

**VON DER MANTELSCHMELZE ZUM NAMIBIA BLUE:  
DIE KOMPLEXE ENTSTEHUNGSGESCHICHTE  
EINES AUSSERGEWÖHNLICHEN NATURSTEINVORKOMMENS**

von

**Kirsten Drüppel**

Institut für Angewandte Geowissenschaften  
Abteilung Mineralogie, Sekretariat BH1, Technische Universität Berlin  
Ernst-Reuter-Platz 1, 10587 Berlin, Germany  
E-mail: kirsten.drueppel@tu-berlin.de

**Zusammenfassung**

Vor etwa 1,38 Milliarden Jahren, im Mesoproterozoikum, war das heutige Kaokoveld, NW-Namibia, Teil eines stabilen Blockes der Erdkruste, des Kongo-Kratons. In diesem Zeitraum begannen große Volumina von Schmelzen in die Erdkruste unter Nordwest-Namibia aufzudringen. Die Magmen stiegen bis in eine Tiefe von etwa 20 km auf, bevor sie endgültig in Form eines riesigen Anorthosit-Massivs, dem Kunene-Intrusiv-Komplex, erstarrten. Dieser Gesteinskomplex setzt sich überwiegend aus Anorthositen, d.h. Gesteinen mit über 90 Vol.% Plagioklas, zusammen. Nahe seiner südöstlichen Begrenzung ist dieses Gesteins-Massiv von zahlreichen Rissen durchzogen. Diese Brüche sind auf einer Fläche von etwa 100 km<sup>2</sup> durch einen etwa 1,14 Milliarden Jahre alten, äußerst ungewöhnlichen Gesteinstyp verfüllt, der aufgrund der hohen Anteile am Mineral Sodalith eine tiefblaue Färbung aufweisen kann und heute als Naturstein mit der Handelsbezeichnung "Namibia Blue" in zahlreiche Länder exportiert wird. Bereits im Gelände ist eine regionale und strukturelle Zusammengehörigkeit von Sodalith-Mineralisationen und braun gefärbten Ferrokarbonatiten zu erkennen. Sodalith-reiche Gesteine treten innerhalb der Spalten meist in Form von Nebengesteins-Bruchstücken auf, die von einer Karbonatit-Matrix umflossen und von schmalen Karbonatit-Adern durchzogen werden. Im Randbereich der Spalten kann lokal eine graduelle Umwandlung des grau gefärbten Plagioklas-reichen Anorthosits in bläulich gefärbte, Sodalith-reiche Fenite beobachtet werden. Diese Beobachtungen deuten daraufhin, dass es sich bei den Sodalith-reichen Gesteins-Bruchstücken ursprünglich ebenfalls um Anorthosite handelte, die zunächst teilweise zu Sodalith umgewandelt und anschließend während der Platznahme der karbonatitischen Schmelzen zerbrochen und transportiert wurden. Die Karbonatite sind durch partielle Aufschmelzung des Erdmantels entstanden, wie sich anhand ihrer Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopendaten belegen lässt.

Mikroskopische Untersuchungen der partiell umgewandelten Anorthosite konnten zeigen, dass sich die Sodalithe überwiegend auf Kosten von Plagioklas gebildet haben. Dieser Bildungsvorgang konnte anhand von Laser-ICP-MS-Messungen an den neugebildeten Sodalithen belegt werden, deren Seltenerd-Element-Verteilungs-Muster denen der Anorthosite entsprechen. Eine derartige Mineral-Umbildung ist erst möglich, wenn der Anorthosit durch eine NaCl-reiche Lösung überprägt wurde, ein Vorgang den man gemeinhin als "Fenitisierung" bezeichnet. Die Mineralchemie weiterer neugebildeter Minerale und die chemische Zusammensetzung der Sodalith-Gesteine deuten darauf hin, dass diese Lösung zudem sehr reich an Eisen, Strontium, H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> und den Seltenerd-Elementen (SEE) gewesen sein muss. Über mikrothermometrische Untersuchungen an den während der Kristallisation der Sodalithe eingeschlossenen Fluiden konnten Salinitäten von 19-24 Gew.% NaCl-Äquivalent berechnet werden. Am Hamburger Synchrotron-Strahlungs-Labor HASYLAB durchgeführte Synchrotron-Mikro-Röntgenfluoreszenz-Analytik an den Fluiden zeigt, dass die wässrigen Lösungen zudem stark mit Strontium, Barium, Eisen, Niob und Seltenerd-Elementen angereichert sind. Alle Untersuchungsergebnisse deuten darauf hin, dass die Anorthosite durch typische karbonatitische Fluide überprägt wurden, die vor und während der Platznahme der karbonatitischen Schmelzen durch Entgasung freigesetzt wurden. Diese etwa 800-530°C heißen, NaCl-reichen wässrigen Lösungen drangen in die Risse im Anorthosit ein, reagierten mit den anorthositischen Gesteinsbruchstücken und führten zu deren fast vollständiger Umbildung in Sodalith-reiche Fenite. Anschließend flossen die karbonatitischen Schmelzen in das veränderte brüchige Gestein.

## **1. Einleitung**

### **1.1 Lage des Arbeitsgebietes**

Ökonomisch bedeutsame Mineralienvorkommen des tiefblauen Schmucksteins Sodalith finden sich im äußersten Nordwesten Namibias, etwa 830 km nordwestlich von Windhoek, nahe der Grenze zu Angola (Abb. 1). Obwohl die Sodalith-reichen Gesteine bereits seit etwa 40 Jahren abgebaut und als Naturstein Namibia Blue in zahlreiche Länder exportiert werden (MENGE, 1986), standen moderne wissenschaftliche Untersuchungen über die Entstehung der Sodalith-Vorkommen bislang weitestgehend aus. Dies kann zum einen auf den von 1973 bis 1989 andauernden namibischen Befreiungskampf zurückgeführt werden, der überwiegend an Namibias nördlichen Grenzen ausgefochten wurde. Im Zuge dieses Ereignisses wurden im Untersuchungsgebiet südafrikanische Truppen stationiert. Weiterhin spielt jedoch auch die mangelhafte infrastrukturelle Erschließung Nordwest-Namibias eine entscheidende Rolle. Wer die Minengesellschaft Namibia Blue Sodalite Ltd. Company erreichen will, muss sich auf einen beschwerlichen Weg durch das touristisch weitestgehend unerschlossene Kaokoveld gefasst machen. Von dem etwa 710 km nordwestlich von Windhoek gelegenen Opuwo, dem letzten Vorposten der "Zivilisation" auf dem Weg in das Kaokoveld, geht es nach Norden.

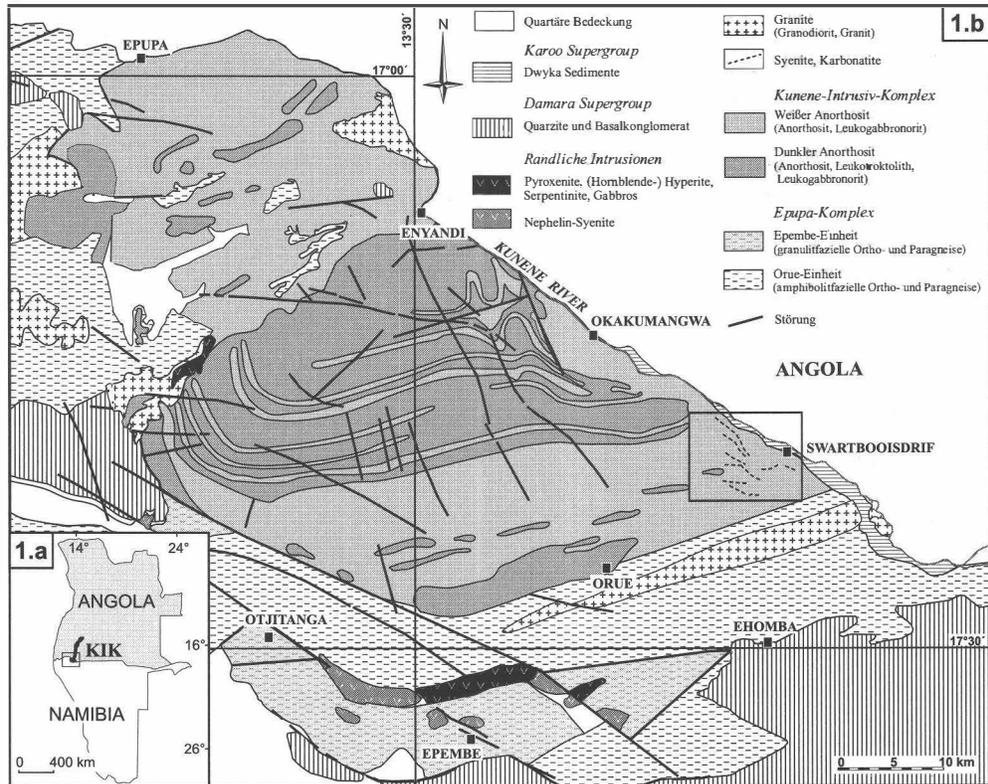


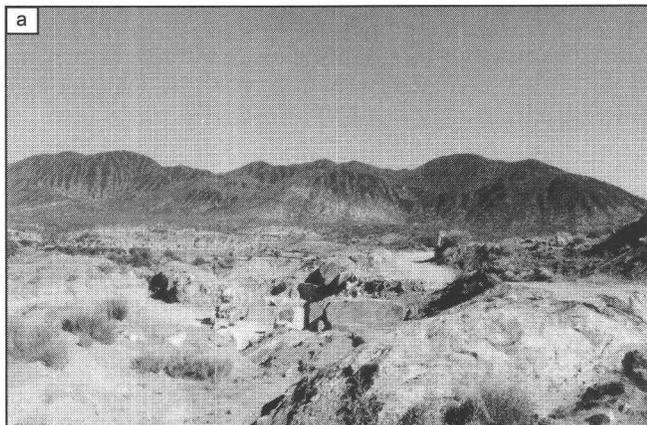
Abb. 1

a) Geographische Lage des Untersuchungsgebietes mit dem Kunene-Intrusiv-Komplex (KIK).

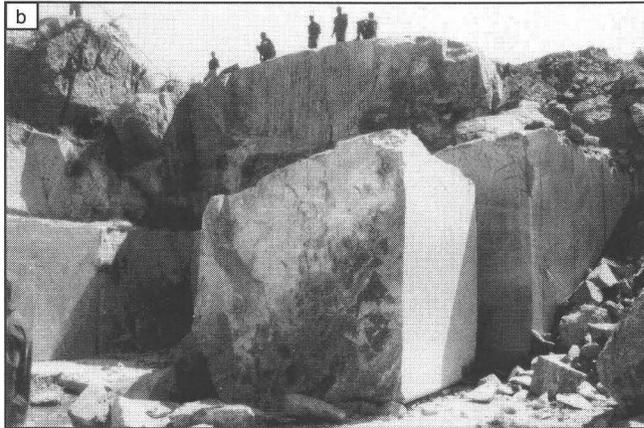
b) Geologische Übersichtskarte des Kunene-Intrusiv-Komplexes in NW-Namibia (modifiziert nach MENGE, 1998). Nahe seiner südöstlichen Begrenzung, im Bereich der Siedlung Swartbooisdrif, wird der KIK von zahlreichen Syenit- und Karbonatitgängen durchschlagen.

Abb. 2a

Photographische Übersichtsaufnahme des Südrandes des Kunene-Intrusiv-Komplexes (Blickrichtung: N; Lokalität: S 17°20.470', E 13°47.010'). Deutlich ist die Streifung des als Zebra-Berge bezeichneten Gesteinsmassivs zu erkennen, die aus einem Wechsel von bewachsenen Zonen und vegetationsfreien Blockschutthalden resultiert. Im Bildvordergrund befindet sich der augenblicklich aktive Tagebau der Firna Namibia Blue Sodalith Ltd.



Nach etwa 70 km senkt sich die Piste in eine weite Ebene, am Horizont tauchen die schroffen Bergrücken der Zebra-Berge, Bestandteil des riesigen Anorthosit-Massivs des Kunene-Intrusiv-Komplexes, auf. Bei näherer Betrachtung erkennt man, warum sie ihren Namen tragen: der stete Wechsel von bewachsenen Zonen und vegetationsfreien Blockhalden lässt den Eindruck einer zebraartigen Streifung des Gesteins-Massivs entstehen (Abb. 2a). Nach weiteren 35 km weist ein auffällig blaues Schild in Richtung eines Abzweigs, der zur westlich gelegenen Sodalith-Mine führt. Hier kann man den aktiven



Tagebau der Mine besichtigen (Abb. 2b) und attraktive Handstücke von Sodalith erwerben.

*Abb. 2b*

*Photo des aktiven Tagebaus der Firma Namibia Blue Sodalith Ltd. (Blickrichtung: NE; Lokalität: S 17°20.417', E 13°47.000').*

## 1.2 Geologischer Überblick

Die mesoproterozoische Entwicklung Namibias ist durch wiederholte magmatische Aktivität gekennzeichnet, welche zur Intrusion verschiedener Gesteinsschmelzen führte. Zunächst erfolgte die Platznahme der anorthositischen Magmen des Kunene-Intrusiv-Komplexes (KIK), der mit einer Fläche von etwa 18.000 km<sup>2</sup> vermutlich das größte Anorthosit-Massiv der Welt darstellt. Die Intrusion der anorthositischen Magmen erfolgte im Mesoproterozoikum (U-Pb-Zirkon Alter: 1.385-1.347 Ma; DRÜPPEL et al., 2001; MAYER et al., 2000, 2004) innerhalb der amphibolit- bis granulitfaziell metamorphen Gesteine des paläo- bis meso-proterozoischen Epupa-Komplexes (BRANDT et al., 2003) am Südwestrand des Kongo-Kratons. Der KIK, ein typisches Anorthosit-Massiv (ASHWAL & TWIST, 1994), ist in Form einer N-S ausgelängten Intrusion über 300 km Länge und 30-80 km Breite im Südwesten Angolas und untergeordnet im Nordwesten Namibias abgeschlossen (Abb. 1).

Er kann grob in zwei Haupteinheiten unterteilt werden, die durch einen Gürtel granitischer Intrusionen (Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter: 1.400-1.300 Ma; CARVALHO et al., 1987) getrennt sind: (1) Ein Grossteil des angolanischen KIK zeigt eine ausgeprägte N-S Orientierung und setzt sich überwiegend aus schwach alterierten, dunkel gefärbten Anorthositen, Leukogabbros, Leukogabbrobroniten und Leukotroktolithen zusammen (CARVALHO & ALVES, 1990; SILVA, 1992; ASHWAL & TWIST, 1994; MORAIS et al., 1998; MAYER et al., 2004). (2) Dagegen zeigt der südliche Teil des KIK, inklusive des namibischen Teiles, eine deutliche E-W Orientierung.

In dieser Region dominiert eine ältere, vollständig alterierte und weiß gefärbte Anorthosit-Varietät, der sogenannte "weiße Anorthosit" (KÖSTLIN, 1974; MENGE, 1998; DRÜPPEL, 1999; 2003; DRÜPPEL et al., 2001). Dieser wurde entlang von etwa E-W-streichenden Störungen von einer zweiten Anorthosit-Generation durchschlagen, die heute in Form von E-W verlaufenden Höhenrücken aus den Ebenen von weißem Anorthosit herauspräpariert ist (Abb. 1, 2a). Dieser kogenetisch entstandene Anorthosit-Typ entspricht in seinem Auftreten und seiner Mineralogie den Anorthositen der nördlichen Einheit und wird aufgrund seiner dunkelgrauen bis schwarzen Färbung als "dunkler Anorthosit" bezeichnet (DRÜPPEL, 1999, 2003; DRÜPPEL et al., 2001). Der Anorthosit-Komplex wurde nahe seiner südöstlichen Begrenzung, im Bereich der Siedlung Swartbooisdrif, von zahlreichen extensionsgebundenen Störungen und Scherzonen durchschlagen. In diese SE-NW und untergeordnet ENE-WSW streichenden Schwächezonen intrudierten Quarz-Syenite und Syenite, die ein ähnliches Alter wie die Anorthosite aufweisen (U-Pb Zirkon-Alter: 1.380-1.340 Ma; LITTMANN et al., in Vorb.), sowie jüngere ankeritische Karbonatite (U-Pb Pyrochlor-Alter: 1.140-1.120 Ma; LITTMANN et al., in Vorb.) und Nephelin-Syenite (Abb. 1). Zudem können im Kontakt zu den Karbonatitgängen sowie innerhalb der Karbonatite teilweise beträchtliche Anreicherungen von Sodalith beobachtet werden. Diese ökonomisch bedeutsamen Sodalith-Vorkommen, sind auf ein Areal von etwa 100 km<sup>2</sup>, im Bereich der Siedlung Swartbooisdrif, begrenzt (Abb. 1b).

### **1.3 Geologie des Minengeländes der Firma Namibia Blue Sodalite Ltd.**

Das Minengelände wird durch die stark alterierten weißen Anorthosite des Kunene Intrusiv Komplexes (KIK) dominiert. Diese werden von kleineren, unregelmäßigen Körpern dunkler Anorthosite (schwach alterierte Anorthosite, Leukotroktolithe und Leukogabbronorite) durchschlagen. Häufig finden sich Klaster von weißem Anorthosit in den dunklen anorthositischen Gesteinstypen (DRÜPPEL, 2003; Abb. 3.a). Zudem treten innerhalb der weißen Anorthosite Ilmenit-Magnetit-Erze-Anreicherungen auf, die als stark verwitterte Gerölle auf rundlichen bis ovalen Flächen von bis zu 125 m Durchmesser konzentriert sind. Fehlende Kontaktbeziehungen zum Anorthosit erschweren eine exakte zeitliche Einordnung der Erzkörper, es steht jedoch außer Frage, dass die Genese der Ilmenit-Magnetit-Erze in Zusammenhang mit der Entstehung des KIK steht (DRÜPPEL, 1999; VON SECKENDORFF et al., 2000).

Die Anorthosite werden nahe der Siedlung Swartbooisdrif von zahlreichen Syenit-Gängen durchschlagen. Diese bräunlich bis rötlich gefärbten, stark alterierten Syenite treten als geringmächtige (15 cm bis 15 m), NE- und SE-streichende Adern und Gänge auf. Obwohl die Syenite mit mesoproterozoischen Intrusionsaltern von 1.380-1.340 Ma (LITTMANN et al., in Vorb.) nahezu zeitgleich mit den Anorthositen intrudiert sind, zeigen die relativen Altersbeziehungen im Gelände, dass die Syenite stets jünger als die zugehörigen Anorthosite sind (Abb. 3.b). An einer Lokalität wurde ein kleinerer Nephelin-Syenit-Körper beobachtet, der einen älteren Syenit durchschlägt.

Zusätzlich treten in dieser Region zwei Hauptscharen von SE- und ENE-streichenden, ungewöhnlichen Karbonatitgängen auf, die mit einem Alter von etwa 1.140-1.120 Ma (LITTMANN et al., in Vorb.) deutlich jünger als die Anorthosite und Syenite sind.

Charakteristisch für alle Gänge sind Unterbrechungen in der Längserstreckung und rasche Wechsel von Streichrichtung, Fallrichtung und des Fallwinkels. Diese Variabilität der gemessenen Werte über kurze Distanzen ist vermutlich auf einen überwiegend passiven, an prä-existente Bruchzonen gebundenen Platznahme-Mechanismus in einem breit gefächerten, verzweigten Störungsnetz zurückzuführen. Wie die Konzentration von Tagebauen entlang der größeren Karbonatitgänge belegt, handelt es sich bei diesen zum Grossteil um Sodalith-reiche Lithologien. Eine deutliche magmatische Fliessfaltung und die unregelmäßige Bänderung der Gesteine belegen, dass es sich um magmatische Gesteine handelt, deren Platznahme als Schmelze erfolgte (Abb. 3.c). Die Karbonatite setzen sich überwiegend aus beigefarbenem und auf Verwitterungsflächen braun oxidiertem Ankerit und schwarzem, idiomorphem Magnetit zusammen und können daher als Ferrokarbonatite klassifiziert werden. Sie enthalten variable Mengen an Nebengesteinsbruchstücken der benachbarten Anorthosite und Syenite. Zudem treten innerhalb der Karbonatite Sodalith-reiche Xenolithe auf, die von der Karbonat-reichen Matrix umflossen werden (Abb. 3.d).

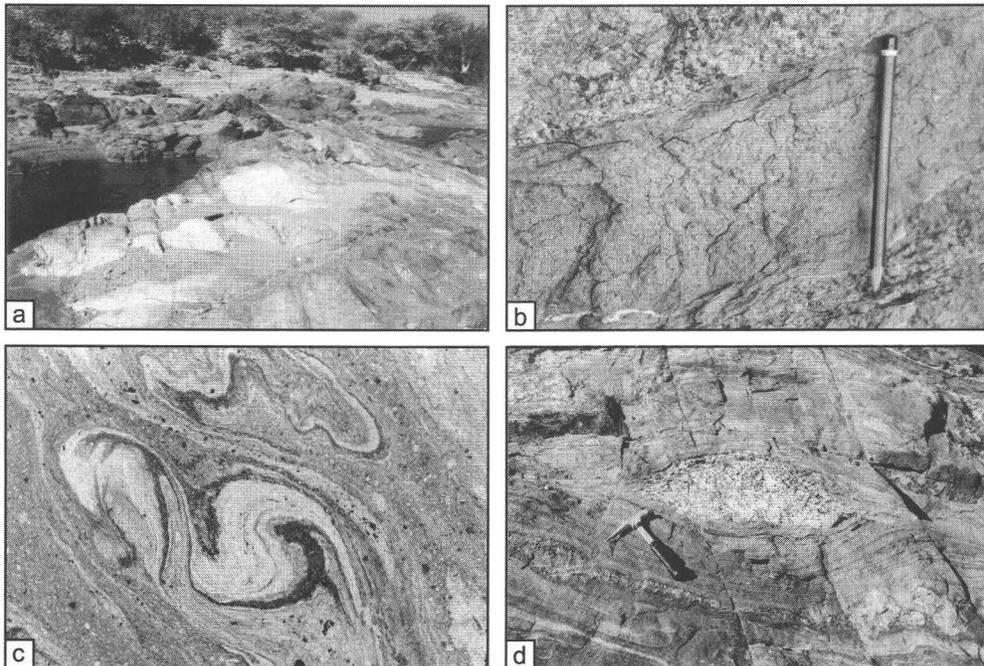


Abb. 3

Photographische Aufnahmen der verschiedenen Lithologien im Untersuchungsgebiet. a) Klast eines weißen Anorthosits in dunklem Anorthosit (Blickrichtung: NE; Lokalität: S 17°20.019'; E 13°46.529'). b) Ein geringmächtiger Syenitgang durchschlägt einen älteren dunklen Anorthosit (Blickrichtung: SW; Lokalität: S 17°20.019'; E 13°46.529'). Zum Zentrum des Syenitganges hin ist eine Zunahme der Korngröße der Biotit-Kristalle zu beobachten. c) Ein charakteristisches Gefügemerkmal der Karbonatit-Gänge ist eine unregelmässige, magmatische Fliessfaltung (Blickrichtung: E; Lokalität: S 17°20.967'; E 13°47.722'). d) Die kontaktparallele Bänderung der Karbonatite und ihr hoher Gehalt an Nebengesteinsbruchstücken (zentraler Bildbereich), die von den Karbonatit-Laminae umflossen werden, verleihen dem Gestein ein mylonitärtiges Aussehen (Blickrichtung: NE; Lokalität: S 17°20.147', E 13°46.662').

Lokal ist Sodalith innerhalb der Gänge mit bis zu 95 Vol.% angereichert. Insbesondere die mächtigen Karbonatitgänge weisen hohe Anteile an Xenolithen auf, während zahlreiche jüngere und geringmächtige Karbonatit-Adern, die eingehend von THOMPSON et al. (2002) untersucht wurden, nahezu frei von Nebengesteinsmaterial sind. Am besten lässt sich die Entstehung der Sodalith-Vorkommen nachvollziehen, wenn man die Gesteine im direkten Kontakt zu den Karbonatit-Gängen genauer betrachtet: hier kann man (1) eine graduelle Umwandlung von Nephelin des Nephelin-Syenits in Sodalith beobachten. (2) Zum anderen wird am direkten Kontakt zum Karbonatit der graue Plagioklas benachbarter, massiger Anorthosite zu azurblauem Sodalith abgebaut, das Kontaktgestein weist eine schwache Paralleltextur auf. Diese Mineralreaktionen können nur dann stattfinden, wenn die Nephelin-Syenite und Anorthosite im Kontakt zu den Karbonatit-Gängen mit NaCl-reichen und SiO<sub>2</sub>-untersättigten Fluiden interagiert haben, wie sie durch die Karbonatite hätten freigesetzt werden können. Ein vergleichbarer, sekundärer Ursprung durch metasomatische Überprägung anorthositischer Xenolithe ist auch für die Sodalith-reichen Gesteinsbruchstücke innerhalb der Karbonatite zu vermuten. Derartige metasomatische Prozesse, die in engem räumlichem und zeitlichem Zusammenhang mit der Platznahme karbonatitischer Magmen stehen, werden gemeinhin als "Fenitisation" bezeichnet (BRØGGER, 1921), die neu gebildeten Kontaktgesteine als "Fenite"

#### **1.4 Abbau und Nutzung des Namibia Blue**

Die Sodalith-Vorkommen von Swartbooisdrif wurden bereits Mitte der 60er Jahre entdeckt. Im Rahmen erster Abbautätigkeiten in den 70er Jahren wurden über Sprengungen etwa 750 Tonnen tiefblauen Sodaliths mit Halbedelsteinqualität gefördert und exportiert. 1979 kam die Exploration infolge des namibischen Befreiungskampfes zum Erliegen, auf dem Minengelände wurden südafrikanische Truppen stationiert wie es Überreste eines Militärforts der südafrikanischen Truppen dokumentieren.

Seit 1985 steht die Lagerstätte erneut in Abbau. Zahlreiche kleinere Tagebaue und Schneisen für Bohrungen zeugen von der langjährigen Bergbauaktivität. In den bereits stillgelegten Steinbrüchen und in deren Umgebung sind Bruchstücke der über Sprengung gewonnenen Sodalith-Anreicherungen zu finden. Zur Zeit befindet sich lediglich ein Tagebau im Zentrum des Minengeländes in Betrieb (Abb. 2b); dort werden Sodalith-reiche Zonen mit Hilfe von Schaufelbaggern gewonnen und mit Diamantseilen zu bis zu 8 Kubikmeter großen Werksteinblöcken zerkleinert. Die Gesteine, die heute im Tagebau der Sodalith-Mine gewonnen werden, zeichnen sich durch hohe Anteile an tiefblau gefärbten Sodalith aus. In den als Namibia Blue exportierten Natursteinen umgibt beigefarbener bis bräunlicher Karbonatit mit variablen Mengen an schwarzem, metallisch glänzenden Magnetit die Sodalith-reichen Gesteinsbruchstücke. Der Naturstein kann zwar im Meter-Bereich nahezu homogen auftreten, häufiger ist jedoch ein rascher Wechsel zwischen tiefblauen, Sodalith-reichen Zonen und braunen, gelben, weißen, roten sowie schwarzen Lagen, Schlieren und Falten zu beobachten. Aber gerade diese Vielfalt an Farbe und Form hat den Namibia Blue zu einem weltweit gefragten Exportartikel werden lassen.

Nach dem Export wird der Namibia Blue zu dekorativen Werksteinplatten verarbeitet, die Verwendung als Tischplatten, Wand- und Bodenbeläge finden. Kleinere Gesteinsbruchstücke sind ein beliebtes Rohmaterial im Kunstgewerbe, während Sodalith-Kristalle mit Halbedelsteinqualität als Schmucksteine gehandelt werden.

Trotz der Beliebtheit des Namibia Blue gestaltet sich der Absatz des Natursteins zunehmend problematisch. So ist im Kartiergebiet von den insgesamt nachweisbaren neun Entnahmestellen aktuell lediglich ein Abbau in Betrieb. Hierfür liegen folgende Gründe vor: (1) Die Gesteine werden bereits seit Jahrzehnten über Tagebau gewonnen. Im Verlauf der bergbaulichen Tätigkeit wurde bereits ein Grossteil der oberflächennah anstehenden Sodalith-Vorkommen abgebaut. Da der Sodalith weitestgehend auf die Karbonatitgänge beschränkt ist müsste man den zukünftigen Abbau in größere Tiefen verlagern. Es ist jedoch zweifelhaft, dass sich die im Untersuchungsgebiet inhomogen verteilten Anreicherungen von Sodalith tatsächlich stetig in die Teufe fortsetzen. (2) Die zu Beginn der Abbautätigkeit angesetzten Sprengungen führten zu einer intensiven Beanspruchung der auf dem Miningelände auftretenden Sodalith-Vorkommen. Diese äußert sich in Form von kleineren Rissen und Sprüngen, die das Gestein durchziehen. Wird ein Gesteinsblock dem Gesteinsverband und somit dem Umgebungsdruck entzogen, erweitern sich diese Risse und Sprünge sukzessive bis der gesamte Werkstein-Block erfasst ist, das Gestein zerbricht in kleinere Bruchstücke. Dieses Phänomen macht sich insbesondere bei der weiteren Verarbeitung der Gesteine zu Fassadensteinen für dekorative Innenverkleidungen bemerkbar, bei der die Werksteinblöcke zu Platten von ca. 1,5 cm Dicke zersägt werden. (3) Durch dauernde Nässe oder durch Einwirkung chemischer Aggressoren, wie sie z.B. in handelsüblichen Reinigungsmitteln auftreten, zersetzt sich der Sodalith und nimmt eine milchig-weiße Färbung an. Daher ist eine Nutzung des Namibia Blue für Außenfassaden oder ein Einsatz als Wandverkleidungen von Küchen und Bädern nicht zu empfehlen. Weiterhin enthält der Naturstein große Mengen an Ankerit, der als Karbonat nicht säurebeständig ist. Zudem weist Ankerit auf frisch polierten Flächen eine beige Farbe auf, die jedoch im Laufe der Zeit im Zuge von Oxidation des Eisens in ein sattes Braun übergeht.

## **2. Mineralogisch-petrologisch-geochemische Untersuchungen**

Ziel der mineralogisch-petrologisch-geochemischen Untersuchungen war eine vielfältige und vergleichende Analytik möglichst vieler Proben unterschiedlicher Lithologie. Diese wurden sowohl an den Anorthositen und Syeniten als auch an den jüngeren Karbonatiten und Nephelin-Syeniten durchgeführt und umfassten die petrographische Bearbeitung von Dünnschliff-Präparaten und deren detaillierte Mikrosonden-analytische Bearbeitung, geochemische Untersuchung des Gesamtgesteins-Haupt- und Spurenelementchemismus und der Seltenerdelement-Gehalte ausgesuchter Proben, mikrothermometrische Messungen sowie Synchrotron-Röntgenfluoreszenz(XRF)-Analysen von Fluid-Einschlüssen, LA-ICP-MS (laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry)- und Synchrotron-XRF Analysen der Spurenelement-Gehalte ausgesuchter Minerale sowie O-, C- und S-Isotopenanalytik (DRÜPPEL, 2003; DRÜPPEL et al., 2005).

Hierdurch sollte eine umfassende Vorstellung über die genetische und zeitliche Stellung der verschiedenen Gesteinstypen und insbesondere über die mineralbildenden Vorgänge gewonnen werden, die zur Abscheidung der metasomatisch gebildeten Mineralparagenesen geführt haben. Ein Teil der Untersuchungsergebnisse wurde bereits in verschiedenen Fachzeitschriften veröffentlicht (VON SECKENDORFF & DRÜPPEL, 1999; VON SECKENDORFF et al., 2000; DRÜPPEL et al., 2000, 2001, 2002, 2005, eingereicht)

## 2.1 Petrographie

### 2.1.1 Karbonatite

Xenomorpher, körniger und teilweise rekristallisierter Ankerit ist der Hauptbestandteil der massigen, grob- bis mittelkörnigen Karbonatite, während idiomorpher Magnetit als Nebengemengteil auftritt (Abb. 4a). Akzessorischer Kalzit füllt Zwickel zwischen Ankerit-Kristallen. Primär-magmatischer Apatit tritt in einzelnen Proben in Form von idiomorphen Prismen auf und wird meist von grünlichem Biotit begleitet (Abb. 4a). Feinkörniger, zonar gebauter Pyrochlor, ein typischer Bestandteil magmatischer Karbonatite, wurde nur in wenigen Proben beobachtet. Spät gebildete Sulphide sind gemeinsam mit Fe-Ti-Oxiden in unregelmäßigen Linsen und Schlieren angereichert. Sie setzen sich meist aus Pyrit, Millerit, Thiospinellen der Polydymit-Violarit-Gruppe, Chalcopyrit und martitisiertem Magnetit zusammen (Abb. 4b). In einer Probe zersetzt sich Millerit randlich zu Cu-Ni-Fletcherit einer bislang unbekanntem, Co- und Fe-freien Zusammensetzung. In zwei stark alterierten Proben wird magmatischer Ankerit durch sehr feinkörnigen, bräunlichen Carbocernait (allgemeine Formel:  $(Ca,Na)(Sr,Ce,Ba)(CO_3)_2$ ) abgebaut. In diesen Proben, die zudem sekundär gebildeten Baryt und Strontianit enthalten, sind die Seltenerd-Elemente in explorationswürdigen Mengen von bis zu 10 Gew.% angereichert. Alle Karbonatite sind in stark variablem Maße durch fragmentiertes und metasomatisch verändertes Nebengesteinsmaterial der Anorthosite und Syenite kontaminiert (3-95 Vol.%), was ihnen makroskopisch und mikroskopisch das Erscheinungsbild eines Mylonits bzw. einer Brekzie verleiht. Dies gilt insbesondere für die als Namibia Blue gehandelten Gesteine, bei denen es sich um Karbonatit-Fenit-Mischungen mit einem erhöhten Anteil an fenitisiertem Nebengesteinsmaterial (> 65 Vol.%) handelt.

### 2.1.2 Fenitisierung der Anorthosite

Die typische primär-magmatische Mineralogie in den homogen-massigen, grobkörnigen Gesteinen des KIK umfasst: Plagioklas (weißer Anorthosit:  $An_{37-53}$ ; dunkler Anorthosit:  $An_{43-75}$ )  $\pm$  Olivin  $\pm$  Orthopyroxen  $\pm$  Klinopyroxen + Fe-Ti-Oxide + Apatit  $\pm$  Zirkon (DRÜPPEL et al., 2001). Spätmagmatische Säume von Amphibol (meist Magnesio-Hastingsit/Pargasit) und Biotit umgeben die Pyroxene und Ilmenit. Weiße Anorthosite sind im Gegensatz zu den dunklen Anorthositen durch eine durchgreifende Serizitisierung, Saussuritisierung und Albitisierung der Plagioklase und Chloritisierung der Fe-Mg Silikate charakterisiert. Bei Annäherung an die Kontakte zu größeren Karbonatitgängen wird der intermediäre Plagioklas der dunklen Anorthosite in Albit umgewandelt, der teilweise von Serizit begleitet wird. Zugleich nehmen die modalen Anteile an Ankerit und den Sulphiden zu; Olivin, Klinopyroxen und Amphibol werden in zunehmendem Maße durch Paragenesen

aus (1) grünlichen Biotit, Epidot und Karbonat oder aus (2) blau-violetten Magnesio-Riebeckit und Karbonat ersetzt. Entlang von Rissen in Plagioklas sind hellviolette Fluorit-Kristalle zu beobachten. Am direkten Kontakt zu den Karbonatitgängen wird Albit entlang seiner Korngrenzen und der polysynthetischen Zwillingslamellen zu Sodalith umgewandelt (Abb. 4c). In dieser Kontaktzone, die selten breiter als 2 m ist, zeichnen sich die Gesteine durch eine kontakt-parallele Bänderung aus, die durch alternierende Lagen von Albit/Sodalith, Ankerit und Biotit charakterisiert ist; es ist meist eine schwache, kontakt-parallele Foliation zu beobachten, die von Biotit definiert wird. Die mineralogischen Änderungen, welche die Anorthosite im Kontakt zu den Karbonatiten erfahren haben, legen nahe, dass es sich bei den fenitisierenden Fluiden um Na-, Cl-, F-, CO<sub>2</sub>- und H<sub>2</sub>O-reiche Fluide gehandelt haben muss.

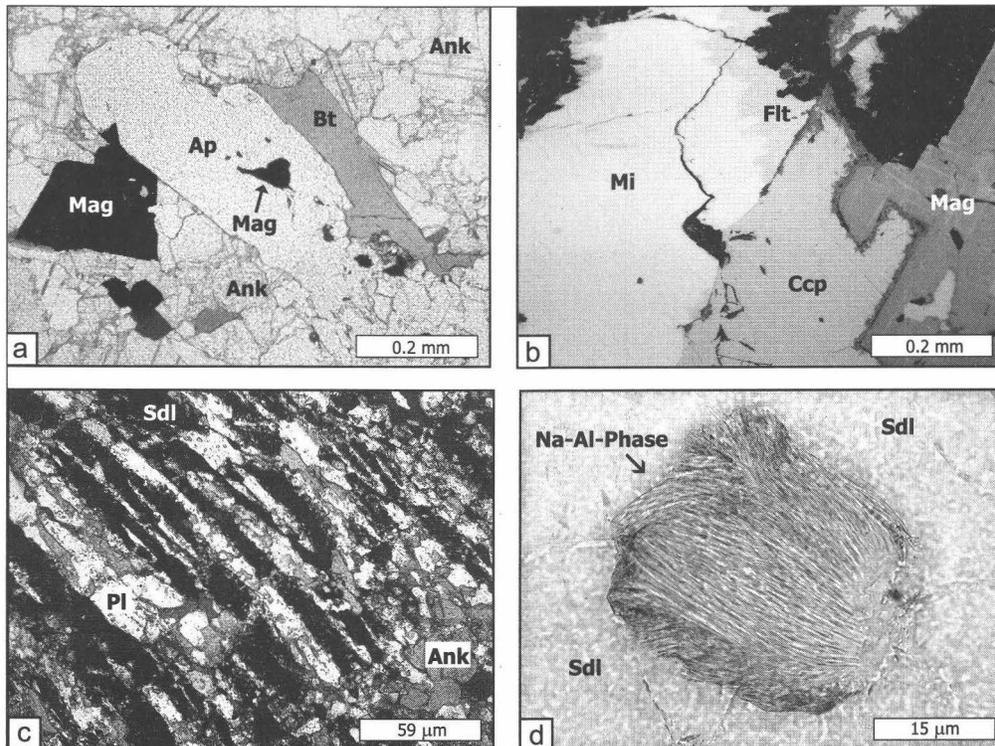


Abb. 4

Dünnschliffaufnahmen (a, c, d) und Anschliffaufnahmen (b) der Karbonatite und fenitisierten Anorthosite (PPL: a, b, d; XPL: c). a) Apatit (Ap), Biotit (Bt) und Magnetit (Mag) sind die früh kristallisierenden Phasen der Karbonatite, gefolgt von Ankerit (Ank). b) Millerit (Mi), Chalkopyrit (Ccp), Pyrit und Magnetit (Mag) sind die Hauptbestandteile von späten Sulphid-Oxid-Adern, welche die Karbonatite durchziehen. Im Kontakt zu Chalkopyrit wird Millerit zu Fletcheit (Flt) einer bislang unbekanntem, Co- und Fe-freien Cu-Ni-Zusammensetzung abgebaut. c) Plagioklas (Pl) der Anorthosite wird entlang der Albit-Zwillingslamellen zu Sodalith (Sdl) umgewandelt. Untergeordnet entsteht Ankerit (Ank). d) In den Spätphasen der Metasomatose ist Sodalith (Sdl) nicht länger stabil und wird zu einer bislang unbekanntem, Si-freien Na-Al-Phase abgebaut.

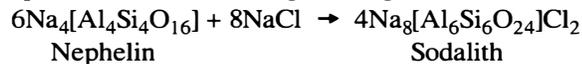
Die Bildung großer Mengen des Feldspatvertreterers Sodalith auf Kosten von Plagioklas, entsprechend der Reaktionsgleichung



deutet zudem darauf hin, dass die Magmenquelle dieser fenitissierenden Fluide stark  $\text{SiO}_2$ -untersättigt gewesen sein muss. Erst später entsteht Cancrinit (ideale Formel:  $(\text{Na},\text{Ca})_{7.8}[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{CO}_3,\text{SO}_4,\text{Cl})_{1.5-2.0} \cdot 1-5\text{H}_2\text{O}$ ) auf Kosten von Albit, wobei zuvor gebildeter Sodalith als Einschluss erhalten bleibt. In den Endphasen der Fenitisierung ist schließlich auch Sodalith nicht mehr stabil und zersetzt sich zu einer bislang unbekanntem, Si-freien Na-Al-Phase mit einem Na:Al-Verhältnis von 1:4 (Abb. 4d; vermutete Formel:  $\text{NaAl}_4\text{O}_{6.5} \cdot 1,5\text{H}_2\text{O}$ ). Diese Mineralreaktionen belegen, dass die Fluide weiterhin stark Si-untersättigt sind aber nicht mehr ausreichend Na enthalten um Sodalith zu bilden.

### 2.1.3 Fenitisierung der Syenite

Hauptbestandteil der homogen-massigen, grob- bis mittelkörnigen Syenite ist tafeliger, perthitischer Alkalifeldspat, begleitet von ebenfalls tafeligem, hypidiomorphem Plagioklas ( $\text{An}_{0-14}$ ), idiomorphem Klinopyroxen und/oder grünem Hastingsit. Untergeordnet treten spätmagmatischer Quarz und Fe-Ti-Oxide auf, die von breiten Titanit-Säumen umgeben werden. Typische Akzessorien sind Apatit, Epidot und Zirkon. Dagegen ist der Hauptbestandteil fenitissierter Syenite feinkörniger, isometrischer Albit, begleitet von feinkörnigem Muskovit, die sich auf Kosten von magmatischem K-Feldspat gebildet haben. Körniger Ankerit ist ein Bestandteil der Matrix und tritt zudem als Füllung der zahlreichen Risse auf, die das Gestein durchziehen. Stark deformierter, partiell rekristallisierter Biotit sowie deformierte Fe-Ti-Oxide treten in Form von unregelmäßigen Linsen und Schlieren auf. Magmatisch gebildeter Nephelin eines Nephelin-Syenits wird am direkten Kontakt zum Karbonatit entsprechend der Reaktionsgleichung



zu Sodalith umgewandelt. Untergeordnet entstehen feinkörnige Verwachsungen von Muskovit und Cancrinit. Wie bei den Anorthositen legen die beobachteten Mineral-Umwandlungen und -Neubildungen während der Fenitisierung der Syenite nahe, dass es sich bei den fenitissierenden Fluiden um alkalireiche, wässrige Fluide gehandelt haben muss, die von einer  $\text{SiO}_2$ -untersättigten Quelle freigesetzt wurden.

## 2.2 Mineralchemie ausgewählter Minerale der Karbonatite

Die chemische Zusammensetzung der Minerale von Karbonatiten und von Karbonatit-Fenit-Mischungen (= Namibia Blue) wurde mit Hilfe einer Elektronenstrahlmikrosonde (Typ CAMECA SX50; Mineralogisches Institut, Universität Würzburg) analysiert. Spurenelementgehalte von Sodalith wurden mit einem Nd:YAG Laser, gekoppelt an ein ICP-MS-System (Typ: Agilent 7500i) am Mineralogischen Institut der Universität Würzburg bestimmt, Spurenelementgehalte von Apatit mit Hilfe von Synchrotron-Röntgenfluoreszenzanalytik (Beamline L) am Hamburger Synchrotronstrahlungs-Labor HASYLAB. Repräsentative Analysen finden sich in den Tabellen 1 bis 4.

Probe	Ku-99-SAB		Ku-98-14		Ku-01-04		Ku-98-130a	
	3-CA1 Kern	3-CA1 Rand	2-CA1 Kern	2-CA1 Rand	C-CA7B Kern	C-CA7B Rand	2-CA1 Kern	2-CA1 Rand
<i>Gew. %</i>								
MgO	12,28	11,66	12,23	11,81	8,92	11,36	10,11	7,58
CaO	26,44	26,76	27,54	27,06	28,53	29,18	28,25	28,41
MnO	2,41	2,44	2,67	2,45	2,67	3,07	1,73	1,66
FeO	13,77	14,15	11,61	12,65	17,11	12,58	15,89	19,09
SrO	0,62	0,77	0,85	0,86	0,45	0,75	0,73	0,28
BaO	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,11	0,10	0,00
CO <sub>2</sub>	44,35	44,24	44,11	43,77	41,72	42,45	44,36	43,41
Summe	99,87	100,03	99,06	98,64	99,48	99,51	101,17	100,42

Tabelle 1

Repräsentative Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Ankerit der Karbonatite.

Probe Analysepunkt	Ku-98-48										
	A-AP2			A-AP3			A-AP3				
<i>Gew. %</i>											
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	42,91	43,06	43,15	41,17	42,21	41,28	41,16	41,82	42,68	42,56	41,58
SiO <sub>2</sub>	0,01	0,02	0,00	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,04	0,03	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	51,55	52,94	53,27	53,04	52,49	51,67	51,64	51,97	53,14	52,73	52,35
MnO	0,02	0,04	0,05	0,01	0,06	0,06	0,05	0,09	0,03	0,03	0,03
FeO	0,12	0,19	0,25	0,02	0,30	0,04	0,06	0,20	0,05	0,04	0,00
SrO	1,33	1,47	1,50	1,95	1,92	1,97	1,80	1,73	1,24	1,23	1,20
BaO	0,04	0,03	0,06	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,55	0,66	0,62	0,51	0,54	0,59	0,58	0,55	0,67	0,71	0,72
H <sub>2</sub> O	0,31	0,48	0,98	0,45	0,58	0,04	0,04	0,00	0,17	0,17	0,00
F	3,17	2,67	1,67	2,63	2,41	3,72	3,74	4,42	3,28	3,23	4,30
Cl	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,04	0,01
Summe	102,02	101,59	101,53	99,88	100,59	99,4	99,44	100,82	101,34	100,79	100,19
O-F	1,34	1,13	0,70	1,11	1,01	1,56	1,58	1,86	1,38	1,36	1,81
O-Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Summe	100,68	100,46	100,83	98,77	99,57	97,83	97,86	98,96	99,96	99,42	98,37

Tabelle 2

Repräsentative Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Apatit der Karbonatite.

Probe Gestein Analysepunkt	Ku-98-59b femisiertes Xenolith		Ku-98-131 Karbonatit		Ku-99-SAB Karbonatit		Ku-98-14 Karbonatit		Ku-98-48 Karbonatit	
	I-BT2	3-BT1	BT-L1	BT-L1	2-BT1	2-BT1	2-BT2	2-BT2	A-BT1	A-BT1
<i>Gew. %</i>										
SiO <sub>2</sub>	34,64	34,00	36,04	36,07	35,81	35,79	35,37	35,26	34,88	35,24
TiO <sub>2</sub>	1,91	1,60	2,83	2,73	2,75	2,68	2,44	2,53	3,40	3,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,52	17,12	13,09	12,76	14,30	14,20	13,88	13,73	13,66	13,47
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,04	0,17	0,18	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01
FeO	25,49	25,60	20,30	20,53	20,88	21,19	21,81	21,33	24,03	23,78
NiO	0,03	0,07	0,07	0,14	0,03	0,00	0,07	0,07	0,00	0,00
MnO	0,05	0,10	0,02	0,04	0,17	0,17	0,13	0,12	0,12	0,18
MgO	6,47	5,92	11,89	12,17	11,11	11,27	11,32	11,18	9,03	8,89
CaO	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,07	0,01	0,04	0,01	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,22	0,14	0,10	0,18	0,14	0,16	0,15	0,15	0,10
K <sub>2</sub> O	9,45	9,41	9,84	9,63	9,54	9,49	9,26	9,27	9,64	9,57
BaO	0,12	0,02	0,00	0,10	0,07	0,10	0,10	0,15	0,00	0,00
F	0,70	0,75	2,40	2,11	1,61	1,54	2,59	2,17	0,92	1,06
Cl	0,02	0,08	0,00	0,01	0,04	0,00	0,03	0,02	0,06	0,01
Summe	95,49	94,93	96,80	96,57	96,54	96,62	97,20	96,01	95,91	95,74
O-F	0,29	0,31	1,01	0,89	0,68	0,65	1,09	0,91	0,39	0,44
O-Cl	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Summe	95,20	94,60	95,79	95,68	95,86	95,98	96,10	95,09	95,51	95,29
									0,40	0,40

Tabelle 3

Repräsentative Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von sekundär-metasomatischem Biotit der Fenite und primär-magmatischem Biotit der Karbonatite ( $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ).

Tabelle 4

Repräsentative Elektronenstrahlmikrosondenanalysen und minimale bzw. maximale Spurenelementgehalte (LA-ICP-MS-Analysen) von Sodalith der Fenite.

Probe Analysepunkt	Elektronenstrahlmikrosondenanalytik			
	Ku-98-57a (N=4)		Ku-98-58a (N=4)	
	6-Sd11-1	6-Sd11-2	3-Sd11-1	3-Sd11-2
Gew. %				
SiO <sub>2</sub>	37.50	37.52	37.94	38.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.90	31.88	33.32	33.28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.04	0.17	0.11
CaO	0.04	0.04	0.03	0.00
Na <sub>2</sub> O	23.40	23.94	22.82	22.38
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.04	0.04
Cl	7.37	7.53	7.36	7.51
F	0.13	0.00	0.15	0.08
S	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.36	100.97	101.83	101.52
O-Cl,F,S	1.72	1.70	1.72	1.73
Summe	98.64	99.27	100.10	99.78

### 2.2.1 Karbonat

Bei nahezu allen analysierten Karbonaten handelt es sich um Ankerit mit stark variablen  $X_{Mg}$ -Werten ( $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ) von 0.25-0.74 (Tabelle 1). Die meisten Ankerit-Individuen zeigen einen schwachen, konzentrischen Zonarbau mit randlich steigenden Fe- und sinkenden Mg-Gehalten. Eine Abnahme des MgO ist stets mit einer Zunahme der Gehalte an MnO (0.6-2.5 Gew.%) und SrO (0.1-0.8 Gew.%) verbunden.

Probe	LA-ICP-MS-Analytik			
	Ku-99-OD3		Ku-98-47	
	Min	Max	Min	Max
ppm				
As	422.00	611.00	547.00	657.00
Rb	9.20	13.00	12.00	14.00
Sr	9.80	14.00	13.00	14.00
Ba	57.00	92.00	80.00	89.00
Nb	0.11	0.17	0.13	0.16
Ta	0.01	0.01	0.01	0.01
La	0.59	0.76	0.68	0.86
Ce	1.00	1.30	1.20	1.40
Pr	0.11	0.13	0.13	0.16
Nd	0.35	0.52	0.44	0.51
Sm	0.07	0.12	0.00	0.08
Eu	0.04	0.07	0.05	0.07
Gd	0.05	0.07	0.07	0.10
Tb	0.01	0.02	0.01	0.01
Dy	0.07	0.19	0.07	0.09
Ho	0.01	0.03	0.02	0.02
Er	0.02	0.09	0.05	0.06
Tm	0.01	0.02	0.01	0.09
Yb	0.04	0.08	0.06	0.10
Lu	0.01	0.02	0.01	0.02

### 2.2.2 Apatit

Alle analysierten Apatite enthalten große Mengen an F (1.3-5.1 Gew.%) und SrO (1.1-2.5 Gew.%) und können daher als Sr-reiche Fluorapatite klassifiziert werden, wie sie typischerweise in magmatischen Karbonatiten auftreten (Tabelle 2). Die Summe der Seltenerdelement (SEE)-Gehalte der Apatite variiert zwischen 0.9-3.1 Gew.%. Chondrit-normierte SEE-Verteilungsmuster zeichnen sich durch einen steilen Kurvenverlauf mit einer Anreicherung der leichten SEE und einer schwach ausgeprägten, positiven bis leicht negativen Eu-Anomalie aus (DRÜPPEL et al., 2002). Hinsichtlich ihrer Gehalte und der Verhältnisse der SEE ähneln die untersuchten Apatite denen verschiedener Karbonatit-Komplexe weltweit, die im Rahmen einer vergleichenden Studie von BÜHN et al. (2001) untersucht wurden (Abb. 5).

### 2.2.3 Biotit

Alle untersuchten Biotite können als Merxene bis Lepidomelane klassifiziert werden (Tabelle 3), lassen sich jedoch aufgrund signifikanter Unterschiede in ihren Si-Al-Verhältnissen in zwei Hauptgruppen unterteilen (Abb. 6): (1) Im Zuge der Fenitisierung sekundär gebildeter Biotit ( $X_{Mg}$ : 0.26-0.60) weist eine Zusammensetzung mit Al-Überschuss hinsichtlich der idealen Si+Al=4 Besetzung auf, während (2) magmatisch aus der karbonatischen Schmelze kristallisierter Biotit ( $X_{Mg}$ : 0.37-0.57) einen Trend von Al-Überschuss bis hin zu einem deutlichen Al-Defizit nachzeichnet.

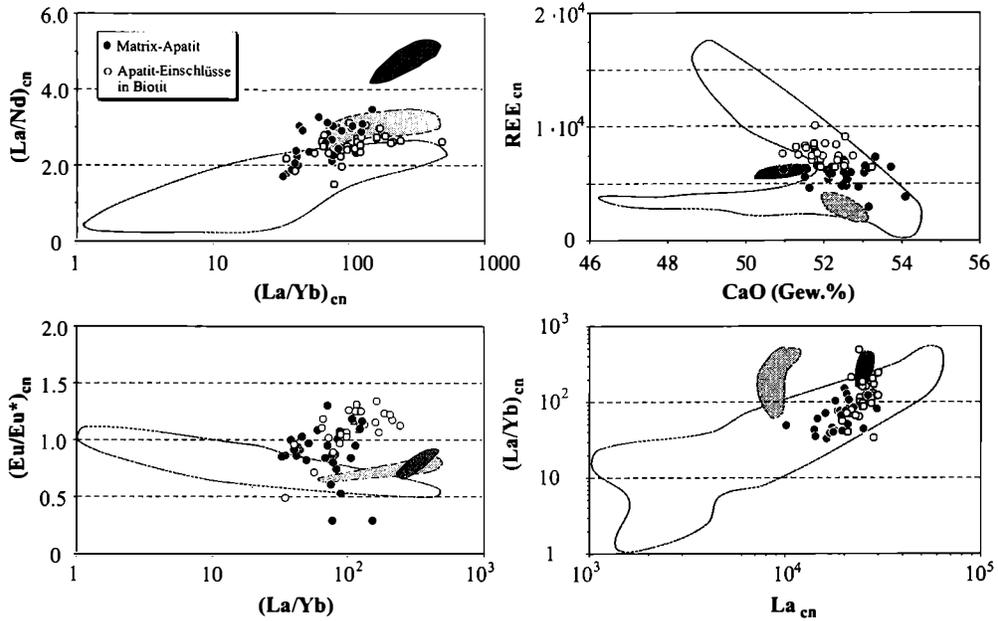
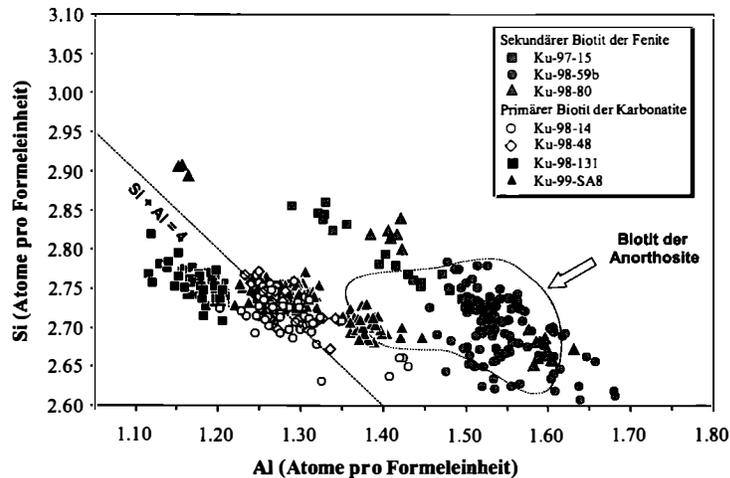


Abb. 5

Spurenelementgehalte von Matrix-Fluorapatit und Fluorapatit-Einschlüssen in Biotit der Karbonatite von Swarbooisdrif. Zum Vergleich sind die von BÜHN et al. (2001) für Fluorapatite weltweit gewonnenen Daten dargestellt (hellgraue Felder: Fluorapatite in Kalziokarbonatit; mittelgraue Felder: Fluorapatit eines metasomatisch überprägten Marmors im Kontakt zu einem Kalziokarbonatit; dunkelgraue Felder: Fluorapatit-lage in Kalziokarbonatit).

Abb. 6

Variation von Si und Al (pro Formeleinheit, bezogen auf eine wasserfreie Sauerstoffbasis von 11 O) in Biotit der Karbonatite von Swarbooisdrif. Biotite der fenitisierten Anorthosite und Syenite weisen einen deutlichen Al-Überschuss hinsichtlich der idealen  $Si+Al=4$  Zusammensetzung auf, während Biotite der Karbonatite einen Trend von Al-Überschuss bis hin zu einem deutlichen Al-Defizit nachzeichnen. Zum Vergleich sind die Si-Al-Verhältnisse von Biotiten unalterierter Anorthosite aufgetragen.



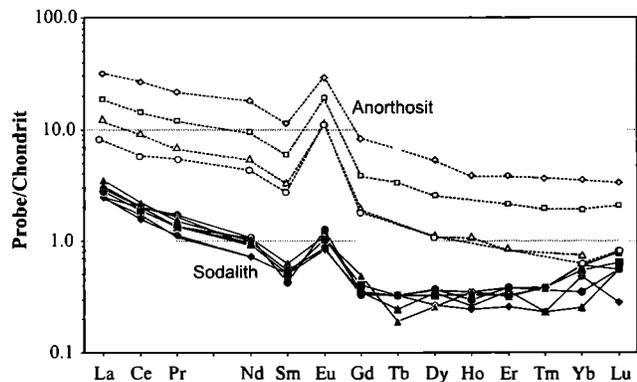
Al-Überschuss hinsichtlich der idealen  $Si+Al=4$  Zusammensetzung auf, während Biotite der Karbonatite einen Trend von Al-Überschuss bis hin zu einem deutlichen Al-Defizit nachzeichnen. Zum Vergleich sind die Si-Al-Verhältnisse von Biotiten unalterierter Anorthosite aufgetragen.

### 2.2.4 Sodalith

Der im Zuge der Fenitisierung gebildete Sodalith ist stets das reine Sodalith-Endglied mit  $\text{SO}_3$ -Gehalten unterhalb der Nachweisgrenze (Tabelle 4). Bemerkenswerterweise gleichen die Chondrit-normierte SEE-Verteilungsmuster der analysierten Sodalithe mit ihrem steilen Kurvenverlauf denen der Anorthosite (Abb. 7), auch wenn die Sodalithe geringere absolute Gehalte an den SEE aufweisen. Besonders erstaunlich ist, dass die Sodalithe wie die Anorthosite stets eine deutliche positive Eu-Anomalie aufweisen, obwohl ihre CaO-Gehalte unterhalb der Nachweisgrenze liegen. Dieses Analyseergebnis bestätigt die Feldbefunde und die mikroskopische Beobachtung, dass sich der Sodalith auf Kosten von Plagioklas der Anorthosite gebildet hat.

Abb. 7

Chondrit-normierte Seltenerd-Element-Verteilungsmuster von Sodalith der Karbonatite von Swartbooisdrif und der Anorthosite des Kunene-Intrusiv-Komplexes (Normierungsfaktoren nach EVENSON *et al.*, 1978), bestimmt mit Hilfe von LA-ICP-MS-Analytik (Sodalith) und ICP-AES-Analytik (Anorthosite).



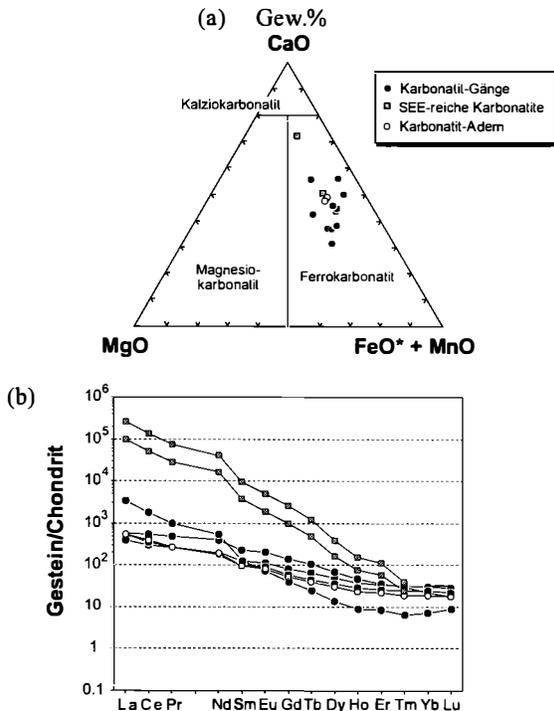
## 2.3 Geochemie

### 2.3.1 Geochemische Signaturen der Karbonatite

Der Haupt- und Spurenelementchemismus ausgewählter Gesteinsproben wurde mit einem Röntgenfluoreszenzspektrometer PW1480 der Firma Philips mit angeschlossener X40-Software am Mineralogischen Institut der Universität Würzburg gemessen. Mit Hilfe eines Spektralphotometers vom Typ ZEISS PMD 2 wurde die Bestimmung der  $\text{Fe}^{2+}$ -Gehalte durchgeführt. Die hierfür benötigte Stammlösung wurde über einen  $\text{HF}/\text{H}_2\text{SO}_4$ -Aufschluss (SEROLAB-Aufschluss) gewonnen.  $\text{Fe}^{2+}$ -Gehalte von Proben mit erhöhten  $\text{CO}_2$ -Werten von  $> 13$  Gew.% konnten über diese Methode nicht ermittelt werden, da die Probenpulver unter Aufschäumen mit dem SEROLAB-Aufschluss reagieren. Die Seltenerdelemente und Y der meisten Proben wurden mit Hilfe der ICP-AES (inductively coupled plasma atomic emission spectrometer) des GeoForschungsZentrums (GFZ) Potsdam analysiert. Die Proben wurden hierfür über einen  $\text{Na}_2\text{O}_2$ -Aufschluss nach der Methode von ZULEGER & ERZINGER (1988) aufgeschlossen. Die SEE und Y zweier sehr SEE-reicher Karbonatit-Proben wurden mit einem Perkin-Elmer/SCIEX Elan 5000 Quadrupol ICP-Massenspektrometer am GFZ Potsdam analysiert. Für die grafische Darstellung der SEE wurde eine Normierung auf Chondrit-Werte nach EVENSON (1978) durchgeführt.

Da nahezu alle untersuchten Karbonatite in starkem Maße durch Nebengesteinsmaterial (Sodalith und Albit) kontaminiert sind, mussten ihre Ausgangszusammensetzungen

rekalkuliert werden. Hierfür wurden die Gesamtgehalte an  $\text{Na}_2\text{O}$  von den Analysen abgezogen, gemeinsam mit den äquivalenten Mengen an  $\text{SiO}_2$  und  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (kalkuliert für die petrographisch beobachteten Albit/Sodalith-Verhältnisse von 0,45 bis 1,00). Hinsichtlich ihrer rekalkulierten Gehalte an  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$  und  $\text{TiO}_2$  (Tabelle 5) entsprechen die untersuchten Karbonatite anderen ankeritischen Karbonatit-Körpern weltweit (kompiliert von WOOLLEY & KEMPE, 1989). Nach der IUGS-Klassifikation von LE MAITRE (1989) können die Karbonatite als Ferrokarbonatite klassifiziert werden (Abb. 8a). Die Gesamtgehalte an SEE der analysierten Karbonatit-Proben ist stark variabel (9 ppm bis 17,7 Gew.%), wobei die höchsten Werte für stark alterierte Proben ermittelt wurden,



die große Mengen an dem sekundär gebildeten Sr-SEE-Karbonat Carbo-cernait aufweisen (Abb. 8b). Die Chondrit-normierten SEE-Verteilungsmuster zeigen einen steilen Verlauf, im Vergleich zu den schweren SEE sind die leichten SEE stark angereichert. Alle Karbonatite sind durch eine schwach ausgeprägte positive Nd-Anomalie gekennzeichnet.

Abb. 8  
 a) Klassifikation der Karbonatit-Gänge, der stark alterierten, SEE-reichen Karbonatite und der jüngeren Karbonatit-Adern von Swartbooisdrif nach der IUGS-Klassifikation von LE MAITRE (1989;  $\text{FeO}^*$ : Gesamt-eisen als  $\text{FeO}$ ). b) Chondrit-normierte Seltenerd-Element-Verteilungsmuster der Karbonatite (Normierungsfaktoren nach EVENSON et al., 1978).

### 2.3.2 Stoffliche Änderungen während der Fenitisierung

Mit dem Ziel die metasomatischen Prozesse im Zuge der Fenitisierung der Syenite und Anorthosite zu quantifizieren, wurde der Formalismus von GRESENS (1967) verwendet. Diese Methode geht davon aus, dass sich einige chemische Komponenten während des Alterationsprozesses immobil verhalten. Können diese Elemente identifiziert werden, ist es möglich, die pauschalen Volumen- und Massenänderung sowie die Beträge der Zu- und Abfuhr mobiler Komponenten während der Alteration zu berechnen.

Massenbilanzierte Kalkulationen wurden für fenitisierte Syenite und Anorthosite im Kontakt zu den Karbonatitgängen sowie für fenitisierte Anorthosit-Bruchstücke innerhalb der Karbonatite durchgeführt (Tabelle 6). Wie aus Abb. 9 ersichtlich ist, wird sowohl den Anorthositen als auch den Syeniten im Zuge der Fenitisierung in starkem Maße  $\text{SiO}_2$  entzogen, was darauf hindeutet, dass es sich bei der Quelle der fenitisierenden Fluide um ein extrem

SiO<sub>2</sub>-untersättigtes Gestein handelt. Da sowohl den Anorthositen als auch den Syeniten während der Fenitisierung dagegen variable Mengen an Na<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, Zn, Sr, Ba, Nb und Ce zugeführt werden, kann davon ausgegangen werden, dass diese Elemente Hauptbestandteile des fenitisierenden Fluids sind. Elemente die in Abhängigkeit von der Ausgangszusammensetzung des Protoliths dem System zu- oder abgeführt werden sind Ti, Al, Fe, Mg, Ca und K. So erfahren die Al-, Ca- und Mg-reichen Anorthosite während der Fenitisierung eine Abnahme von Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO und MgO, während FeO und K<sub>2</sub>O zugeführt werden. Dagegen werden den Fe- und K-reichen Syeniten FeO und K<sub>2</sub>O entzogen und im Gegenzug Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO und MgO zugeführt.

<i>Probe</i>	<i>Ku-98-118</i> <i>Karbonatit-Gänge</i>	<i>Ku-99-05</i>	<i>Ku-98-130a</i> <i>SEE-reiche Karbonatite</i>	<i>Ku-98-130b</i>	<i>Ku-01-04</i> <i>Karbonatit-Adern</i>	<i>Ku-01-05</i>
<i>Gew. %</i>						
<i>SiO<sub>2</sub></i>	38.80	22.10	41.76	4.00	11.00	1.43
<i>TiO<sub>2</sub></i>	2.05	1.47	0.13	0.18	0.31	0.04
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	17.59	7.59	20.67	1.60	6.20	0.42
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	1.84	14.88	2.27	3.90	11.40	21.54
<i>FeO</i>	8.30	n.a.	3.31	n.a.	n.a.	n.a.
<i>MnO</i>	0.39	1.44	0.57	0.02	0.45	2.43
<i>MgO</i>	3.03	4.53	1.78	2.50	4.10	7.98
<i>CaO</i>	10.39	16.50	6.49	15.60	15.10	27.06
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	4.84	4.77	12.09	5.90	7.90	0.25
<i>K<sub>2</sub>O</i>	1.11	0.01	0.45	0.03	0.05	
<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	0.22	0.45	0.05	0.07	0.58	0.01
<i>S</i>	0.06			0.30	0.11	
<i>CO<sub>2</sub></i>	8.60	22.74	8.96	29.49	24.90	35.38
<i>H<sub>2</sub>O</i>	2.44	1.71	2.01	1.14	1.66	1.39
<i>Summe</i>	99.66	98.19	100.54	64.73	83.76	97.89
<i>ppm</i>						
<i>Sc</i>	21	19	10	26	24	13
<i>V</i>	148	40	16		73	77
<i>Cr</i>	57		12			13
<i>Co</i>	47	27	22	15	11	44
<i>Ni</i>	52	19	11	287	86	40
<i>Zn</i>	207	97	53	40	115	163
<i>Ga</i>	30		28			
<i>Rb</i>	24	5	9	112	62	9
<i>Sr</i>	1341	4171	1801	89000	38000	5200
<i>Y</i>				36	35	30
<i>Zr</i>	156	38	44			31
<i>Nb</i>	64	374	87			652
<i>Mo</i>			43			
<i>Sn</i>				54	38	
<i>Ba</i>	665	215	443	22000	8600	234
<i>Pb</i>	24	9	29	700	274	22
<i>Th</i>		7		556	193	6
<i>U</i>			7	12	17	
<i>La</i>		734		54000	22000	140
<i>Ce</i>	240	1116	195	79000	33000	290
<i>Pr</i>				4272	1538	
<i>Nd</i>	70	228	65	30000	11000	100

*Tabelle 5a*

*Gesamtgesteins-Haupt- und Spurenelementchemismus der Karbonatit-Fenit-Mischungen (= Namibia Blue). (n.a. nicht analysiert, - unterhalb der Nachweisgrenze).*

Gestein Probe	Karbonatitische Matrix der Karbonatit-Fenit-Mischungen											
	Ku-98-70c	Ku-98-08	Ku-98-73c	Ku-98-103c	Ku-98-27	Ku-98-80	Ku-99-08					
Gew. %												
SiO <sub>2</sub>	7.82	9.84	4.32	7.45	9.52	7.44	3.64	7.19	1.82	3.42	4.82	4.04
TiO <sub>2</sub>	4.75	4.31	0.55	5.16	2.94	4.04	5.55	4.61	1.58	0.47	3.86	4.87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.10	9.32	4.95	7.26	10.73	5.02	2.82	3.77	1.61	3.17	3.13	2.27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.48	3.88	5.82	7.41	6.62	6.99	6.39	7.44	3.89	8.15	10.16	5.64
FeO	11.59	17.45	12.29	16.89	13.81	17.67	18.02	18.27	9.94	11.90	11.90	13.66
MnO	1.05	0.82	1.01	0.55	1.54	0.68	1.06	0.85	1.42	2.05	0.96	0.53
MgO	5.82	6.37	10.61	10.18	5.89	9.15	8.00	10.69	7.54	6.39	3.59	2.91
CuO	21.98	21.86	21.62	20.12	21.84	19.32	20.09	16.72	27.98	23.30	25.30	28.52
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	2.39	2.34	2.14	1.53	3.58	4.04	2.39	4.53	0.93	1.62	3.28	3.29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.46	0.20	0.55	0.07	1.24	0.18	1.74	3.00	0.18	0.62	0.60
S	0.00	0.13	0.00	0.09	0.00	0.00	0.12	0.00	0.10	0.00	0.00	0.60
CO <sub>2</sub>	23.67	18.10	28.52	17.82	18.26	21.22	27.09	21.82	35.14	32.16	26.70	26.85
H <sub>2</sub> O	4.22	5.13	7.97	5.00	5.20	3.20	4.66	2.38	5.05	7.21	5.69	6.21
Summe	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Tabelle 5b

Rekalkulierter Gesamtgesteinschemismus (Erläuterung im Text) der karbonatitischen Matrix der Karbonatit-Fenit-Mischungen.

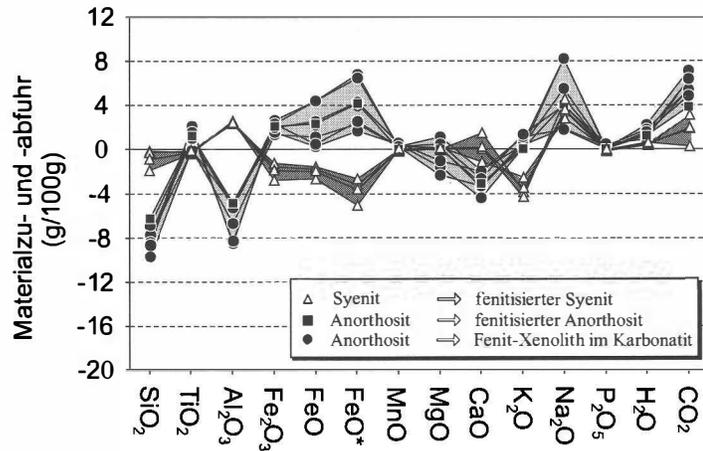
Gestein	A	AX (N=6)		S (N=4)	
		Min	Max	Min	Max
Volumenfaktor	0.99	0.96	1.09	1.01	1.05
<b>g / 100 g</b>					
Si	-2.95	-4.61	-3.30	-0.89	-0.05
Ti	0.76	-0.04	1.35	-0.19	-0.07
Al	-2.61	-4.57	-2.69	1.30	1.38
Fe <sup>3+</sup>	1.45	0.92	1.63	-1.91	-0.86
Fe <sup>2+</sup>	1.82	0.17	3.46	-2.02	-1.22
Fe <sup>0</sup>	3.27	1.29	5.29	-3.93	-2.07
Mn	0.02	0.14	0.44	-0.07	0.09
Mg	0.03	-1.43	0.66	0.01	0.17
Ca	-2.25	-3.19	-1.37	-0.77	1.10
Na	3.04	1.31	6.13	2.09	3.44
K	0.04	0.06	1.11	-3.56	-2.08
P	0.01	0.00	0.22	-0.04	0.02
C	1.04	1.33	1.96	0.10	0.88
H	0.13	0.09	0.25	0.05	0.08
O	0.00	0.00	0.00	-1.76	2.13
Gewinne	14.88	14.30	20.58	5.67	8.88
Verluste	-14.39	-20.15	-15.50	-11.48	-6.69
Gew. + Verl.	0.48	-2.02	0.61	-3.79	0.40
<b>mg / 1000 g</b>					
V	152	-11	200	12	27
Co	8	-16	19	-34	7
Ni	5	-59	26	0	2
Zn	36	23	222	-77	199
Ga	5	0	14	-14	-10
Rb	b.d.l.	9	42	-27	-27
Sr	102	418	1369	86	751
Y	b.d.l.	16	55	-6	-5
Zr	34	43	181	-679	1352
Nb	b.d.l.	54	94	-53	380
Ba	241	98	2364	-219	635
Pb	-6	6	36	0	0
Ce	b.d.l.	78	243	-56	193
Nd	b.d.l.	25	103	-30	38

Tabelle 6

Ergebnisse der massenbilanzierten Kalkulationen für die maximalen und minimalen Werte der Materialzufuhr und -abfuhr während der Fenitisierung der Anorthosite (A), der Anorthosit-Xenolith (AX) und der Syenite (S).

Abb. 9

Chemische Änderungen der Anorthosite und Syenite im Zuge der Fenitisierung (Y-Achse: Ergebnisse der massenbilanzierten Kalkulationen in g/100g; hellgraues Feld: Materialzufuhr und -abfuhr während der Fenitisierung der Anorthosite; dunkelgraues Feld: Materialzufuhr und -abfuhr während der Fenitisierung der Syenite).



## 2.4 Fluideinschluss-Untersuchungen

Um die hydrothermalen Prozesse um Karbonatit-Körper modellieren zu können, ist es generell hilfreich, die chemische Zusammensetzung der verantwortlichen Fluide zu kennen. In den untersuchten Gesteinseinheiten wurden generell nur wenige und meist sehr kleine (< 1 µm Durchmesser) Fluideinschlüsse beobachtet, die sich in genetisch unterschiedliche Typen unterteilen lassen.

Bei den Einschlüssen, die in Ankerit und Sodalith der Karbonatite und in Quarz der benachbarten Syenite auftreten, handelt es sich stets um zweiphasige (wässrige Lösung und Gasblase) wässrige Fluideinschlüsse.

(1) Unregelmäßig geformte, H<sub>2</sub>O-reiche Einschlüsse mit Durchmessern von 3-21 µm wurden in Sodalith dreier Karbonatitproben beobachtet (Abb. 10a). Sie treten als isolierte Einschlüsse, als Gruppen oder entlang von Einschlussbändern auf, die jedoch nie über Korngrenzen hinweggehen. Nach den Gefügekriterien von ROEDDER (1984) handelt es sich um pseudosekundäre Fluideinschlüsse in Bezug auf die Bildung von Sodalith. Kleine Tochterkristalle (vermutlich Halit) wurden in nur wenigen Einschlüssen beobachtet.

(2) Pseudosekundäre/sekundäre Fluideinschlüsse in (2) rekristallisiertem Ankerit der Karbonatite (Abb. 10b) und

(3) sekundäre Fluideinschlüsse in Quarz der Syenite (Abb. 10c) sind stets entlang von Einschlussbahnen angeordnet, die im Falle von Quarz die Korngrenzen zwischen Quarzkörnern überwinden. Die Fluideinschlüsse mit Längen von bis zu 18 µm (Ankerit) and 29 µm (Quarz) sind durch unregelmäßige bis ovale, meist längliche Formen charakterisiert und zeigen eine bevorzugte Ausrichtung ihrer Längsachse parallel zu den Einschlussbahnen.

(4) Untergeordnet wurden in Quarz der Syenite 4-1 µm lange, ovale CO<sub>2</sub>-Einschlüsse beobachtet, die entlang von Einschlussbahnen angeordnet sind und sowohl ältere H<sub>2</sub>O-Einschlussbahnen als auch einzelne Quarz-Korngrenzen schneiden. Einheitliche Schmelztemperaturen von -56.6°C zeigen, dass es sich diesen späten Fluiden um reines CO<sub>2</sub> handelt.

### 2.4.1 Mikrothermometrisches Messverfahren

Mikrothermometrische Messungen wurden an mit einem Heiz-Kühltisch vom Typ USGS von FLUID INC an fünf doppelt polierten Dickschliffen (~ 150 µm) durchgeführt. Die Kalibration erfolgte mittels Standards synthetischer Fluideinschlüsse (SYNFLINC) von FLUID INC. Die Salinitäten der Fluideinschlüsse wurden nach POTTER et al. (1978) aus der Gefrierpunkterniedrigung errechnet. Die Dichten der wässrigen Einschlüsse wurden mittels der Zustandsgleichung für das System H<sub>2</sub>O-NaCl von ZHANG & FRANTZ (1987) berechnet, die im FLINCHOR-Programm (BROWN, 1989) implementiert ist. Eine Zusammenfassung der mikrothermometrischen Messdaten findet sich in Tabelle 7.

Probe (Mineral)	Anzahl Messungen	Durchmesser [µm]		Anzahl Phasen	Füllmenge [Vol. %]		Te [°C]		Tmf [°C]		Th [°C]		Salinität [Gew. %]		Dichte [g/cm <sup>3</sup> ]	
		Min	Max		Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max
Ku-98-130a (Sodalith)	15	3,5	21,0	2-3	93	96	-32,7	-23,5	-22,5	-19,2	273	324	21,8	24,0	0,92	0,98
Ku-98-130b (Sodalith)	13	3,5	17,5	2-3	92	95	-29,0	-24,0	-21,8	-15,0	273	367	18,6	23,5	0,86	0,95
Ku-98-131 (Sodalith)	20	3,9	10,5	2-3	92	95	-27,8	-23,1	-22,4	-18,9	324	353	21,6	23,9	0,89	0,93
Ku-98-130a (Ankerit)	6	2,8	17,5	2	94	95	-8,0	-7,0	-3,9	-2,7	172	219	4,5	6,3	0,88	0,94
Ku-98-40 (Quarz)	42	4,2	29,1	2	92	95	-33,9	-11,6	-22,7	-5,8	140	242	8,9	24,1	0,94	1,11

Tabelle 7

Mikrothermometrische Messdaten der Fluideinschlüsse in Sodalith und Ankerit der Karbonatite und in Quarz der Syenite (Te Temperatur der eutektischen Schmelzbildung; Th Homogenisierungstemperatur; Tmf Temperatur der finalen Eisschmelze).

Die Temperaturen der eutektischen Schmelzbildung (Te) liegen für die Fluideinschlüsse in Sodalith zwischen -33°C und -23°C, also relativ nahe beim ternären Eutektikum des Systems NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O, während die Te der Fluideinschlüsse in Ankerit zwischen -7°C und -8°C streuen, also nahe des eutektischen Punktes des binären Systems KCl-H<sub>2</sub>O. Mit Te von -34°C bis -12°C scheinen die in Quarz der Syenite eingeschlossenen Fluide NaCl-reiche und gemischte NaCl-KCl-Zusammensetzungen aufzuweisen. Die aus der Gefrierpunkterniedrigung (Tm) berechneten Salinitäten streuen zwischen 5-24 Gew.% NaCl-Äquivalent (Abb. 10), wobei die Fluideinschlüsse in Sodalith durchschnittlich die höchsten Salinitäten (19-24 Gew.%), die in Quarz stark variable (9-24 Gew.%) und die in Ankerit die niedrigsten Salinitäten (4-6 Gew.%) aufweisen. Einen ähnlichen Trend weisen die Homogenisierungstemperaturen (Th) der Fluideinschlüsse auf, wobei alle untersuchten Fluideinschlüsse in die flüssige Phase homogenisieren (Sodalith: 273-367°C, Quarz: 140-241°C, Ankerit: 172-218°C).

Die Untersuchungen zeigen, dass die wässrigen, hochsalinaren Fluideinschlüsse in Sodalith der Karbonatite (1) die erste Generation von Fluiden repräsentieren, deren Zusammensetzung vermutlich nahe der primären Zusammensetzung der fenitierenden Fluide liegt. Dagegen wurden wässrige Fluide in rekristallisiertem Ankerit der Karbonatite (2) und in Quarz der benachbarten Syenite (3) bei niedrigeren Temperaturen eingefangen. Die niedrigeren Salinitäten dieser Fluideinschlüsse und die Verschiebung ihrer Zusammensetzung von einer anfänglich NaCl-reichen zu einer eher KCl-betonten Zusammensetzung, legen zudem nahe, dass die Bildung von Sodalith unter Verbrauch von NaCl zu diesem Zeitpunkt bereits eingesetzt hatte.

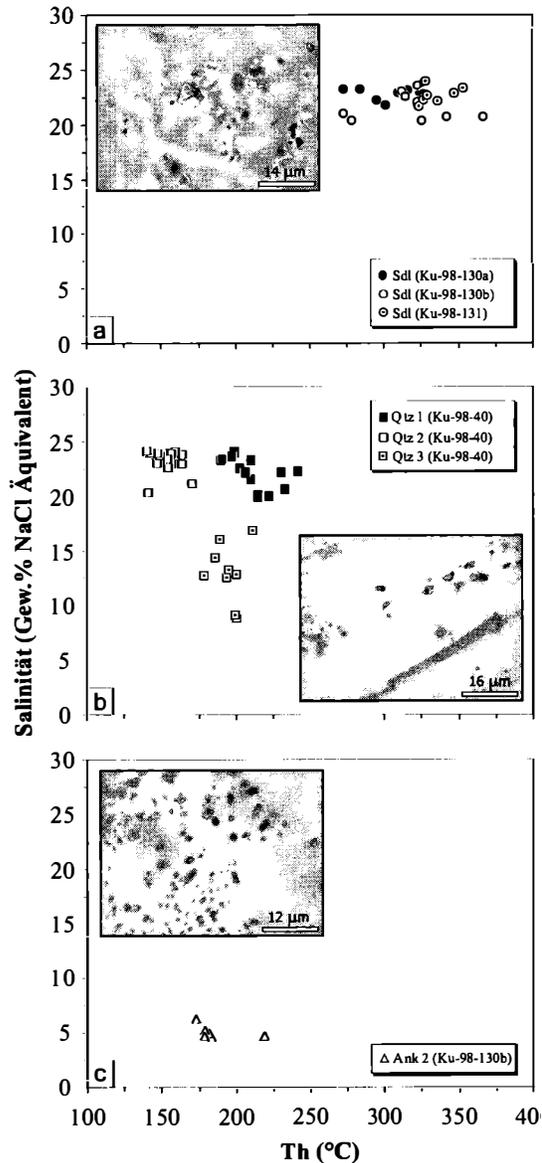
Abb. 10

Homogenisierungs-Temperatur (Th)-Salinitäts-Diagramme und zugehörige Dünnschliffaufnahmen für a) primäre Fluideinschlüsse in Sodalith der Karbonatite, b) sekundäre Fluid-einschlüsse in Quarz der Syenite und c) pseudo-sekundäre Fluideinschlüsse in rekristallisiertem Ankerit der Karbonatite.

#### 2.4.2 Synchrotron-Röntgenfluoreszenz-analytik

Die Spurenelementgehalte der in Sodalith, Ankerit und Quarz eingeschlossenen wässrigen Fluide wurden mit Hilfe von Synchrotron-Röntgenfluoreszenzanalytik bestimmt. Aufgrund der geringen Größe der Fluideinschlüsse, der niedrigen Elementkonzentrationen an K, Sr, Nb, Fe und den SEE im Fluid sowie der Empfindlichkeit von Sodalith gegenüber Temperaturänderungen (vgl. Kapitel: Abbau und Nutzung des Namibia Blue) ist ein Temperatur-konstantes Analyseverfahren erforderlich, das eine hohe Ortsauflösung mit der Nachweismöglichkeit selbst geringster Substanzmengen kombiniert. Ein derartige Messvorrichtung, welche die in situ-Analyse der Elementgehalte (Elemente mit Ordnungszahlen >12) von Fluideinschlüssen mit Hilfe von hochortsauflösender Röntgenfluoreszenzanalytik mit weißer Synchrotronstrahlung ermöglicht, ist an der Beamline L des HASYLAB Hamburg verwirklicht. Die analysierten Spurenelementgehalte von 7 Fluideinschlüssen in Sodalith und 3 Fluideinschlüssen in Ankerit der Karbonatite sowie von 10 Fluideinschlüssen in Quarz der Syenite sind in Tabelle 8 zusammengefasst.

Primäre wässrige Fluideinschlüsse in Sodalith der Karbonatite enthalten generell grosse Mengen an Sr, Ba, La und Ce sowie untergeordnet an S, Nb, K, Fe, Mn, Zn, Ga, Sb und Pr. Da Ca stets unterhalb der Nachweisgrenze liegt und K nur in geringen Mengen von <240 ppm vorhanden ist, kann man davon ausgehen, dass es sich bei dem eingeschlossenen hochsalinaren Fluid um eine NaCl-dominierte wässrige Lösung handelt.



Mineral	Sodalith		Quarz		Ankerit	
	Min (N=7)	Max (N=7)	Min (N=10)	Max (N=10)	Min (N=3)	Max (N=3)
<i>ppm</i>						
<i>S</i>	110	180	-	-	-	-
<i>K</i>	20	240	264	404	-	-
<i>Ca</i>	-	-	22	91	-	-
<i>Fe</i>	60	290	11	194	-	-
<i>Mn</i>	2	243	0	4	-	-
<i>Ti</i>	-	-	84	668	-	-
<i>Zn</i>	0	2	-	-	-	-
<i>Ga</i>	5	107	-	-	-	-
<i>As</i>	222	303	-	-	-	-
<i>Cu</i>	0	9	-	-	-	-
<i>Br</i>	27	924	-	-	-	-
<i>Sr</i>	5	875	35	943	150	700
<i>Ba</i>	9	298	5	1295	-	-
<i>Nb</i>	28	29	-	-	6	38
<i>Sb</i>	10	13	-	-	-	-
<i>La</i>	1	344	-	-	1069	1688
<i>Ce</i>	2	631	-	-	2611	3541
<i>Pr</i>	119	213	-	-	-	-
<i>Nd</i>	-	-	-	-	1270	1492
<i>Sm</i>	-	-	-	-	115	218
<i>Eu</i>	-	-	-	-	61	94
<i>Gd</i>	-	-	-	-	75	166
<i>Tb</i>	-	-	-	-	8	18
<i>Dy</i>	-	-	-	-	33	121
<i>Er</i>	-	-	-	-	15	38
<i>Yb</i>	-	-	-	-	6	29
<i>Lu</i>	-	-	-	-	3	17

Tabelle 8

Minimale und maximale Spurenelementgehalte von Fluideinschlüssen in Sodalith und Ankerit der Karbonatite und in Quarz der Syenite, ermittelt mit Hilfe von Synchrotron-Röntgenfluoreszenzanalytik (- unterhalb der Nachweisgrenze).

Sekundäre wässrige Fluideinschlüsse in Quarz der Syenite sind ähnlich zusammengesetzt. Die gemessenen Fluideinschlüsse weisen höhere Gehalte an Sr, Ba, K und Ca auf, wohingegen die Gehalte an La und Ce unterhalb der Nachweisgrenze liegen; Fe, Mn und Ti sind in nur geringen Mengen im Fluid enthalten. Die Untersuchungen zeigen, dass die Abnahme der NaCl-Gehalte im Fluid im Zuge der Sodalith-Kristallisation mit einer relativen Anreicherung an Sr, Ba, K, Ca und H<sub>2</sub>O korreliert ist.

Die wässrigen pseudosekundären/sekundären Fluideinschlüsse in rekristallisiertem Ankerit der Karbonatite unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Zusammensetzung deutlich von den anderen Fluideinschlusstypen. Sie enthalten kein K, Ba und Fe, dafür aber größere Mengen an Sr und den SEE. Diese späten Sr- und SEE-reichen Fluide könnten für die hydrothermale Alteration der Proben verantwortlich sein, in deren Verlauf sich Minerale wie Carbocearnit und Strontianit gebildet haben.

## 2.5 Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopie der Karbonatite

Mit dem Ziel, die Quelle der Karbonatit-Schmelzen näher zu charakterisieren, wurden Analysen der Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopie separierter Karbonate (Ankerit) durchgeführt. Die Isotopenanalytik wurde am Geochemischen Institut der Universität Göttingen durchgeführt. Die Karbonate wurden mit Phosphorsäure umgesetzt, das entstandene CO<sub>2</sub>-Gas wurde mit einem Massenspektrometer vom Typ Finnigan MAT 251 analysiert. Die Ergebnisse dieser Untersuchung sind in Tabelle 9 aufgelistet. Hierbei sind die δ<sup>18</sup>O-Werte relativ zu SMOW, die δ<sup>13</sup>C-Werte relativ zu PDB angegeben.

Die analysierten Werte für δ<sup>13</sup>C von Ankerit der Karbonatite fallen in einen relativ eng begrenzten Bereich von -6,7 ‰ bis -7,0 ‰ (Abb. 11). Diese Werte stimmen gut mit den von KELLER & HOEFS (1995) für die frischen Natrokarbonatit-Laven des Oldoinyo Lengai, Tansania, und deren Phänokristalle ermittelten Daten (-6,3 ‰ bis -7,1 ‰ δ<sup>13</sup>C) überein, die von den Autoren als charakteristisch für isotopisch primäre, magmatische karbonatitische Mantelschmelzen gedeutet wird. Dagegen sind die analysierten δ<sup>18</sup>O-Werte der Ankerite stark variabel (8,9 ‰ bis 9,7 ‰ δ<sup>18</sup>O) und zugleich höher als die von KELLER & HOEFS (1995) für Oldoinyo Lengai ermittelten Werte (5,5 ‰ bis 7,0 ‰ δ<sup>18</sup>O). Die gewonnenen Ergebnisse legen nahe, dass die Sauerstoffisotopendaten der Ankerite der Karbonatite NW-Namibias in Folge einer schwachen hydrothermalen Alteration überprägt wurden.

Tabelle 9

δ<sup>18</sup>O- und δ<sup>13</sup>C-Werte separierter Ankerite und Magnetite der Karbonatite von Swartbooisdrif (n.a. nicht analysiert).

Probe	Mineral	δ <sup>18</sup> O <sub>SMOW</sub> (Mineral)	δ <sup>13</sup> C <sub>PDB</sub> (Mineral)
Ku-97-26	Magnetit	-1.82	n.a.
Ku-99-02	Magnetit	-4.21	n.a.
Ku-99-SA11	Magnetit	-1.46	n.a.
Ku-97-26	Ankerit	8.95	-6.9
Ku-99-02	Ankerit	9.07	-6.97
Ku-99-SA8-2	Ankerit	9.34	-6.86
Ku-99-SA11	Ankerit	9.73	-6.98
Ku-01-03	Magnetit	-2.63	n.a.
Ku-01-03	Ankerit	8.91	-6.76

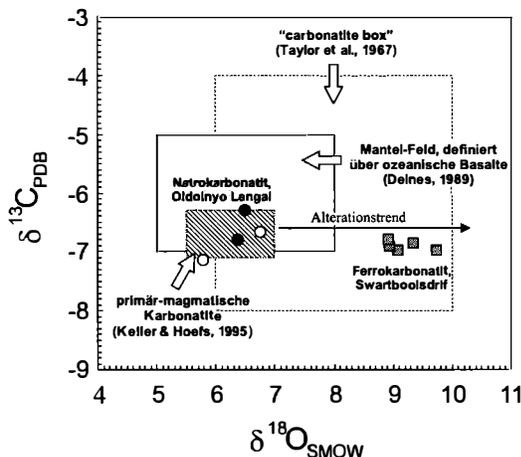


Abb. 11

δ<sup>13</sup>C-δ<sup>18</sup>O-Zusammensetzungen separierter Ankerite der Karbonatite von Swartbooisdrif (graue Quadrate). Gestricheltes Feld: C-O Zusammensetzung primär-magmatischer Karbonatite nach KELLER & HOEFS (1995), basierend auf C-O-Isotopendaten der frischen Natrokarbonatit-Laven von Oldoinyo Lengai (schwarze Kreise) und ihrer Phänokristalle (weiße Kreise); graues Feld: Mantel-Feld der C-O-Isotopendaten, definiert über C-O-Werte ozeanischer Basalte (KYSER, 1986; NELSON et al., 1988; DEINES, 1989); weißes Feld: C-O-Zusammensetzung primär-magmatischer Karbonatite nach TAYLOR et al. (1967), die sogenannte "carbonatite box"

### 3. Druck- und Temperaturbedingungen der Platznahme der Karbonatite und der Fenitisierung

Anhand geothermobarometrischer Untersuchungen wurden für die Anorthosite Druck(P)-Bedingungen von  $7,3 \pm 1,0$  kbar bis  $6,2 \pm 0,4$  kbar für die Bildung von Granat-Orthopyroxen-(Quarz)-Koronen zwischen Plagioklas und Olivin ermittelt (DRÜPPEL, 2003; Granat-Orthopyroxen-Plagioklas-Quarz-Barometrie: Kalibration nach POWELL & HOLLAND, 1988, und ECKERT et al., 1991). In den annähernd zeitgleich intrudierten Syeniten wurden für die spät-magmatische Kristallisation von Hastingsit mit Hilfe des Al-in-Hornblende-Barometers (Kalibration nach HOLLISTER et al., 1987) Drucke von  $6,5 \pm 0,6$  kbar ermittelt (DRÜPPEL, 2003), welche gut mit den für die Anorthosite kalkulierten Drucken übereinstimmen. Es kann daher davon ausgegangen werden, dass die Platznahme der etwa 250-200 Ma jüngeren Karbonatite unter P-Bedingungen von  $<6,5$  kbar stattgefunden hat. Mit dem Ziel die Temperaturen während der Platznahme und Kristallisation der Karbonatite möglichst exakt zu bestimmen, wurden verschiedene Thermometer-Formulierungen genutzt, wie (1) Biotit-Apatit F-OH-Thermometrie, (2) Kalzit-Dolomit Ca-Mg-Fe-Thermometrie, (3) Sauerstoffisotopen-Fraktionierungs-Temperaturen von koexistierenden Ankerit und Magnetit und (4) Schwefelisotopen-Fraktionierungs-Temperaturen von Pyrit-Chalkopyrit-Paaren.

*Biotit-Apatit-Thermometrie.* Das Biotit-Apatit Thermometer nach STORMER & CARMICHAEL (1971, verändert nach ZHU & SVERJENSKY, 1992) basiert auf dem Temperatur-abhängigen Austausch von F und OH zwischen koexistierenden Biotit und Apatit. Temperaturen wurden für Biotit-Apatit-Paare im direkten Kornkontakt aus 3 verschiedenen Karbonatit-Proben berechnet. Mit Werten von 1070-740°C und 1030-630°C unter HF-Fugazitäten von -3,9 bis -5,3 zeigen die für die magmatische Kristallisation von Biotit und Apatit ermittelten Temperaturen eine große Variationsbreite. Niedrigere Temperaturen von 610-450°C und HF-Fugazitäten von -5,2 bis -6,4 wurden für rekristallisierte Biotit-Apatit-Paare ermittelt. Die für die magmatische Kristallisation ermittelten T-Daten stimmen gut mit den von ANDERSEN & AUSTRHEIM (1991) für die Alnöite von Fen, Norwegen, und den von SEIFERT et al. (2000) für Ferrokarbonatite des Delitzsch Komplexes, Deutschland, kalkulierten Werten überein, sind jedoch deutlich höher als die an den frisch ausfließenden Natrokarbonatit-Laven des Oldoinyo Lengai gemessenen Daten (593-540°C, PINKERTON et al., 1995).

*Kalzit-Dolomit-Thermometrie und Sauerstoffisotopen-Fraktionierungs-Temperaturen.* Für die Ermittlung der Temperaturen der Kristallisation von Ankerit wurde die Kalzit-Dolomit-Thermometer nach ANOVITZ & ESSENE (1987) verwendet, da die Autoren in ihrer Kalibration zusätzlich zu Ca und Mg auch den Einfluss von Fe (Dolomit-Ankerit-Mischreihe) berücksichtigen. Temperaturen wurden für Kalzit-Ankerit-Paare im direkten Kornkontakt ermittelt und ergaben übereinstimmende Werte von 530-410°C. Im Vergleich zu den für die magmatische Kristallisation von Apatit und Biotit ermittelten T-Werte sind diese Temperaturen relativ gering und legen eine Rekristallisation von Ankerit und Kalzit nahe, was im Zuge der petrographischen Untersuchungen bestätigt werden konnte.

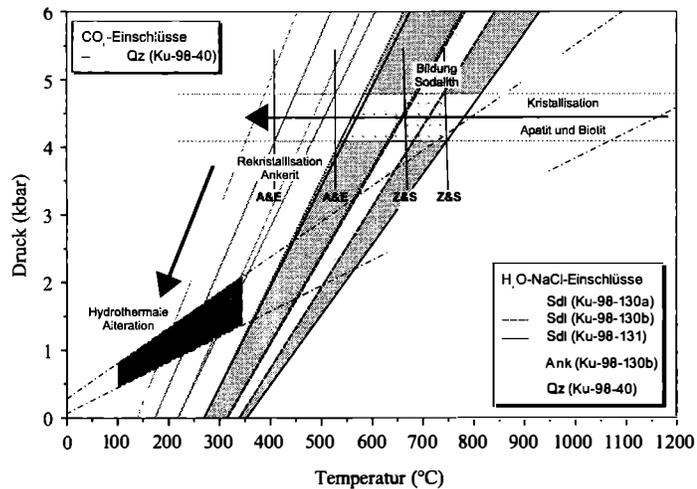
*Sauerstoffisotopen-Thermometrie* basiert auf der T-abhängigen Verteilung von  $^{18}\text{O}$  und  $^{16}\text{O}$  zwischen zwei koexistierenden Phasen. Für die Ermittlung der Sauerstoffisotopen-Fraktionierungs-Temperaturen von Ankerit-Magnetit-Paaren der Karbonatite wurden die Mineral-Wasser-Gleichgewichtskurven von ZHENG (1991, 1999) verwendet. Für die separierten Ankerit- und Magnetit-Körner wurden Temperaturen von 480-350°C ermittelt, die auf eine schwache hydrothermale Alteration der Karbonatite hinweisen.

*Schwefelisotopen-Fraktionierungs-Temperaturen.* Die Temperaturen für die Gleichgewichtsfractionierung von  $\delta^{34}\text{S}$  zwischen koexistierenden Pyrit und Chalkopyrit wurden indirekt, über die Mineral- $\text{H}_2\text{S}$ -Gleichgewichtskurven von OHMOTO & GOLDBERGER (1997) berechnet (DRÜPPEL et al., eingereicht). Mit Werten von 488-465°C gleichen diese Temperaturen den über Dolomit-Kalzit Ca-Fe-Mg-Thermometrie ermittelten Temperaturen (530-410°C) und sind höher als die über Ankerit-Magnetit Sauerstoffisotopen-Fraktionierung ermittelten Temperaturen (480-350°C). Da sich die Sulfidminerale während der Endphase der Karbonatit-Kristallisation und somit nach Ankerit und Magnetit gebildet haben, müssen die O-Isotopendaten dieser Minerale durch sekundäre Prozesse wie Rekristallisation oder Reequilibrierung gestört sein.

Um die Drucke der Karbonatit-Platznahme zu kalkulieren, wurden die über Geothermometrie gewonnenen Daten mit den für die Fluideinschlüsse berechneten Isochoren (= Linien gleicher Dichte) kombiniert (Abb. 12). Mit Hilfe der Isochoren für sekundäre wässrige Fluideinschlüsse in rekristallisiertem Ankerit können für die Rekristallisation der Karbonate bei Temperaturen von 530-410°C korrespondierende Drucke von 4-5 kbar abgeleitet werden. Für die die Bildung von Sodalith ergeben sich für diesen Druckbereich (4-5 kbar) stark variable Temperaturen von 800-530°C (Abb. 12).

Abb. 12

*Druck-Temperatur-Diagramm mit den Ergebnissen der P-T-Berechnungen für die Platznahme, Rekristallisation und hydrothermale Alteration der Karbonatite von Swartbooisdrif. Für die Druck- und Temperaturabschätzung wurden die über konventionelle Geothermometrie gewonnenen Daten (A&E: Kalzit-Dolomit Ca-Mg-Fe-Thermometrie nach ANOVITZ & ESSENE, 1987; Z&S: Biotit-Apatit F-OH-Thermometrie nach ZHU & SVERJENSKY, 1992) mit den für die unterschiedlichen Fluideinschlüsse berechneten Isochoren (= Linien gleicher Dichte) kombiniert. Die schwarzen Pfeile skizzieren schematisch die P-T-Entwicklung der Karbonatite. (Ank: Fluideinschlüsse in Ankerit der Karbonatite; Qz: Fluideinschlüsse in Quarz der Syenite; Sdl: Fluideinschlüsse in Sodalith der Karbonatite).*



## 4. Diskussion

### 4.1 Die Anorthosite des KIK und die assoziierten felsischen Gesteinseinheiten

Für den weißen und den dunklen Anorthosit konnten anhand der Feldbefunde, des Mineralbestandes und Mineralchemismus, des Gefüges sowie des Gesamtgesteinschemismus zwei zeitlich getrennte aber kogenetische magmatische Ereignisse charakterisiert werden. Die typische primär-magmatische Mineralogie in den Gesteinen des KIK umfasst: Plagioklas ( $An_{37-75}$ )  $\pm$  Olivin  $\pm$  Orthopyroxen  $\pm$  Klinopyroxen + Fe-Ti-Oxide + Apatit  $\pm$  Zirkon. Weiße Anorthosite sind im Gegensatz zu den dunklen Anorthositen durch eine durchgreifende Alteration charakterisiert. U-Pb-Zirkon-Datierungen der jüngeren dunklen Anorthosite ergaben mesoproterozoische Alter von 1.385-1.347 Ma. In den etwa zeitgleich intrudierten (1.380-1.340 Ma) Graniten, Quarz-Syeniten und Syeniten kristallisierten zunächst Plagioklas, Klinopyroxen und K-Feldspat, gefolgt von spät-magmatischem Hastingsit, Quarz, Fe-Ti-Oxiden und Rutil. Für die Platznahme der Anorthosite und Syenite wurden relativ gut übereinstimmende Druckbedingungen von etwa 6-7 kbar ermittelt, entsprechend einer Intrusionstiefe von ca. 20 km.

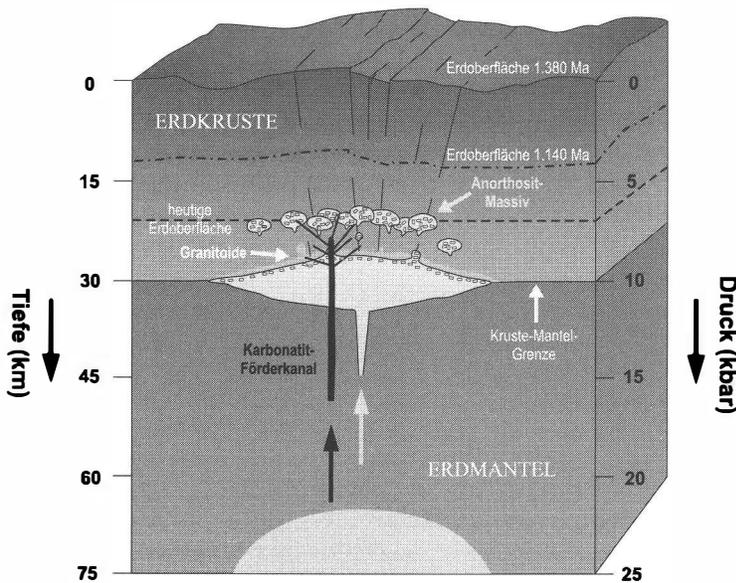


Abb. 13

Schematisches Modell der Petrogenese des Kunene-Intrusiv-Komplexes, der zeitlich assoziierten Granite und Syenite sowie der jüngeren Karbonatite von Swartbooisdrif: (1) Vor ca. 1.385-1.347 Ma steigen Mantelschmelzen bis zur Kruste-Mantel-Grenze auf und bilden eine ausgedehnte Magmenkammer. (2) In der  $Al_2O_3$ -reichen Schmelze kristallisiert Plagioklas und bildet Flotationskumulate im Hangenden der Magmenkammer. Das kristallreiche, anorthositi-

tische Magma steigt diapirartig bis in mittlere Krustenbereiche (ca. 20 km Tiefe) auf und bildet dort ein riesiges Anorthosit-Massiv, den Kunene-Intrusiv-Komplex. Hohe thermische Aktivität führt zu partieller Aufschmelzung der Unterkruste und bewirkt so vor ca. 1.380-1.340 Ma die Bildung granitischer und syenitischer Schmelzen, deren Platznahme randlich des Anorthosit-Massivs erfolgt. (3) Etwa 200-250 Ma später, vor 1.140-1.120 Ma, wird das Anorthosit-Massiv von zahlreichen Karbonatit-Gängen durchschlagen. Die Freisetzung NaCl-reicher wässriger Fluide durch die Karbonatite unter führt in einer Tiefe von etwa 12-15 km zur Umbildung von Plagioklas der Anorthosite in azurblauen Sodalith.

Nahezu alle Anorthosite erfuhren im Zuge ihres Aufstiegs eine variable Kontamination durch krustales Material, die sich am stärksten auf die früh intrudierten Anorthosit-Magmen, die weißen Anorthosite, auswirkte. Mineralogische Untersuchungen der Anorthosite und Syenite konnten eindeutig belegen, dass es sich bei ihnen um chemisch unabhängige Systeme handelt. Dementsprechend sind die Anorthosite und Syenite zwar zeitgleich intrudiert, eine Entwicklung aus nur einem Stamm-Magma kann jedoch als unwahrscheinlich betrachtet werden. Vielmehr liegt ihre enge räumliche und zeitliche Assoziation darin begründet, dass der Aufstieg und die Platznahme der Stamm-Magmen der Anorthosite zum partiellen Aufschmelzen der Unterkruste und somit zur Bildung potentieller Stamm-Magmen der Syenite führten (Abb. 13).

#### **4.2 Herkunft und Entwicklung der Karbonatite von Swartbooisdrif**

Im Verlauf eines weiteren, etwa 250-200 Ma jüngeren magmatischen Ereignisses (1.140-1.120 Ma) erfolgte zunächst die Platznahme einer ersten Karbonatit-Generation, welche in erheblichem Maße durch fragmentiertes und fenitisiertes anorthositisches und syenitisches Gesteinsmaterial kontaminiert ist. Diese Karbonatit-Fenit-Mischungen (= Namibia Blue) werden von zahlreichen jüngeren und geringmächtigen Ferrokarbonatit-Adern durchschlagen, die sich durch eine nur geringe Kontamination mit Nebengesteinsmaterial auszeichnen. Die gewonnenen Ergebnisse der mineralogisch-petrologisch-geochemischen Untersuchungen der Karbonatite belegen eindeutig, dass es sich um magmatische Schmelzen und nicht um sekundär-hydrothermal gebildete Gesteinseinheiten handelt. Die Karbonatite treten als Gänge und Adern auf, welche die Syenite und Anorthosite durchschlagen (Abb. 13). Die älteren Gesteinseinheiten haben im Kontakt zu den Karbonatiten eine metasomatische Überprägung erfahren; transportierte Nebengesteinsbruchstücke sind in der Fliessrichtung der Karbonatite orientiert, zum Teil rotiert und werden von Karbonat-reichen Laminae umflossen. Diese Annahme wird durch die Mineralogie der Karbonatite (Ankerit + Kalzit + Magnetit + Biotit  $\pm$  Ilmenit  $\pm$  Apatit  $\pm$  Pyrochlor  $\pm$  Carbocernait  $\pm$  Sulfide  $\pm$  Rutil), ihre geochemischen Signaturen (hohe Gehalte an inkompatiblen Elementen wie Sr, Ba und den SEE, hohe  $(La/Yb)_{cn}$ -Verhältnisse) sowie durch die Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopie separierter Ankerite (8.91-9.73 ‰  $\delta^{18}O$  und -6.73 bis -6.98 ‰  $\delta^{13}C$ ) bestätigt, wobei allerdings die O-Isotopendaten eine schwache hydrothermale Alteration der Gesteine nahe legen. Nach LE MAITRE (1989) können sowohl die Karbonatit-Adern als auch die Karbonat-reiche Matrix der Karbonatit-Fenit-Mischungen als Ferrokarbonatite klassifiziert werden, deren Gehalte an FeO, MgO, MnO und CaO denen von Ferrokarbonatiten weltweit (zusammengefasst durch WOOLLEY & KEMPE, 1989) entspricht.

Die Karbonatite von Swartbooisdrif können als Kristallisationsprodukte stark fraktionierter Mantelschmelzen mit ferrokarbonatitischer Zusammensetzung charakterisiert werden. Das Auftreten von Biotit, Apatit, Ilmenit und Sulfiden in der karbonatitischen Brekzie deutet darauf hin, dass diese Schmelzen durch vergleichsweise hohe Gehalte an Si, Al, K, Ti, S und P gekennzeichnet waren, wie über geochemische Untersuchungen bestätigt werden konnte. Dagegen weisen die jüngeren Ferrokarbonatit-Adern vergleichsweise geringe Gehalte an Fe, Mg, Si, Al, Ti, K, S und P auf, was darauf hindeutet, dass die jüngeren Ferro-

karbonatit-Adern aus einer stärker fraktionierten Schmelze hervorgegangen sind. Im Gegensatz hierzu können extreme Sr- und SEE-Anreicherungen zweier stark alterierter Karbonatit-Proben nicht über Fraktionierung der Karbonatit-Schmelzen abgeleitet werden. In diesen Proben werden magmatische Ankerit-Kristalle randlich durch das SEE-Karbonat Carbo-cernait ersetzt. Zudem füllen Baryt und Strontianit Zwickel zwischen einzelnen Ankerit-Körnern. Diese Mineral-Umwandlungen und Neubildungen resultieren vermutlich aus einer hydrothermalen Überprägung der Gesteine durch späte, Sr- und LSEE-reiche karbonatitische Fluide.

Die großen Mengen an Albit und Sodalith, die sich infolge der metasomatischen Überprägung der Nebengesteine und Nebengesteinsbruchstücke gebildet haben legen nahe, dass die Karbonatit-Magmen vor der Freisetzung von NaCl-reichen Fluiden beträchtliche Mengen an Natrium enthalten haben müssen.

Diese Interpretation wird durch massenbilanzierte Untersuchungen der fenitisierten Nebengesteine gestützt, welche bestätigen, dass im Zuge der Metasomatose sowohl den benachbarten Syeniten als auch den Anorthositen große Mengen an  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ , Sr, Ba und Nb zugeführt wurden. Zudem stimmt das Modell generell gut mit den mikrothermometrischen Daten zu karbonatitischen Fluiden (SAMSON et al., 1995a, 1995b; BÜHN & RANKIN, 1999; WILLIAMS-JONES & PALMER, 2002) und den Ergebnissen experimenteller Studien von Karbonatitsystemen (VEKSLER & KEPPLER, 2000) überein.

#### **4.3 Herkunft und Zusammensetzung der fenitisierenden Fluide**

Generell kann eine Alkali-Metasomatose sowohl durch silikatische Alkali-Plutonite (RAE & CHAMBERS, 1988; COULSON & CHAMBERS, 1996; RAE et al., 1996; SINDERN & KRAMM, 2000) als auch durch Karbonatite (MCLEMORE & MODRESKI, 1990; PLATT & WOOLLEY, 1990; BÜHN & RANKIN, 1999; WILLIAMS-JONES & PALMER, 2002) verursacht werden. Die Feldbefunde in der Region Swartbooisdrif deuten allerdings eindeutig darauf hin, dass die Devolatisierung der intrudierenden karbonatitischen Magmen zur metasomatischen Überprägung der intensiv gesicherten Anorthosite und Syenite im Kontakt zu den Karbonatit-Gängen führte. Diese sogenannten Fenit-Aureolen erreichen im Kontakt zu den größeren Karbonatitgängen maximale Mächtigkeiten von 5 m. Zudem wirkte sich die Fenitisierung auch auf die in den Karbonatiten eingeschlossenen Nebengesteinsbruchstücke aus.

Die petrochemischen Änderungen, die während der Fenitisierung der Syenite und Anorthosite stattgefunden haben, legen nahe, dass (1) die fenitisierenden Fluide in Bezug auf die Anorthosite und Syenite eine starke Si-Untersättigung aufweisen, (2) die Fluide sehr reich an Elementen wie Na, Zn, Sr, Ba, Nb und den SEE waren und (3) die Fluide durch ein sehr hohes  $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ -Verhältnis charakterisiert sind. Mikrothermometrische Untersuchungen zeigen, dass es sich bei den für die Sodalithisierung verantwortlichen fenitisierenden Fluiden um hochsalinare (19-24 Gew.% NaCl-Äquivalent), wässrige Lösungen gehandelt hat. Gerade hinsichtlich ihrer geringen Gehalte an  $\text{CO}_2$  und der Dominanz von  $\text{H}_2\text{O}$  unterscheiden sich die Fluide deutlich von den gewöhnlich in den Nebengesteinen von Karbonatitkörpern beobachteten  $\text{CO}_2$ -reichen Fluideinschlüssen (MOROGAN & MARTIN, 1985; KRESTEN & MOROGAN, 1986; KRESTEN, 1988; MOROGAN & WOOLLEY,

1988; ANDERSEN, 1989; MOROGAN, 1989, 1994). Allerdings haben verschiedene Studien gezeigt, dass CO<sub>2</sub> weder die einzige noch die dominante Komponente karbonatitischer Fluide sein muss (ANDERSEN, 1986; MOROGAN & LINDBLOM, 1995; SAMSON et al., 1995a, 1995b; BÜHN & RANKIN, 1999; WILLIAMS-JONES & PALMER, 2002).

#### 4.4 Die metasomatische Umbildung der magmatischen Mineralparagenesen

Unter Verwendung konventioneller Geothermometrie in Kombination mit den für Fluid-Einschlüsse kalkulierten Isochoren konnten die Druck- und Temperaturbedingungen sowohl der Platznahme der Karbonatite als auch der im Zuge der Fenitisierung initiierten mineralumbildenden und -neubildenden Prozesse bestimmt werden. Hierbei wurden die Entwicklung sowie die Zusammensetzung der fenitisierenden Fluide aus der zeitlichen Abfolge der Mineral-Reaktionen abgeschätzt. Quantitative Daten wurden über mikrothermometrische Untersuchungen und Synchrotron-XRF-Analysen von Fluid-Einschlüssen gewonnen, die in verschiedenen, metasomatisch neugebildeten und überprägten Mineralen eingeschlossen sind. Die hierbei gewonnenen Ergebnisse lassen folgende Rückschlüsse zu:

(1) Im Zuge eines frühen metasomatischen Ereignisses erfolgte die Umbildung von intermediärem Plagioklas der Anorthosite und K-Feldspat der Syenite in nahezu reinen Albit. Eine vergleichbare durchgreifende Albitisierung wurde im Kontakt zu zahlreichen Karbonatit-Körpern (MCLEMORE & MODRESKI, 1990; PLATT & WOOLLEY, 1990) und silikatischen Alkali-Plutoniten (RAE & CHAMBERS, 1988; COULSON & CHAMBERS, 1996; RAE et al., 1996; SINDERN & KRAMM, 2000) beobachtet und gemeinhin einer Zufuhr von Alkali-reichen Fluiden zugeschrieben. Zeitgleich wurden in den Namibischen Feniten wasserfreie Fe-Mg-Silikate und Ca-Amphibole der Anorthosite und Syenite in Magnesio-Riebeckit und Biotit umgewandelt. Wie textuelle Beobachtungen belegen, fanden diese Prozesse bereits vor der Intrusion der Karbonatit-Magmen statt. Die metasomatischen Reaktionen implizieren, dass es sich bei den verantwortlichen Fluiden um Na-reiche, wässrige Lösungen handelte.

(2) Im Anschluss an die Platznahme der Karbonatite in ca. 12-15 km Tiefe (4-5 kbar), erfolgte die Kristallisation von Apatit und Biotit unter Temperaturen von  $\geq 630^{\circ}\text{C}$ . Etwa zeitgleich kristallisierten die wasserfreien Minerale Ankerit und Magnetit, was eine erneute Wassersättigung des Karbonatit-Magmas zur Folge hatte. Unter Temperaturen von 800-530°C bewirkte die Zirkulation NaCl-reicher wässriger Fluide (19-30 Gew.% NaCl äquivalent) die Umwandlung von Albit der eingeschlossenen Nebengesteinsbruchstücke in Sodalith. Unter ähnlichen Temperaturen wurde Albit in den benachbarten, partiell fenitisierten Anorthositen zu Sodalith überprägt und Nephelin eines angrenzenden Nephelin-Syenites zu Sodalith-Muskovit-Paragenesen abgebaut. Wie SRXRF-Analysen belegen, enthielten die fenitisierenden Fluide zudem geringe Konzentrationen an Sr, Ba, Fe, Nb und SEE.

(3) Ein Großteil des in den Fluiden enthaltenen Natriums wurde während der Sodalith-Bildung aufgebraucht. Dementsprechend bildeten sich während des späten Stadiums der Fenitisierung Cancrinit, Muskovit und Analcim auf Kosten von Albit. Es kann daher davon

ausgegangen werden, dass es sich bei den fenitierenden Fluiden noch immer um wässrige Lösungen handelte, die jedoch nicht mehr ausreichend Natrium enthielten, um Sodalith zu bilden. Die Si-freie Zusammensetzung einer bislang unbekanntem Na-Al-Phase, welche sich später auf Kosten von Sodalith bildete, legt zudem nahe, dass auch die späte fenitierende Fluide stark Si-untersättigt waren.

Die vorliegende Arbeit zeigt, dass die Bildung der Ferrokarbonatite sowie die von ihnen verursachte Kontakt-Metasomatose das Resultat zahlreicher, miteinander eng verknüpfter magmatischer und metasomatischer Prozesse ist. Nahezu jeder dieser Prozesse kann mit spezifischen mineralumbildenden und -neubildenden Vorgängen in Zusammenhang gebracht werden, die letztendlich zur Überprägung der Anorthosite zu Sodalith-reichen Feniten führte (Abb. 13). Die Vermengung dieser tiefblauen Fenite mit den karbonatitischen Schmelzen führte zur Entstehung einer außergewöhnlichen und weltweit einzigartigen Gesteinsmischung, des Namibia Blue.

### **Danksagung**

Besonderen Dank schulde ich Professor Dr. Martin Okrusch, Universität Würzburg, für die Initiierung des Forschungsprojektes und seine stets freundliche Bereitschaft, die Arbeit durch Diskussion und Kritik zu fördern. Ebenfalls viel zu verdanken habe ich Dr. habil. Ulrich Schüßler für wertvolle Ratschläge zur Mikrosondenanalytik. Dipl.-Min. Sten Littmann hat Proben aus dem Jahre 1997 zur Verfügung gestellt. Professor Dr. Rainer Klemm und Dr. Helene Brätz möchte ich für die Finanzierung und Unterstützung bei der LA-ICP-MS-Analytik am Mineralogischen Institut der Universität Würzburg danken. Mein Dank wäre unvollständig ohne Erwähnung von Peter Späthe, auf dessen prompte, meisterhafte Präparation von Dünnschliffen ich jederzeit vertrauen durfte.

Danken möchte ich den Mitarbeitern des Geological Survey of Namibia für ihre allzeit tatkräftige Unterstützung meines Forschungsanliegens. Professor Dr. Jörg Erzinger ermöglichte, Dr. Erika Kramer und Sabine Tonn betreuten die SEE-Aufbereitung und -Messung am Geoforschungszentrum Potsdam, ihnen allen sei für ihr Entgegenkommen vielmals gedankt. Dr. Karen Rickers hat mich in die Synchrotron-Röntgenfluoreszenzanalytik am HASYLAB Hamburg eingeführt und bei den komplizierten Messungen tatkräftig unterstützt. Professor Dr. Jochen Hoefs danke ich für die Durchführung der Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenanalytik am Geochemischen Institut der Universität Göttingen und für hilfreiche Diskussionen hinsichtlich der Interpretation der Daten. Dank sage ich auch und vor allem Dr. Volker von Seckendorff (Universität Erlangen) für die Hilfe bei der Geländeaufnahme in NW-Namibia und seine stete Bereitschaft zu fruchtbaren Diskussionen, Dr. Thomas Wagner (Universität Tübingen) für die ebenso fachkundige wie geduldige Beantwortung meiner Fragen über Erze, Dr. Ulf Hünken (KFA Jülich, Außenstelle Rostock-Warnemünde) für die Hilfe bei den mikrothermometrischen Messungen und Dr. Sönke Brandt (Universität Potsdam) für die aufschlussreichen Erläuterungen zu den metamorphen Rahmengesteinen im Arbeitsgebiet. Das Projekt wurde durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft gefördert (Projekt-Kennung: OK 2/64-1).

### **Literatur**

- ANDERSEN, T. (1986): Magmatic fluids in the Fen carbonatite complex, S.E. Norway: Evidence for mid-crustal fractionation from solid and fluid inclusions in apatite. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93, 491-503.
- ANDERSEN, T. (1989): Carbonatite-related contact metasomatism in the Fen complex, Norway: effects and petrogenetic implications. - *Min. Mag.*, 53, 395-414.

- ANDERSEN, T. & AUSTRHEIM, H. (1991): Temperature-HF fugacity trends during crystallisation of calcite carbonatite magma in the Fen complex, Norway. - *Min. Mag.*, 55, 81-94.
- ANOVITZ, L.M. & ESSENE, E. J. (1987): Phase equilibria in the system  $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$ . - *J. Petrol.*, 28, 389-414.
- ASHWAL, L.D. & TWIST, D. (1994): The Kunene complex, Angola/Namibia: a composite massif-type anorthosite complex. - *Geol. Mag.*, 131, 579-591.
- BRANDT, S., KLEMD, R. & OKRUSCH, M. (2003): Ultrahigh-temperature metamorphism and multistage evolution of garnet-orthopyroxene granulites from the Proterozoic Epupa Complex, NW Namibia. - *J. Petrol.*, 44, 1121-1144.
- BRØGGER, W.C. (1921): Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen. - *Skrifter udgit av Videnskabselskabet i Kristiania. I. Math. Nat. Klasse. No.9*, 1-408.
- BROWN, P. E. (1989): FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. - *American Mineralogist*, 74, 1390-1393.
- BÜHN, B. & RANKIN, A. H. (1999): Composition of natural, volatile-rich Na-Ca-REE-Sr carbonatitic fluids trapped in fluid inclusions. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63, 3781-3797.
- BÜHN, B., WALL, F. & LE BAS, M. J. (2001): Rare-earth element systematics of carbonatitic fluorapatites, and their significance for carbonatite magma evolution. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 141, 572-591.
- CARVALHO, H. DE & ALVES, P. (1990): Gabbro-Anorthosite Complex of SW Angola/ NW Namibia. - *Garcia de Orta, Série de Ciências da Terra, Comunicações*, 2, 1-66.
- CARVALHO, H. DE, CRASTO, J., SILVA, Z. C. G. & VIALETTE, Y. (1987): The Kibaran cycle in Angola: a discussion. - *Geological Journal*, 22, 85-102.
- COULSON, I. M. & CHAMBERS, A. D. (1996): Patterns of zonation in rare-earth-bearing minerals in nepheline syenites of the North Qo<sup>o</sup>roq center, South Greenland. - *The Canadian Mineralogist*, 34, 1163-1178.
- DEINES, P. (1989): Stable isotope variations in carbonatites. In: Bell, K. (ed.) *Carbonatites: genesis and evolution*. - London: Unwin Hyman, 301-359.
- DRÜPPEL, K. (1999): Petrologie und Geochemie von Anorthositen des Kunene-Intrusiv-Komplexes, NW Namibia. - Diploma thesis, University of Würzburg.
- DRÜPPEL, K. (2003): Petrogenesis of the Mesoproterozoic anorthosite, syenite and carbonatite suites of NW Namibia and their contribution to the metasomatic formation of the Swartbooisdrif sodalite deposits. - Dr. rer. nat. thesis, University of Würzburg.
- DRÜPPEL K., HOEFS J. & OKRUSCH M. (2005): Finitizing processes induced by ferrocarbonatite magmatism at Swartbooisdrif, NW Namibia. - *J. Petrol.*, 46, 377-406.
- DRÜPPEL, K., LITTMANN, S. & OKRUSCH, M. (2000): Geo- und isopenchemische Untersuchungen der Anorthosite des Kunene-Intrusiv-Komplexes (KIK) in NW-Namibia. - *Beih. Eur. J. Min.*, 12, 37.
- DRÜPPEL, K., RICKERS, K. & OKRUSCH, M. (2002): Characterisation of the trace element distribution in finitizing fluids by synchrotron radiation x-ray fluorescence (SRXRF) microprobe analysis. - DESY Annual Report 2001, online.
- DRÜPPEL, K., VON SECKENDORFF, V. & OKRUSCH, M. (2001): Subsolidus reaction textures in anorthosites of the Kunene Intrusive Complex, NW Namibia. - *Eur. J. Min.*, 13, 289-309.
- DRÜPPEL, K., WAGNER, T. & BOYCE, A. (eingereicht): Evolution of sulfide mineralization in ferrocarbonatite, Swartbooisdrif, NW Namibia: constraints from mineral chemistry and sulfur isotope data. - *Canadian Mineralogist*.
- EVENSON, N. M., HAMILTON, P. J. & O'NIONS, R. K. (1978): Rare-earth abundances in chondritic meteorites. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1199-1212.

- ECKERT, J. O. JR., NEWTON, R. C. & KLEPPA, O. J. (1991): The  $\Delta H$  of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry. - *American Mineralogist*, 76, 148-160.
- GRESENS, R. L. (1967): Composition-volume relationships of metasomatism. - *Chem. Geol.*, 2, 47-65.
- HOLLISTER, L. S., GRISSOM, G. C., PETERS, E. K., STOWELL, H. H. & SISSOM, V. B. (1987): Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. - *American Mineralogist*, 72, 231-239.
- KELLER, J. & HOEFS, J. (1995): Stable isotope characteristics of recent natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai. In: BELL, K. & KELLER, J. (eds): *Carbonatite volcanism: Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites*. - Berlin, Springer Verlag, 113-123.
- KÖSTLIN, E. C. (1974): The Kunene basic complex, northern South West Africa. In: KRÖNER, A. (ed): *Contributions to the Precambrian geology of southern Africa*. - University of Cape Town Bulletin, 15, 123-135.
- KRESTEN, P. (1988): The chemistry of fenitization: Examples from Fen, Norway. - *Chem. Geol.*, 68, 329-349.
- KRESTEN, P. & MOROGAN, V. (1986): Fenitization at the Fen complex, southern Norway. - *Lithos*, 19, 27-42.
- KYSER, T. K. (1986): Stable isotope variations in the mantle. In: VALLEY, J.W. (ed): *Stable isotopes in high temperature geological processes*. - *Reviews in Mineralogy* 16. Mineralogical Society of America, Washington D.C., 141-164.
- LE MAITRE, R. W. (ed.) (1989): *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. - Oxford: Blackwell.
- MAYER, A., SINIGOI, S., MIGUEL, L. G., MORAIS, E. & PETRINI, R. (2000): Kibaran ages in the Kunene anorthositic complex. - *GEOLUANDA 2000*, Abstract volume, 106.
- MAYER, A., HOFMANN, A. W., SINIGOI, S. & MORAIS, E. (2004): Mesoproterozoic Sm-Nd and U-Pb ages for the Kunene Anorthositic Complex of SW Angola. - *Precambrian Research*, 133, 187-206.
- MCLEMORE, V. T. & MODRESKI, P. J. (1990): Mineralogy and geochemistry of altered rocks associated with the Lemitar Carbonatites, Central New Mexico, USA. - *Lithos*, 26, 99-113.
- MENGE, G. F. W. (1986): Sodalite-carbonatite deposits of Swartbooisdrif, South West Africa/Namibia. In: ANHAEUSSER, C.R. & MASKE, S. (eds): *Mineral deposits of Southern Africa*. - Johannesburg, Geological Society of South Africa, 2261-2268.
- MENGE, G. F. W. (1998): The antiformal structure and general aspects of the Kunene Complex. - *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 149, 431-448.
- MORAIS, E., SINIGOI, S., MAYER, A., MUCANA, A., MIGUEL, L. G. & RUFINO NETO, J. (1998): The Kunene gabbro-anorthosite Complex: preliminary results based on new field and chemical data. - *African Geoscience Review*, 5, 485-498.
- MOROGAN, V. (1989): Mass transfer and mobility of REE during fenitization at Alnö, Sweden. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 103, 25-34.
- MOROGAN, V. (1994): Ijolite vs. Carbonatite as sources of fenitization. - *Terra Nova*, 6, 166-176.
- MOROGAN, V. & LINDBLOM, S. (1995): Volatiles associated with the alkaline-carbonatite magmatism at Alnö, Sweden: A study of fluid and solid inclusions in minerals from the Langarsholmen ring complex. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 122, 262-274.
- MOROGAN, V. & MARTIN, R. F. (1985): Mineralogy and partial melting of fenitized crustal xenoliths in the Oldoinyo Lengai carbonatitic volcano, Tanzania. - *American Mineralogist*, 70, 1114-1126.
- MOROGAN, V. & WOOLLEY, A. R. (1988): Fenitization in the Alnö complex, Sweden: distribution, mineralogy and genesis. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, 169-182.
- NELSON, D. R., CHIVAS, A. R., CHAPPELL, B. W. & MC CULLOCH, M. T. (1988): Geochemical and isotope systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 1-17.

- OHMOTO, H. & GOLDBERGER, M. B. (1997): Sulphur and carbon isotopes. In: Barnes, H.L. (ed.): Geochemistry of hydrothermal ore deposits. - John Wiley & Sons, New York, 517-611.
- PINKERTON, H., NORTON, G. E., DAWSON, J. B. & PYLE, D. M. (1995): Field observations and measurements of the physical properties of Oldoinyo Lengai alkali carbonatite lavas, November 1988. In: BELL, K. & KELLER, J. (eds): Carbonatite volcanism: Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites. - Berlin, Springer Verlag, 23-36.
- PLATT, G. R. & WOOLLEY, A. R. (1990): The carbonatites and fenites of Chipman Lake, Ontario. *Canadian Mineralogist*, 28, 241-250.
- POTTER, R. W., CLYNNE, M. A. & BROWN, D. L. (1978) Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. - *Econ. Geol.*, 73, 284-285.
- POWELL, R. & HOLLAND, T. J. B. (1988): An internally consistent dataset with uncertainties and correlations. 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. - *J. metam. Geol.*, 6, 173-204.
- RAE, D. A. & CHAMBERS, A. D. (1988): Metasomatism in the North Qôroq centre, South Greenland: Cathodoluminescence and mineral chemistry of alkali feldspars. - *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79, 1-12.
- RAE, D. A., COULSON, I. M. & CHAMBERS, A. D. (1996): Metasomatism in the North Qôroq centre, South Greenland: apatite chemistry and rare-earth element transport. - *Min. Mag.*, 60, 207-220.
- SAMSON, I. M., WEINING, L. & WILLIAMS-JONES, A. E. (1995a): The nature of orthomagmatic hydrothermal fluids in the Oka carbonatite, Quebec: evidence from fluid inclusions. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 1963-1978.
- SAMSON, I. M., WILLIAMS-JONES, A. E. & WEINING, L. (1995b): The chemistry of hydrothermal fluids in carbonatites: evidence from leachate and SEM-decrepitate analysis of fluid inclusions from Oka, Quebec, Canada. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 1979-1989.
- SEIFERT, W., KÄMPF, H. & WASTERNAK, J. (2000): Compositional variation in apatite, phlogopite and other accessory minerals of the ultramafic Delitzsch complex, Germany: implication for cooling history of carbonatites. - *Lithos*, 53, 81-100.
- SILVA, Z. C. G. (1992): Mineralogy and cryptic layering of the Kunene anorthosite complex of SW Angola and Namibia. - *Min. Mag.*, 56, 319-327.
- SINDERN, S. & KRAMM, U. (2000): Volume characteristics and element transfer of fenite aureoles; a case study from the Iivaara alkaline complex, Finland. - *Lithos*, 51, 75-93.
- STORMER, J. C. & CARMICHAEL, I. S. E. (1971): Fluorine-hydroxyl exchange in apatite and biotite: potential igneous geothermometer. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 31, 121-131.
- TAYLOR, H. P. JR., FRECHEN, J. & DEGENS, E. T. (1967): Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See district, West Germany and the Alnö district, Sweden. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 407-430.
- THOMPSON, R. N., SMITH, P. M., GIBSON, S. A., MATTEY, D. P. & DICKIN, A. P. (2002): Ankerite carbonatite from Swartbooisdrif, Namibia: the first evidence for magmatic ferrocarbonatite. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 143, 377-396.
- VEKSLER, I. V. & KEPPLER, H. (2000): Partitioning of Mg, Ca and Na between carbonatite melt and hydrous fluid at 0.1-0.2 GPa. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 138, 27-34.
- VEKSLER, I. V., PETIBON, C., JENNER, G. A., DORFMAN, A. M. & DINGWELL, D. B. (1998): Trace element partitioning in immiscible silicate-carbonate liquid systems: an initial experimental study using a centrifuge autoclave. - *J. Petrol.*, 39, 2095-2104.

- VON SECKENDORFF, V. & DRÜPPEL, K. (1999): Fe-Ti oxides and sulphide mineralisation in sodalite-bearing metasomatites at Swartbooisdrif (Kunene Region, NW Namibia). In: DE WALL, H. & GREILING, R.O. (eds): Aspects of Pan-African tectonics. - Bilateral Seminars, 32, Forschungszentrum Jülich GmbH, Jülich, 99-102.
- VON SECKENDORFF, V., DRÜPPEL, K., OKRUSCH, M., COOK, N. & LITTMANN, S. (2000): Oxide-sulphide relationships in sodalite-bearing metasomatites of the Epembe-Swartbooisdrif alkaline province, north-west Namibia. - *Mineralium Deposita*, 35, 430-450.
- WILLIAMS-JONES, A. E. & PALMER, D. A. S. (2002): Fluid evolution of the Amba Dongar carbonate complex, India. - *Chem. Geol.*, 185, 283-301.
- WOOLLEY, R. & KEMPE, D. R. C. (1989): Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions and element distribution. In: BELL, K. (ed): Carbonatites - genesis and evolution. - London, Unwin Hyman Ltd, 1-14.
- ZHANG, Y. & FRANTZ, J. D. (1987): Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O using synthetic fluid inclusions. - *Chem. Geol.* 64, 335-350.
- ZHENG, Y.F. (1991): Calculation of oxygen isotope fractionation in metal oxides. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, 2299-2370.
- ZHENG, Y.F. (1999): Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. - *Geochem. J.*, 33, 109-126.
- ZHU, C. & SVERJENSKY, D.A. (1992): F-Cl-OH partitioning between biotite and apatite. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 3435-3467.
- ZULEGER, E. & ERZINGER, J. (1988): Determination of the REE and Y in silicate materials with ICP-AES. - *Fresenius Zeitschrift für Analytische Chemie*, 332, 140-143.

manuscript received: April 2005

manuscript accepted: June 2005