420	0,70841	35	-6,1	
0,05	0,94	282	0,70894	26	-6,3	
0,10	0,88	186	0,70978	20	-6,6	
0,15	0,81	122	0,71109	15	-6,9	
0,20	0,75	79	0,71310	13	-7,2	
0,25	0,69	52	0,71605	11	-7,6	
0,30	0,63	36	0,71997	10	-7,8	
0,35	0,56	27	0,72441	9	-8,0	
0,40	0,50	22	0,72844	9	-8,1	
0,45	0,44	19	0,73129	9	-8,1	
0,50	0,38	18	0,73287	9	-8,1	
0,55	0,31	17	0,73357	9	-8,1	
0,60	0,25	17	0,73381	8	-8,1	
0,65	0,19	17	0,73388	8	-8,1	
0,70	0,13	17	0,73389	8	-8,1	
0,75	0,06	17	0,73389	8	-8,1	
0,80	0,00	17	0,73389	8	-8,1	

Fortsetzung Tab. A.6

Torra Baai Granitoide – Biotit-Granodiorite

Anteil des assimilierten Materials	Anteil der Restschmelze	Sr [ppm]	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (500 Ma)	Nd [ppm]	ε_{Nd} (500 Ma)	r = 0,6 D_{Sr} = 1,5 D_{Nd} = 1,5
		138	**0,70899**	**21**	**-6,7**	**Ausgangsschmelze D24**
		64	**0,73300**	**56**	**-6,7**	**Kontaminant CHN6 (Metasediment)**
0,00	1,00	138	0,70899	21	-6,7	
0,05	0,92	116	0,71053	23	-6,7	
0,10	0,83	98	0,71238	25	-6,7	
0,15	0,75	82	0,71459	26	-6,7	
0,20	0,67	69	0,71718	27	-6,7	
0,25	0,58	58	0,72008	28	-6,7	
0,30	0,50	50	0,72318	29	-6,7	
0,35	0,42	44	0,72624	30	-6,7	
0,40	0,33	40	0,72895	30	-6,7	
0,45	0,25	37	0,73102	30	-6,7	
0,50	0,17	36	0,73232	30	-6,7	
0,55	0,08	35	0,73290	30	-6,7	
0,60	0,00	35	0,73300	30	-6,7	

Nk-Granitgneise – Pluton

Anteil des assimilierten Materials	Anteil der Restschmelze	Sr [ppm]	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (500 Ma)	Nd [ppm]	ε_{Nd} (500 Ma)	r = 0,6 D_{Sr} = 3,7 D_{Nd} = 1,5
		683	**0,70695**	**53**	**-4,1**	**Ausgangsschmelze D15**
		82	**0,73203**	**36**	**-18,6**	**Kontaminant 94.301 (S-Typ-Granit)**
0,00	1,00	683	0,70695	53	-4,1	
0,05	0,92	341	0,70751	46	-5,4	
0,10	0,83	163	0,70873	40	-6,9	
0,15	0,75	77	0,71134	35	-8,5	
0,20	0,67	38	0,71632	31	-10,3	
0,25	0,58	23	0,72319	27	-12,2	
0,30	0,50	17	0,72874	25	-13,9	
0,35	0,42	15	0,73122	23	-15,5	
0,40	0,33	15	0,73190	21	-16,8	
0,45	0,25	15	0,73202	20	-17,8	
0,50	0,17	15	0,73203	20	-18,3	
0,55	0,08	15	0,73203	20	-18,6	
0,60	0,00	15	0,73203	20	-18,6	

Fortsetzung Tab. A.6

Nk-Granitgneise – Pluton

Anteil des assimilierten Materials	Anteil der Restschmelze	Sr [ppm]	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (500 Ma)	Nd [ppm]	ε_{Nd} (500 Ma)	r = 0,6 D_{Sr} = 3,7 D_{Nd} = 1,5
		683	**0,70695**	**53**	**-4,1**	**Ausgangsschmelze D15**
		100	**0,78664**	**77**	**-18,5**	**Kontaminant 09/99 (S-Typ-Granit)**
0,00	1,00	683	0,70695	53	-4,1	
0,05	0,92	342	0,70911	51	-6,6	
0,10	0,83	166	0,71372	49	-8,9	
0,15	0,75	80	0,72329	47	-11,1	
0,20	0,67	42	0,74044	45	-13,0	
0,25	0,58	26	0,76200	44	-14,6	
0,30	0,50	20	0,77782	43	-15,9	
0,35	0,42	19	0,78450	43	-16,9	
0,40	0,33	18	0,78629	42	-17,6	
0,45	0,25	18	0,78661	42	-18,1	
0,50	0,17	18	0,78664	42	-18,4	
0,55	0,08	18	0,78664	42	-18,5	
0,60	0,00	18	0,78664	42	-18,5	

Nk-Granitgneise – Hoch-$\delta^{18}O$-Gänge (Gruppe B)

Anteil des assimilierten Materials	Anteil der Restschmelze	Sr [ppm]	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (500 Ma)	Nd [ppm]	ε_{Nd} (500 Ma)	r = 0,6 D_{Sr} = 3,7 D_{Nd} = 1,5
		362	**0,71163**	**35**	**-7,8**	**Ausgangsschmelze D76**
		60	**0,72272**	**34**	**-8,0**	**Kontaminant D13 (Metasediment)**
0,00	1,00	362	0,71163	35	-7,8	
0,05	0,92	182	0,71197	31	-7,9	
0,10	0,83	89	0,71269	28	-7,9	
0,15	0,75	44	0,71414	26	-7,9	
0,20	0,67	23	0,71664	24	-7,9	
0,25	0,58	15	0,71959	22	-8,0	
0,30	0,50	12	0,72163	21	-8,0	
0,35	0,42	11	0,72246	20	-8,0	
0,40	0,33	11	0,72268	19	-8,0	
0,45	0,25	11	0,72272	19	-8,0	
0,50	0,17	11	0,72272	18	-8,0	
0,55	0,08	11	0,72272	18	-8,0	
0,60	0,00	11	0,72272	18	-8,0	

Fortsetzung Tab. A.6

Nk-Granitgneise – Hoch-$\delta^{18}O$-Gänge (Gruppe B)

Anteil des assimilierten Materials	Anteil der Restschmelze	Sr [ppm]	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (500 Ma)	Nd [ppm]	ε_{Nd} (500 Ma)	r = 0,6 D_{Sr} = 3,7 D_{Nd} = 1,5
		362	**0,71163**	**35**	**-7,8**	**Ausgangsschmelze D76**
		130	**0,71862**	**39**	**-13,1**	**Kontaminant D87 (Metasediment)**
0,00	1,00	362	0,71163	35	-7,8	
0,05	0,92	189	0,71208	32	-8,6	
0,10	0,83	99	0,71293	29	-9,3	
0,15	0,75	55	0,71434	27	-10,1	
0,20	0,67	36	0,71611	25	-10,8	
0,25	0,58	28	0,71755	24	-11,4	
0,30	0,50	25	0,71828	23	-12,0	
0,35	0,42	24	0,71854	22	-12,4	
0,40	0,33	24	0,71861	22	-12,7	
0,45	0,25	24	0,71862	21	-13,0	
0,50	0,17	24	0,71862	21	-13,1	
0,55	0,08	24	0,71862	21	-13,1	
0,60	0,00	24	0,71862	21	-13,1	

Nk-Granitgneise – Hoch-$\delta^{18}O$-Gänge (Gruppe B)

Anteil des assimilierten Materials	Anteil der Restschmelze	Sr [ppm]	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (500 Ma)	Nd [ppm]	ε_{Nd} (500 Ma)	r = 0,6 D_{Sr} = 3,7 D_{Nd} = 1,5
		362	**0,71163**	**35**	**-7,8**	**Ausgangsschmelze D76**
		173	**0,74544**	**44**	**-15,1**	**Kontaminant 2159 (Metasediment)**
0,00	1,00	362	0,71163	35	-7,8	
0,05	0,92	193	0,71445	32	-9,0	
0,10	0,83	105	0,71951	30	-10,1	
0,15	0,75	62	0,72712	29	-11,1	
0,20	0,67	43	0,73543	27	-12,1	
0,25	0,58	35	0,74138	26	-12,9	
0,30	0,50	33	0,74420	25	-13,6	
0,35	0,42	32	0,74516	25	-14,2	
0,40	0,33	31	0,74539	24	-14,6	
0,45	0,25	31	0,74544	24	-14,9	
0,50	0,17	31	0,74544	24	-15,0	
0,55	0,08	31	0,74544	24	-15,1	
0,60	0,00	31	0,74544	24	-15,1	

Fortsetzung Tab. A.6

Alle Nk-Granitgneise (ohne Hoch-Rb/Sr-Granitgneise) – Fiktiver Kontaminant A

Anteil des assimilierten Materials	Anteil der Restschmelze	Sr [ppm]	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (500 Ma)	O [„Gew.-Einheit]	$\delta^{18}O$ [‰]	r = 0,6 D_{Sr} = 3,5 D_O = 1
		683	**0,70695**	**1**	**9,4**	**D15**
		479	**0,72652**	**1**	**15,5**	**Fiktiver Kontaminant A** (Sr, $^{87}Sr/^{86}Sr$: Basementgestein Bk29a; Seth, 1999)
0,00	1,00	683	0,70695	1	9,4	
0,05	0,92	393	0,70922	1	10,2	
0,10	0,83	236	0,71276	1	10,9	
0,15	0,75	156	0,71732	1	11,6	
0,20	0,67	118	0,72164	1	12,2	
0,25	0,58	102	0,72451	1	12,8	
0,30	0,50	95	0,72587	1	13,4	
0,35	0,42	93	0,72636	1	13,9	
0,40	0,33	93	0,72649	1	14,3	
0,45	0,25	93	0,72652	1	14,7	
0,50	0,17	93	0,72652	1	15,1	
0,55	0,08	93	0,72652	1	15,4	
0,60	0,00	93	0,72652	1	15,5	

Alle Nk-Granitgneise (ohne Hoch-Rb/Sr-Granitgneise) – Fiktiver Kontaminant B

Anteil des assimilierten Materials	Anteil der Restschmelze	Sr [ppm]	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (500 Ma)	O [„Gew.-Einheit]	$\delta^{18}O$ [‰]	r = 0,6 D_{Sr} = 3,5 D_O = 1
		683	**0,70695**	**1**	**9,4**	**D15**
		150	**0,73000**	**1**	**15,5**	**Fiktiver Kontaminant B**
0,00	1,00	683	0,70695	1	9,4	
0,05	0,92	362	0,70786	1	10,2	
0,10	0,83	188	0,70964	1	10,9	
0,15	0,75	99	0,71296	1	11,6	
0,20	0,67	57	0,71813	1	12,2	
0,25	0,58	39	0,72382	1	12,8	
0,30	0,50	32	0,72772	1	13,4	
0,35	0,42	30	0,72940	1	13,9	
0,40	0,33	29	0,72989	1	14,3	
0,45	0,25	29	0,72999	1	14,7	
0,50	0,17	29	0,73000	1	15,1	
0,55	0,08	29	0,73000	1	15,4	
0,60	0,00	29	0,73000	1	15,5	

Fortsetzung Tab. A.6

Alle Nk-Granitgneise (ohne Hoch-Rb/Sr-Granitgneise) – Fiktiver Kontaminant C

Anteil des assimilierten Materials	Anteil der Restschmelze	Sr [ppm]	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (500 Ma)	O [„Gew.-Einheit]	$\delta^{18}O$ [‰]	r = 0,6 D_{Sr} = 3,5 D_O = 1
		683	**0,70695**	**1**	**9,4**	**D15**
		173	**0,74544**	**1**	**15,5**	**Fiktiver Kontaminant C** (Sr, $^{87}Sr/^{86}Sr$: Metasediment 2159 (McDermott & Hawkesworth, 1990)
0,00	1,00	683	0,70695	1	9,4	
0,05	0,92	364	0,70869	1	10,2	
0,10	0,83	192	0,71204	1	10,9	
0,15	0,75	103	0,71808	1	11,6	
0,20	0,67	62	0,72699	1	12,2	
0,25	0,58	43	0,73616	1	12,8	
0,30	0,50	37	0,74209	1	13,4	
0,35	0,42	34	0,74457	1	13,9	
0,40	0,33	34	0,74528	1	14,3	
0,45	0,25	33	0,74542	1	14,7	
0,50	0,17	33	0,74544	1	15,1	
0,55	0,08	33	0,74544	1	15,4	
0,60	0,00	33	0,74544	1	15,5	

Tab. A.7: Liste der verwendeten Abkürzungen

A.S.I.	Alumina saturation index; $A.S.I. = \frac{Al_2O_3}{CaO + Na_2O + K_2O}$; Oxide in mol-%
D	Gesamtverteilungskoeffizient
$\delta^{18}O$	$\delta^{18}O = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{Probe} - (^{18}O/^{16}O)_{SMOW}}{(^{18}O/^{16}O)_{SMOW}} \cdot 100$
Eu/Eu*	Eu = gemessene Eu-Konzentration, Eu* = theoretische Eu-Konzentration ohne Eu-Anomalie; $Eu/Eu^* = \frac{Eu_N}{\sqrt{Sm_N \cdot Gd_N}}$
F	Anteil der Restschmelze
La_N	La, Chondrit-normiert (Normierungsfaktoren aus Sun & McDonough, 1989)
L.O.I.	„Loss on ignition“; Glühverlust
MORB	Mittelozeanischer Rücken-Basalt
ppm	„Parts per million“; mg/kg
SEE	Seltene Erd-Elemente
SMOW	„Standard Mean Ocean Water“
r	Verhältnis Assimilationsrate / Fraktionierungsrate

Abkürzung der Mineralnamen nach Kretz (1983).
Zusätzlich verwendete fachbezogene Abkürzungen sind jeweils im Text erläutert oder SI-Einheiten.

Wissenschaftlicher Werdegang

Daniela Mihm
geb. am 25.03.1973 in Fulda

Schule und Studium:	
06/92	Abschluß des Gymnasiums mit der Allgemeinen Hochschulreife
10/92 – 08/98	Studium der Mineralogie an der Philipps-Universität Marburg mit dem Schwerpunkt „Geochemie-Petrologie-Lagerstättenkunde“
09/94	Diplom-Vorprüfung
08/98	Diplom-Hauptprüfung
04/95-07/02	Betreuung und Leitung verschiedener Übungen des Grundstudiums; studentische Studienberatung (bis 09/96)
seit 12/01	Fertigstellung der Dissertation
Berufspraxis:	
01/99 – 11/01	Wissenschaftliche Angestellte an der Philipps-Universität Marburg. Aufgabe: Aufbau und Pflege der Röntgen-fluoreszenzanalytik sowie Mitwirkung in der Lehre
01/99-02/99 03/00-05/00 03/01-04/01	Forschungsaufenthalte am Geochemischen Institut der FU Berlin
Fortbildungen:	
02/99	Zweiwöchiger Einführungskurs „Isotopengeochemie / Geo-chronologie“ am Zentrallaboratorium für Geochronologie, Münster
10/00	Zweiwöchiger Kompaktkurs „Geochemie“ am Max-Planck-Institut für Chemie, Mainz
09/02-11/02	Praktikum am Institut für Werkstofforschung des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt in Köln-Porz

Marburg, 21.03.2003

Daniela Mihm