

CLAUSTHALER GEOWISSENSCHAFTLICHE DISSERTATIONEN

Herausgegeben von den Geowissenschaftlichen Instituten
der Technischen Universität Clausthal

Nr. 28

Ricardo A. Livieres-Guggiari

**Der Karbonatit-Komplex von Chriguelo,
Nordost-Paraguay**

1987

Im Selbstverlag des Geologischen Institutes
der Technischen Universität Clausthal

Clausthaler Geowiss. Diss.	H. 28	191 S., 74 Abb., 13 Tab.,	Clausthal- Zellerfeld	Nov. 1987
-------------------------------	-------	---------------------------	--------------------------	-----------

ISSN 0172 - 3804

Schriftleitung der „Clausthaler Geowissenschaftlichen Dissertationen“

Dr. Markwart Schönfeld

Redaktion dieses Heftes

Prof. Dr. Horst Quade

(Betreuer der Dissertation)

Als Dissertation zur Erlangung des Grades eines Doktors der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.) am 10. November 1987 bei der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Technischen Universität Clausthal eingereicht

Dekan: Prof. Dr. H.-D. Doebner

Berichterstatter:

Prof. Dr. Horst Quade

Prof. Dr. Georg Müller

Tag der mündlichen Prüfung: 25. November 1987

Von der Fakultät genehmigte, geänderte Fassung
der Dissertation

Anschrift des Autors:

Dr. Ricardo A. Livieres-Guggiari

Eligio Ayala 129

Asunción, Paraguay

© Copyright, 1987, by the author

Kurzfassung

Der Karbonatit-Komplex von Chiriguelo, Nordost-Paraguay

Ricardo A. Livieres-Guggiari

Mehr als 30 Alkali-Intrusionen sind bisher am westlichen Rand des Paraná-Beckens (Ostparaguay) bekannt geworden. Die Intrusivkörper weisen eine ringförmige Struktur auf und treten sowohl in präkambrischen als auch in paläo- bis mesozoischen Abfolgen auf. Radiometrische Datierungen haben ergeben, daß diese Alkali-Komplexe durchweg älter als 100 Ma sind, mit einem statistischen Maximum zwischen 120-140 Ma. Sie treten überwiegend an Kreuzungspunkten NW-SE und NE-SW gerichteter Störungszonen auf. Nach der geographischen Lage, dem petrographischen Aufbau und der geotektonischen Position wurden die Intrusivkörper Ostparaguays in 3 Alkali-Provinzen gegliedert: 1) die Alto Paraguay-Provinz, 2) die Amambay-Provinz und 3) die Zentralprovinz.

Der Alkali-Komplex von Chiriguelo (Cerro Corá) westlich von Pedro Juan Caballero gehört zu der Amambay-Provinz. Beim Chiriguelo-Komplex handelt es sich um eine domartige Struktur mit karbonatitischem Kern und konzentrisch angeordneten Rahmengesteinen. Die älteste Rahmengesteine sind präkambrische Quarz-Glimmerschiefer und untergeordnet Grünschiefer mit nahezu senkrecht stehender Foliation. Die Grünschiefer sind aus Aktinolith, Chlorit, Granat, Epidot, Albit, Quarz und Erzmineralen zusammengesetzt. Der primäre Mineralbestand aus Muskovit, Biotit, Quarz und Feldspat in den Quarz-Glimmerschiefern wurde durch den Einfluß der Alkali-Intrusion weitgehend metasomatisch umgewandelt. Verdrängung von Quarz und Glimmern, Trübung der Feldspäte, Neubildung von Aegirin und Kalifeldspäten und Rotfärbung durch Hämatit und Fe-Hydroxide weisen auf diese Umwandlung hin; sie nimmt in Richtung auf das Zentrum der Intrusion zu.

Der innere Teil der domartigen Struktur wird von massigen Alkali-Gesteinen eingenommen, die teilweise von postintrusiven Sedimentiten und basaltischen Laven überdeckt werden. Alkali- und Nephelin-Syenite machen den Hauptanteil der Alkali-Gesteine aus. Sie bestehen aus Sanidin, Aegirin, Granat, Biotit, Calcit, Titanit und Erzmineralen; umgewandelter Nephelin ist die Hauptkomponente des Foid-Syenits. Plagioklase und Alkali-Amphibole fehlen in beiden Gesteinsvarietäten völlig. Karbonat-Syenite, Kumulatgesteine und Trachytgänge sind in diesen massigen Gesteinen untergeordnet vorhanden. Die Karbonat-Syenite sind durch hohe Modalanteile von Calcit charakterisiert, während die Kumulate aus Melanit, Aegirin und Biotit zusammengesetzt sind. Die Trachytgänge sind porphyrisch ausgebildet und zeigen eine ausgeprägte Fluidaltextur. Große idiomorphe Sanidin-Einsprenglinge, Aegirin und Erzminerale sind die Hauptkomponenten. Die aphanitische Grundmasse ist rot bis rotviolett gefärbt und stark oxidiert.

Im Zentrum des Komplexes treten Gangschwärme von karbonatitischen Gesteinen (Sävit, Alvikit, Siliko-Alvikit) auf, die eine dreiphasige Platznahme erkennen lassen. Sie sind nur in einem Bereich von 200 m x 400 m aufgeschlossen und zeigen Spuren der beginnenden Verkarstung. Calcit ist das Hauptgemengteil der Karbonatite (bis 95 Vol. %). Nebengemengteile sind Biotit, Apatit, Hämatit, Magnetit, Quarz, Baryt und Kalifeldspat. Pyrochlor ist die Hauptkomponente von schmalen jüngeren Karbonatitgängen.

Der Chiriguelo-Komplex ist von kretazischen Basalten (Alto Paraná-Formation) teilweise überdeckt. Diese jüngeren Ergüsse bestehen aus Ca-reichem Plagioklas, Augit, umgewandeltem Olivin und Erzmineralen. An postintrusiven Sedimentgesteinen treten innerhalb des Komplexes Konglomerate und grob- bis feinkörnige Sandsteine auf, die der Sauru-Formation auf brasilianischem Territorium vergleichbar sind.

Im Umfeld des Alkali-Komplexes ist die gesamte, aus dem Paraná-Becken bekannte devonische bis kretazische Gesteinsabfolge in einer Mächtigkeit von ca. 1300 m aufgeschlossen. Sie beginnt mit einer 120-150 m mächtigen Folge verkieselter Sandsteine, die aufgrund der größeren Verwitterungsresistenz morphologisch ausgeprägte Ringwälle bildet. Darüber folgt eine heterogene Serie von Sandsteinen, Siltiten, Warviten und Diamiktiten (Aquadabán-Formation) und schließlich eine Abfolge fein- bis mittelkörniger Sandsteine (Misiones-Formation).

Berechnungen von metasomatischen Stoffverschiebungen haben gezeigt, daß die Fenitisierung der Quarz-Glimmerschiefer hauptsächlich eine Zufuhr von K bei gleichzeitiger Abfuhr von Na, Mg und Ca einschließt. Die Alkali- und Nephelinsyenite sind Miaskit-Gesteine, die durch eine ausgeprägte K-Vormacht ausgezeichnet sind. Die Karbonatite sind in ihrer chemischen Zusammensetzung sehr homogen. Sie sind durch hohe CaO- und Ba- und relativ niedrige MgO-, Nb-, Y- und Zr-Werte charakterisiert. Der durchschnittliche Werte der Kohlenstoffisotopenzusammensetzung ($\delta^{13}C$) der Karbonatite beträgt $-5,4 \pm 1,2$ und ist typisch für Karbonatgesteine magmatischer Herkunft. Chemisch sind die Basalte ebenfalls homogen und durch hohe Gehalte an Ti, Fe und P ausgezeichnet.

Gestützt auf die detaillierten geologischen, petrographischen und geochemischen Untersuchungen werden die Entwicklung des Chiriguelo-Komplexes, die Genese der verschiedenen Gesteinsgruppen und die Assoziation von karbonatitischen, syenitischen und basaltischen Gesteinen diskutiert.

V o r w o r t

Die vorliegende Dissertation ist in der Abteilung für Geologie außereuropäischer Länder des Instituts für Geologie und Paläontologie der T.U. Clausthal angefertigt worden. Mein Dank gilt vor allen Herrn Prof. Dr. H. Quade, Leiter der vorgenannten Einrichtung, für die Anregung zu dieser Arbeit und fachliche Betreuung und Unterstützung während der verschiedenen Phasen der Untersuchungen.

Herrn Prof. Dr. G. Müller, Rektor der TU Clausthal und Direktor des Instituts für Mineralogie und Mineralischer Rohstoffe, bin ich für zahlreiche fachliche Hinweise, die Übernahme des Korreferates und die Benutzung der Einrichtungen seines Instituts zu besonderem Dank verpflichtet.

Herrn Prof. Dr. H. Putzer (TU Hannover) und Dr. Peter Müller (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe) danke ich herzlich, daß sie die chemischen Analysen meiner Proben in den Labors der BGR ermöglicht haben. M. Sc. Mike Guzikowsky (Stable Isotope Laboratory, University of Miami) danke ich für die chemischen Analyse der Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopen. Weiterhin bedanke ich mich bei Dr. K. Schuster, Institut für Mineralogie und Mineralischer Rohstoffe der TU Clausthal, für Fachgespräche bei der petrographischen Auswertung meiner Gesteine.

Für ihre stete Hilfsbereitschaft und freundliches Entgegenkommen während meines Aufenthalts in der Bundesrepublik Deutschland, bin ich Prof. Dr. H. Kahle (Universität zu Köln) und Fr. Dr. H. Krüger (Konrad-Adenauer-Stiftung) zum Dank verpflichtet.

Herrn Lic. L. Ruotti Maluff, Direktor des paraguayischen Amtes für Mineralische Rohstoffe (DRM-MOPC), möchte ich für die Erlaubnis, das Archiv seines Amtes zu benutzen, herzlich danken. Ferner möchte ich mich bei allen Mitarbeitern dieses Amtes und besonders bei meinen Kollegen Lic. D. Gomez, Lic. J. Benitez, Lic. J. Princigalli und Lic. A. Spinzi für ihre Hilfsbereitschaft bedanken.

Mein Dank gilt auch Fr. Prof. Dr. Gladys León de Lozano und allen Mitarbeitern der geologischen Abteilung des Instituto de Ciencias Básicas, Universidad Nacional de Asunción, für ihre Unterstützung.

Für fachliche Diskussionen und die Hilfe, die ich während der Geländearbeit bekommen habe, möchte ich mich bei meinem Kollegen Lic. Carlos Figueredo bedanken.

Die "Dirección de Industrias Militares", Asunción, Paraguay, gewährte logistische Unterstützung während meines Aufenthalts in Paraguay. Insbesondere bin ich dem Leiter des "Departamento de Geomineralogía", Cap. C. Jara, und den

Geologen Delio Orué und Atilio Medina für fachliche Diskussionen und Unterstützung zu Dank verpflichtet.

Für einen wertvollen Diskussionstag und die Überlassung zweier unveröffentlichter Berichte des Chiriguano-Gebietes möchte ich Herrn Prof. Dr. J. Grossi Sad (Belo Horizonte, Brasilien) meinen Dank aussprechen.

Für Ratschläge und Diskussionen bei der Anfertigung dieser Arbeit möchte ich besonders Fr. Dr. Renate Taug, Dr. Heinz Jöns, Dip.-Geol. Arnold Quest, Wolfram Schuh und Andreas Möllenkamp danken. Bei allen Kolleginnen und Kollegen der Abteilung Geologie außereuropäischer Länder bedanke ich mich für ihre Hilfe. Für Anregungen, Unterstützung und Freundschaft danke ich speziell meinen Kollegen Dr. Farid Chemale Jr. und Dr. Hans Ebert. Fr. Irene Joß danke ich für ihre Hilfe bei der Anfertigung meiner Abbildungen.

Für die sorgfältige Durchführung der Schreibarbeit, zahlreiche Ratschläge und ständige Unterstützung während der gesamten Arbeit bedanke ich mich bei meiner Frau B. Sc. Ingeborg Livieres-Guggiari. Für ihre Hilfe in der Endphase dieser Arbeit möchte ich meine Schwester Carmen Livieres-Guggiari meinen Dank aussprechen.

Sowohl mein Studienaufenthalt in der BRD als auch meine Geländearbeiten in Paraguay, sind durch ein Stipendium der Konrad-Adenauer-Stiftung finanziert worden, wofür ich mich besonders herzlich bedanke.

Inhaltsverzeichnis

Seite

1	Einleitung	
1.1	Problemstellung und Zielsetzung	1
1.2	Arbeitsvorgänge und Probenmaterial	2
1.2.1	Geländearbeit	2
1.2.2	Kartenunterlagen	3
1.2.3	Laboruntersuchungen	4
2	Regionale Geologie	
2.1	Allgemeiner Überblick	7
2.2	Tektonische Einheiten Ost-Paraguays	10
2.3	Alkali-Provinzen von Paraguay	14
2.3.1	Zentralprovinz	15
2.3.2	Alto Paraguay-Provinz	16
2.3.3	Amambay-Provinz	17
2.3.3.1	Chiriguelo-Komplex	19
2.3.3.2	Sarambi-Komplex	19
2.3.3.3	Guazú-Komplex	22
2.3.3.4	Tayay-Komplex	23
2.3.3.5	Intrusiva des Ypané	23
3	Geologie des Chiriguelo-Komplexes	
3.1	Frühere Arbeiten	28
3.2	Geographische Übersicht	29
3.3	Geologie und Geomorphologie	31
3.4	Bauplan	33
3.5	Lithostratigraphie	35
3.5.1	Präkambrium	35
3.5.2	Devon	36

3.5.3	Permokarbon	38
3.5.4	Trias-Jura	41
3.5.5	Jura-Kreide	44
3.5.5.1	Massige Alkali-Gesteine	44
3.5.5.2	Trachyte	45
3.5.5.3	Karbonatite und Siliko- karbonatite	45
3.5.5.4	Quarz-Hämatit-Gänge	47
3.5.6	Kreide	47
3.5.6.1	Postintrusive Sedimentite	47
3.5.6.2	Basalte	48
3.6	Fenitisierung	49
3.7	Radioaktivität	53
3.8	Bohrergebnisse	54
3.8.1	Bohrungen BC-1 und BC-2	54
3.8.2	Bohrung BC-3	56
3.8.3	Bohrung BC-4	56
3.8.4	Bohrung BC-5	57
3.8.5	Bohrung BC-6	58
4	Petrographische Untersuchungen	
4.1	Vorbemerkung	62
4.2	Grünschiefer	62
4.3	Quarz-Glimmerschiefer	63
4.4	Alkali-Gesteine und Fenite	68
4.4.1	Nomenklatur	68
4.4.2	"Low grade"-Fenite	73
4.4.3	"Medium grade"-Fenite	73
4.4.4	"High grade"-Fenite	75

4.4.5	Massige Alkali-Gesteine	75
4.4.5.1	Alkali- und Nephelin-Syenite	75
4.4.5.2	Karbonat-Syenite	82
4.4.5.3	Kumulatgesteine	83
4.4.6	Mikrosyenite und Trachyte	83
4.5	Karbonatite	86
4.5.1	Nomenklatur	86
4.5.2	Sövite	97
4.5.3	Alvikite	91
4.5.4	Siliko-Alvikite	92
4.6	Basalte	92
5	Geochemische Untersuchungen	
5.1	Vorbemerkung	96
5.2	Grünschiefer	97
5.3	Fenitisierung	97
5.4	"High grade"-Fenite	103
5.5	Alkali-Gesteine	105
5.6	Karbonatite	117
5.7	Basalte	122
5.8	Isotopengeochemie	125
5.8.1	Einleitung	125
5.8.2	Datenermittlung	126
5.8.3	Ergebnisse der Kohlenstoff- und	128
	Sauerstoffisotopen Untersuchungen	
5.9	Diskussion der geochemischen Ergebnisse	129
6	Genese und Entwicklung des Chiriguelo-Komplexes	
6.1	Bemerkungen zur Genese der Quarz-	136
	Glimmerschiefer und Grünschiefer	

6.2	Fenite	136
6.3	Alkali-Gesteine	139
6.4	Karbonatite	143
6.5	Basalte	148
6.6	Petrogenetisches Modell zur Entwicklung und Gesteinsassoziation des Chiriguelo-Komplexes	149
7	Schlußfolgerungen aus den Untersuchungen	
7.1	Regionale Untersuchungen	153
7.2	Geologie des Chiriguelo-Komplexes	154
7.3	Petrographische Untersuchungen	156
7.4	Geochemische Untersuchungen	159
7.5	Zur Genese	160
8	Zusammenfassung der Arbeit (in Spanisch)	
8.1	Complejos alcalinos del Paraguay	162
8.2	Geología del complejo de Chiriguelo	164
8.3	Petrografía	167
8.4	Geoquímica	169
8.5	Evolución	171
8.6	Génesis	172
9	Literaturverzeichnis	174

1 EINLEITUNG

1.1 Problemstellung und Zielsetzung

Die ersten Beschreibungen von magmatischen Karbonatgesteinen lassen sich auf BOSE (1884, zitiert in HEINRICH 1966) und HÖGBOM (1895) zurückführen. Erst mit BRÖGGERS Arbeit (1921) im Fen Gebiet Norwegens wurde die Aufmerksamkeit von Petrologen auf die Genese der Karbonatite gelenkt. Dieses Thema führte zu heftigen Diskussionen (u. a. BOWEN 1924 und 1926, BRAUNS 1926, DALY 1933 und SHAND 1947).

Die Veröffentlichung des klassischen Werkes von H. VON ECKERMANN "The Alkaline District of Alno Island, Sweden" im Jahre 1948 lenkte erneut das Interesse auf Karbonatite und die mit ihnen assoziierten Gesteine. Die Aufmerksamkeit, die man gegenwärtig den Karbonatitkomplexen schenkt, beruht vorwiegend auf wirtschaftlichem Interesse.

Untersuchungen an Karbonatitkörpern nach dem 2. Weltkrieg ließen die große ökonomische Bedeutung dieser Intrusionen erkennen. Karbonatite enthalten die bedeutendsten Reserven an Niob, Thorium und sind mit Seltenen Erden außergewöhnlich angereichert. Darüberhinaus kommen Mineralisationen mit Kupfer, Titan, Phosphat, Zirkon, Fluorit, Baryt und Vermikulit in vielen Karbonatitlagerstätten vor.

Im Verlauf der Prospektionen, die zwischen 1950 und 1980 weltweit unternommen worden sind, wurden bekannte Alkali-Intrusionen als Karbonatitkomplexe erkannt (z.B. Jacupiranga, Brasilien und Magnet Cove, USA) und zahlreiche neue Karbonatite in allen Kontinenten entdeckt. So wurden in den letzten 30 Jahren auch am Rand des Paraná-Beckens in Brasilien, Paraguay und Bolivien mehr als 20 Karbonatitkörper gefunden.

Der Chiriguélo-Komplex, eine Karbonatitintrusion am westlichen Rand des Paraná-Beckens in NE-Paraguay, wird in der

vorliegenden Arbeit geologisch, petrologisch und geochemisch untersucht. Die verschiedenen Einheiten der Rahmen- und Intrusivgesteine werden stratigraphisch gegliedert. Der strukturelle Bauplan und die Entwicklung des Komplexes werden diskutiert.

Einleitend soll ein geologischer Überblick über den strukturellen Bau und die Alkali-Intrusiva Paraguays vermittelt werden.

1.2 Arbeitsvorgänge und Probenmaterial

1.2.1 Geländearbeit

Grundlage der vorliegenden Arbeit ist eine geologische Kartierung der Intrusivgesteine des Karbonatitkomplexes Chiriguelo mit seinen Kontaktzonen und Nebengesteinen im Maßstab 1:20.000. Die Geländearbeit erfolgte in der Zeit von November 1984 bis März 1985. Die Geländeuntersuchungen umfaßten folgende Arbeiten:

-Lithologische Kartierung.

Diese Kartierung erfaßte praktisch alle im Maßstab 1:20.000 unterscheidbaren lithologischen Einheiten. Eine Ausnahme bilden hier lediglich die postintrusiven Sedimentite, die nur als eine Einheit auskartiert wurden (im Gelände sind 2 verschiedene Fazien deutlich zu erkennen), sowie die Syenite bzw. Fenite, die unter dem Begriff "Alkali-Gesteine" zusammengefaßt wurden.

-Probennahme.

Infolge der starken Bodenbedeckung kommen in größeren Bereichen Chiriguelos nur wenige Aufschlüsse vor. Frisches Material steht daher hauptsächlich entlang von Straßen, Bächen und in Steinbrüchen an. Dennoch konnten über 250 Aufschlüsse erfaßt werden. Aus ca. 200 dieser

Aufschlüsse wurden relativ frische Proben genommen. In Anlage 2 ist die geographische Lage einiger wichtiger Aufschlüsse angegeben.

-Profilaufnahmen.

Zwei stratigraphische Detailprofile, eine im westlichen und die andere im nördlichen Bereich des Komplexes, wurden aufgenommen. Ein Gesamtüberblick der Stratigraphie Chiriguélos ist in Tab. 2 dargestellt.

1.2.2 Kartenunterlagen

Als Arbeitsunterlagen standen zur Verfügung:

- Topographische Karten (Auflage 1980) im Maßstab 1:50.000 des Instituto Geográfico Militar (IGM), Asunción, Paraguay, die auf den Maßstab von 1:20.000 vergrößert wurden;
- Stereographische Luftbilder in Maßstäben 1:60.000 (Befliegungsjahr 1968) und 1:20.000 (Befliegungsjahr 1981);
- Satellitenaufnahmen (Befliegungsjahr 1982) von NE-Paraguay (Landsat, Kanal 5 und 7);
- Zwei geologische Karten 1:50.000 (PATINO 1978) und 1:16.000 (DRUECKER 1981) des Chiriguélo-Komplexes und eine geologische Karte Ost-Paraguays (1:500.000). Diese drei Karten stammen von der Firma "The Anschutz Corporation", Denver, USA;
- Eine geologische Karte 1:20.000 (GROSSI SAD 1972) der Firma "Geosol", Belo Horizonte, Brasilien.

1.2.3 Laboruntersuchungen

Folgende Arbeiten und Laboruntersuchungen wurden im Zeitraum von Juli 1985 bis Juli 1987 am Institut für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität Clausthal durchgeführt:

-Luftbilderinterpretation.

Für die Interpretation von Strukturen, Störungen, Klüften, Drainagesystemen und als Ergänzung der Geländearbeit erwiesen sich Luftbilder als sehr hilfreich. Wegen der mächtigen Vegetationsdecke konnten sie für eine lithologische Kartierung jedoch nicht verwendet werden.

-Petrographie.

Zur Untersuchung der Texturen, Strukturen, Verwachsungs- und Verdrängungsgefüge und zur Klärung mineralogischer und petrographischer Fragestellungen sind Dünnschliffe von ca. 200 ausgewählten Proben von Aufschlüssen und Bohrkernen angefertigt worden. Im Rahmen dieses Untersuchungsabschnitts wurden Modalanalysen von insgesamt 38 Proben durchgeführt. Mit Hilfe eines "Pointcounters" wurden 750 bzw. 500 Punkte je Probe erfaßt. Die Karbonatite wurden mit Alizarin-Rot angefärbt, um eine Unterscheidung des Calcits von Dolomit bzw. Ankerit zu erreichen.

-Chemische und röntgenographische Analysen.

Zur Klärung der Geochemie der verschiedenen Gesteinsarten wurden 36 Proben aus Aufschlüssen und Bohrkernen auf Haupt- und Spurenelemente analysiert. Die Aufbereitung der Gesteine erfolgte am Institut für Mineralogie und Mineralische Rohstoffe der TU Clausthal. Die Proben wurden zerkleinert, geteilt und anschließend in einer Scheibenschwingmühle zehn Minuten lang gemahlen. Die Pulverpräparate wurden mit Hilfe der Röntgenfluoreszenztechnik an der Bundesanstalt für Geowissenschaft

und Rohstoffe (BGR), Hannover, und naßchemisch am "Laboratorio Químico, Dirección de Industrias Militares", Paraguay analysiert. Der Kohlenstoffgehalt der Karbonatite wurde coulometrisch an der Abteilung für Erdölgeologie des Institut für Geologie und Paläontologie, TU Clausthal, bestimmt.

Die röntgendiffraktometrischen Untersuchungen ausgewählter Proben der verschiedenen Gruppen wurden auch am Institut für Mineralogie und Mineralische Rohstoffe der TU Clausthal durchgeführt. Die Analyse von stabilen C- und O-Isotopen der Karbonatite verdanke ich den "Stable Isotope Laboratory, R.S.M.A.S., University of Miami".

-Bohrkernuntersuchungen.

Im Rahmen des Lagerstättenexplorationsprogrammes auf Nb, P, Ce und La der nordamerikanischen Gesellschaft "The Anschutz Corporation", wurden im Chiriguelo-Komplex auch Kernbohrungen durchgeführt. Die Bohrkerne wurden nach Abschluß der Prospektion dem paraguayischen Amt für Mineralische Rohstoffe (DRM-MOPC) übergeben. Im Rahmen dieser Arbeit bestand die Möglichkeit, sechs dieser Bohrungen zu untersuchen und für chemische Analysen zu beproben.

Eine schematische Darstellung der Arbeitsweise dieser Dissertation ist in Abbildung 1.1 gezeigt.

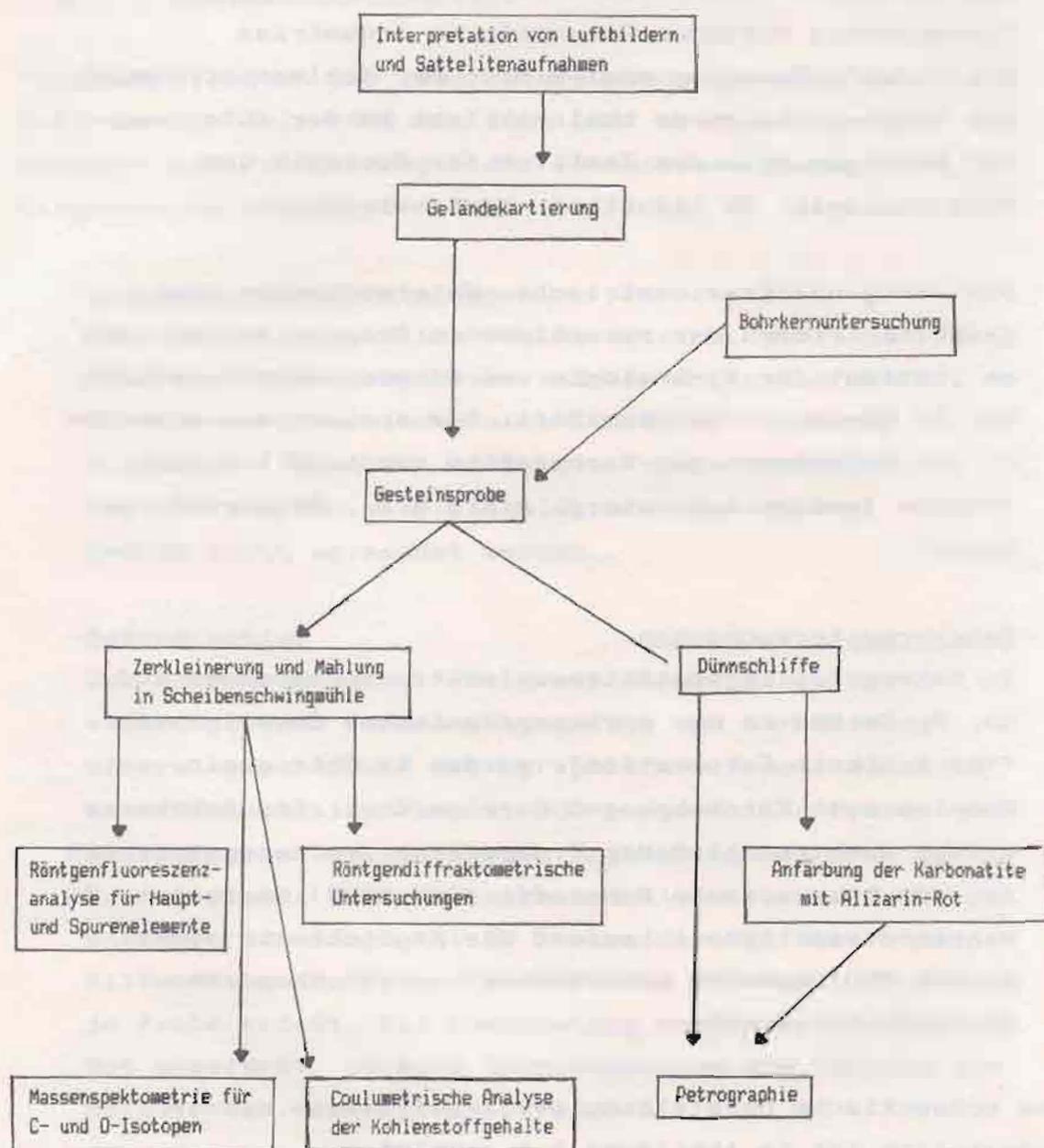


Abb. 1.1: Verlauf der Untersuchung dieser Arbeit

2 REGIONALE GEOLOGIE

2.1 Allgemeiner Überblick

Paraguay liegt im Bereich zweier großer epikontinentaler Tröge, im Osten des Chaco-Beckens und im Westen des Paraná-Beckens. Diese Tröge sind durch zwei große antiforme Strukturen voneinander getrennt (Abb. 2.1).

Das Chaco-Becken (249.000 qkm) nimmt 61 % des paraguayischen Gebietes ein. Fast die gesamte Chaco-Region ist von nicht konsolidierten Tertiär- und Quartär-Sedimenten bedeckt. Aufschlüsse des älteren Untergrundes treten im Norden des Chacos (Devon und Silur), und am Westrand des Paraguay-Flusses (mesozoische Alkaligesteine und eokambrische Kalksteine) auf.

Das Gebiet Ost-Paraguays, das zum westlichen Teil des Paraná-Beckens gehört, ist rd. 150.000 qkm groß. Von dieser Fläche werden 110.000 qkm von Sedimentiten und Vulkaniten des westlichen Paraná-Beckens eingenommen. Die restlichen 40.000 qkm sind den nicht-konsolidierten Quartär-Sedimenten und den präkambrisch-eokambrischen Schild-Formationen zuzuordnen (Abb. 2.2).

Die ersten Veröffentlichungen zur Geologie Paraguays stammen von DU GRATY (1865), POEHLMANN (1886), HIBSCH (1891), CARNIER (1913), GOLDSCHLAG (1913), BEDER & WINDHAUSEN (1918), BEDER (1923), BERTONI (1940) und BOETTNER (1947). Grundlegende moderne geologische Untersuchungen wurden von HARRINGTON (1950) durchgeführt und später von ECKEL (1959) und PUTZER (1962) fortgesetzt. Das in der Zeit von 1976-1983 von der "Anschutz Corporation" durchgeführte Lagerstättenexplorationsprogramm hat die Kenntnisse zur Geologie Paraguays wesentlich erweitert.

In neuester Zeit sind geologische Untersuchungen von MARIAÑO & DRUECKER (1985), DRUECKER & GAY (1985), BITSCHENE &



Abb. 2.1: Situationskarte und großtektonische Gliederung Paraguays. Es lassen sich zwei Syneklisen (Paraná- und Chaco-Becken), eine synformale (San Pedro) und zwei antiformale (Apa und Asunción) Strukturen unterscheiden. Umgezeichnet nach PUTZER (1962) und THOMAS (1976).

LIPPOLT (1984, 1986), BITSCHENE et al. (1985), DEGRAFF et al. (1981), DEGRAFF (1985), WIENS (1986), WIENS & QUADE (1986), KANZLER & LIPPOLT (1986), BELLIENI et al. (1986), QUADE (1986) und von LIVIERES & QUADE (1986, 1987) durchgeführt worden.

Das Paraná-Becken, das sich über 1.600.000 qkm erstreckt (von denen 1.000.000 qkm zu Brasilien, 400.000 qkm zu Argentinien, und je 100.000 qkm zu Paraguay und Uruguay gehören) ist in nord-südlicher Richtung 2.000 km lang und in west-östlicher Richtung 600 km breit (Abb. 2.3). Es ist ein großes symmetrisches, intrakratones Becken, in dem fast 5.000 m mächtige paläo- und mesozoische Sedimente und kretazische Vulkanite abgelagert wurden. Die verschiedenen lithostratigraphischen Einheiten weisen eine große laterale Kontinuität auf, wobei Faziesänderungen nur eine untergeordnete Rolle spielen (NORTHFLEET et al. 1969).

Die geologische Entwicklung Ost-Paraguays ist in einem prä-gondwanischen und einem gondwanischen Zyklus abgelaufen und durch Transgressionen und Regressionen gekennzeichnet. In aufsteigender stratigraphischer Abfolge wurden Kalk-Sedimente (Itapucumi-Gruppe), klastisch-marine Sedimente (Caacupe- und Itacurubi-Gruppe), glazio-fluviatile Sedimente (Aquadabán-Gruppe), fluviomarine (Independencia-Formation) und fluviolitorale Sedimente (Misiones-Formation) abgelagert, die zwischenzeitlich teilweise wieder erodiert wurden. Der Zyklus wurde von Basalt-Effusionen, von Intrusionen von Alkali-Gesteinen und von doleritischen Sills und Gängen abgeschlossen (HARRINGTON 1950, ECKEL 1959, PUTZER 1962).

Strukturell ist der Bauplan von Ost-Paraguay relativ einfach. Die ältesten Gesteine treten am äußersten Westrand des Beckens, nahe dem Paraguay-Fluß in nördlichen und südlichen Gebieten auf. Diese Gesteine werden nach Osten hin von jüngeren paläo- und mesozoischen Sedimentiten und von mesozoischen Vulkaniten überlagert (Abb. 2.2). Die ver-

schiedenen Gesteins-Abfolgen bilden subparallele Gürtel, die nord-südlich streichen. Die Schichten fallen zum Zentrum des Beckens in Richtung ENE mit durchschnittlich 1 bis 2° ein (HARRINGTON 1950, DEGRAFF et al. 1981).

2.2 Tektonische Einheiten Ost-Paraguays

Wie auch in anderen Teilen des Paraná-Beckens (NORTHFLEET et al. 1969) wirkten in Ost-Paraguay keine kompressiven Kräfte. Die Deformation wurde hauptsächlich im Mesozoikum und Känozoikum durch Entspannungstektonik ausgelöst und von Abschiebungen, Intrusionen von Alkali-Komplexen sowie von basischen Sills und Gängen und basaltischen Effusionen begleitet.

Aus der Interpretation von Luftbildern und Satelliten-aufnahmen sowie aus der Auswertung aeromagnetometrischer und gravimetrischer Arbeiten (THOMAS 1976, HALES 1980, DRUECKER & GAY 1985, DEGRAFF 1985) geht hervor, daß Verwerfungen, Störungen, Gänge und Lineamente zwei ausgeprägten Richtungen NW-SE und NE-SW folgen. Diese beiden Hauptstörungstendenzen sind auch aus dem brasilianischen Teil des Paraná-Beckens bekannt (PETRI & FULFARO 1983).

Die vorwiegend NW-SE streichenden Formelemente, die mit der mesozoischen Gondwana-Trennung zusammenhängen, sind durch zwei antiforme und eine dazwischen gelegene synforme Struktur charakterisiert. Sie werden nach THOMAS (1976) als Apa-Antiform, Asunción-Antiform und San Pedro-Synform bezeichnet (Abb. 2.4).

Die Apa-Antiform liegt im nördlichen Ost-Paraguay und weist vorwiegend N-S und NW-SE Vorzugsrichtungen auf. Bei der Stadt Concepción taucht diese Struktur unter die paläozoischen sedimentären Schichten des Paraná-Beckens ab. Die Asunción-Antiform tritt im zentral-südlichen Teil Ost-Paraguays auf und streicht in Richtung N-30°-W. DEGRAFF

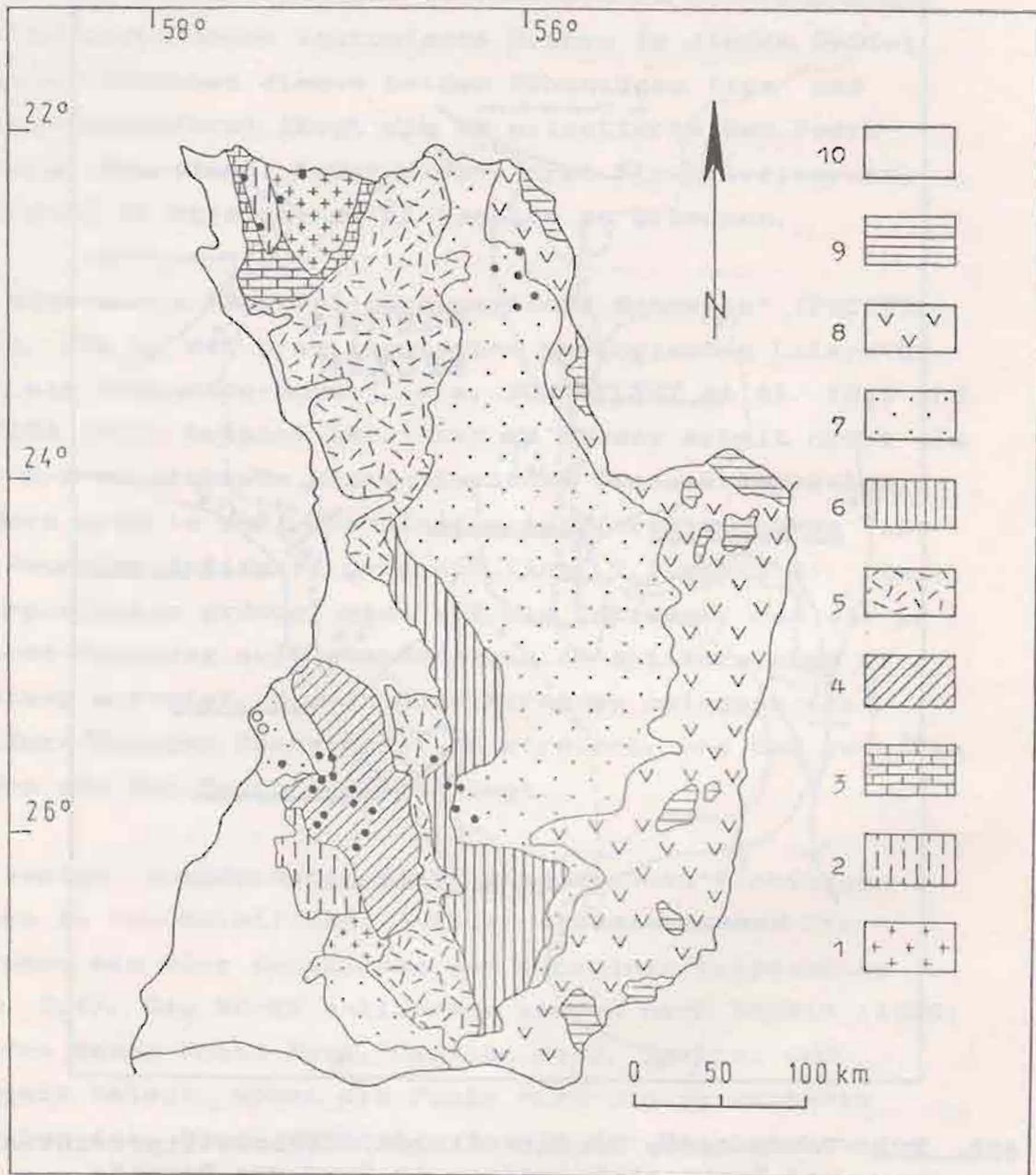


Abb. 2.2: Geologische Karte Ost-Paraguays.

1) Präkambr. Kristallin, 2) Präkambr. - eokambr. Intrus., Extrus. und Metasedimente, 3) Eokambr. Kalksteine (Itapucumi-Gruppe), 4) Silur: klast. - marine Sedimente (Caacupé- und Itacurubi-Gruppe), 5) Unt. Permokarbon: fluvioglaziale Sedimente (Aquadabán-Gruppe), 6) Obere Permokarbon: fluviomarine Sedimente (Independencia-Formation), 7) Trias-Jura: fluvi-äolische Sedimente (Misiones-Formation), 8) Jura-Kreide: Basalt-Effusiva (Alto Paraná-Formation), 9) Tertiär: kontinentale Sedimente, 10) Quartär: alluviale Sedimente. Jurassische Intrusiva (●), tertiäre Intrusiva (○).



Abb. 2.3: Tektonische Großstrukturen, Karbonatitprovinzen und Karbonatitkomplexe am Rand des Paraná-Beckens.

I) Alto Araguaia-Provinz, II) Alto Paranaíba-Provinz, III) Südost-Provinz, IV) Süd-Provinz, V) Amambay-Provinz und VI) Velazco-Provinz.

1) Morro do Engenho, 2) Caiapó, 3) Catalao II, 4) Catalao I, 5) Serra Negra, 6) Salitre I, 7) Salitre II, 8) Araxá, 9) Tapira, 10) Ipanema, 11) Itanhaém, 12) Juquiá, 13) Jacupiranga, 14) Itapirapua, 15) Barra do Itapirapua, 16) Mato Preto, 17) Lages, 18) Anitápolis, 19) Chiriguelo, 20) Sarambí, 21) C. Manomó.

Zusammengestellt nach NORTHFLEET et al. (1969), PETRI & FULFARO (1983), RODRIGUEZ & SANTOS LIMA (1984) und FLETCHER et al. (1981).

(1985) hat durch regionale gravimetrische Untersuchungen zwei NW streichende tektonische Gräben in diesem Gebiet erkannt. Zwischen diesen beiden Höhenzügen (Apa- und Asunción-Antiform) liegt die NW orientierte San Pedro-Synform (Abb. 2.4). Außer diesen drei Strukturelementen sind auch NW streichende Lineamente zu erkennen.

Die sogenannte "Zentral-paraguayische Schwelle" (PUTZER 1962), die in der brasilianischen geologischen Literatur auch als "Asunción-Bogen" (u. a. NORTHFLEET et al. 1969 und ALMEIDA 1983) bekannt ist, wird in dieser Arbeit nicht als eine N-S streichende kontinuierliche Einheit angesehen, sondern wird in zwei unabhängige Antiformstrukturen (Apa- und Asunción-Antiform) getrennt (Abb. 2.3 und 2.4). Diese Interpretation gründet sich auf die Tatsache, daß die in Südwest-Paraguay auftretende Asunción-Antiform eine NW-Richtung aufweist, die in Nord-Paraguay gelegene Apa-Antiform dagegen überwiegend NS streicht, und daß zwischen beiden die San Pedro-Synform liegt.

Die weniger ausgeprägten NE-SW streichenden Richtungen treten in den Satellitenaufnahmen scharf hervor. Sie bestehen aus vier Antiformen und einzelnen Lineamenten (Abb. 2.4). Die NE-SW Antiformen werden nach THOMAS (1976) mit den Namen Ponta Porá, Capitán Bado, Igatimi und Caaguazú belegt, wobei die Ponta Porá die markanteste Struktur ist. Diese Höhenzüge folgen den Hauptrichtungen des "Brasilianidischen Ereignisses" (500-600 Ma).

Die beiden NW-SE und NE-SW orientierten Hauptstrukturen haben die Aufstiegsbereiche der zahlreichen basischen Gänge und Alkali-Intrusionen Ost-Paraguays beeinflußt, denn offensichtlich bildeten sich in ihrer Umgebung bevorzugt Aufstiegskanäle für die Magmen. Aus Abbildung 2.4 geht hervor, daß die Alkali-Körper hauptsächlich entlang dieser Hauptrichtungen oder in den Kreuzungsbereichen dieser Vorzugsrichtungen aufgestiegen sind.

2.3 Alkali-Provinzen von Paraguay

Der in Paraguay liegende westliche Abschnitt des Paraná-Beckens weist die gleiche Charakteristik des brasilianischen Teiles des Paraná-Beckens auf. Beide Gebiete (Abb. 2.3) sind in dem Grenzbereich des Beckens durch zahlreiche basische und alkalische Intrusionen gekennzeichnet (ALMEIDA 1983, HERZ 1977, ULBRICH & GOMEZ 1981, RODRIGUES & SANTOS LIMA 1984). In dem wenig erforschten Gebiet von Paraguay sind bereits mehr als dreißig Intrusivkomplexe bekannt geworden.

In ihrer Gliederung der brasilianischen Alkali-Körper beziehen sich ULBRICH & GOMEZ (1981) auf die Alkali-Intrusionen von Paraguay und ordnen letztere denen der brasilianischen Mato Grosso-Alkali-Provinz zu. ALMEIDA (1983) machte darauf aufmerksam, daß die Alkali-Gesteine Ost-Paraguays in zwei verschiedenen geographischen Gebieten, die er Nord- und Zentralprovinz nannte, auftreten.

In dieser Arbeit werden die Alkali-Körper Paraguays in drei verschiedene petrographische Provinzen eingeteilt. Die Gliederung wurde aufgrund der in den letzten Jahren erworbenen Kenntnisse über die geographische Lage, die petrologischen Eigenschaften und die tektonischen Zusammenhänge erstellt (Abb. 2.4). Die drei Provinzen sind:

- die Zentralprovinz,
- die Alto Paraguay-Provinz
- die Amambay-Provinz.

Die Massive der Zentralprovinz treten im Bereich der Asunción-Antiform auf. Die Komplexe der Alto Paraguay-Provinz sind mit der Apa-Antiform assoziiert. Die Intrusiva der Amambay-Provinz liegen im Kreuzungsbereich NE-SW orientierter Antiformstrukturen mit NW-SE Störungen.

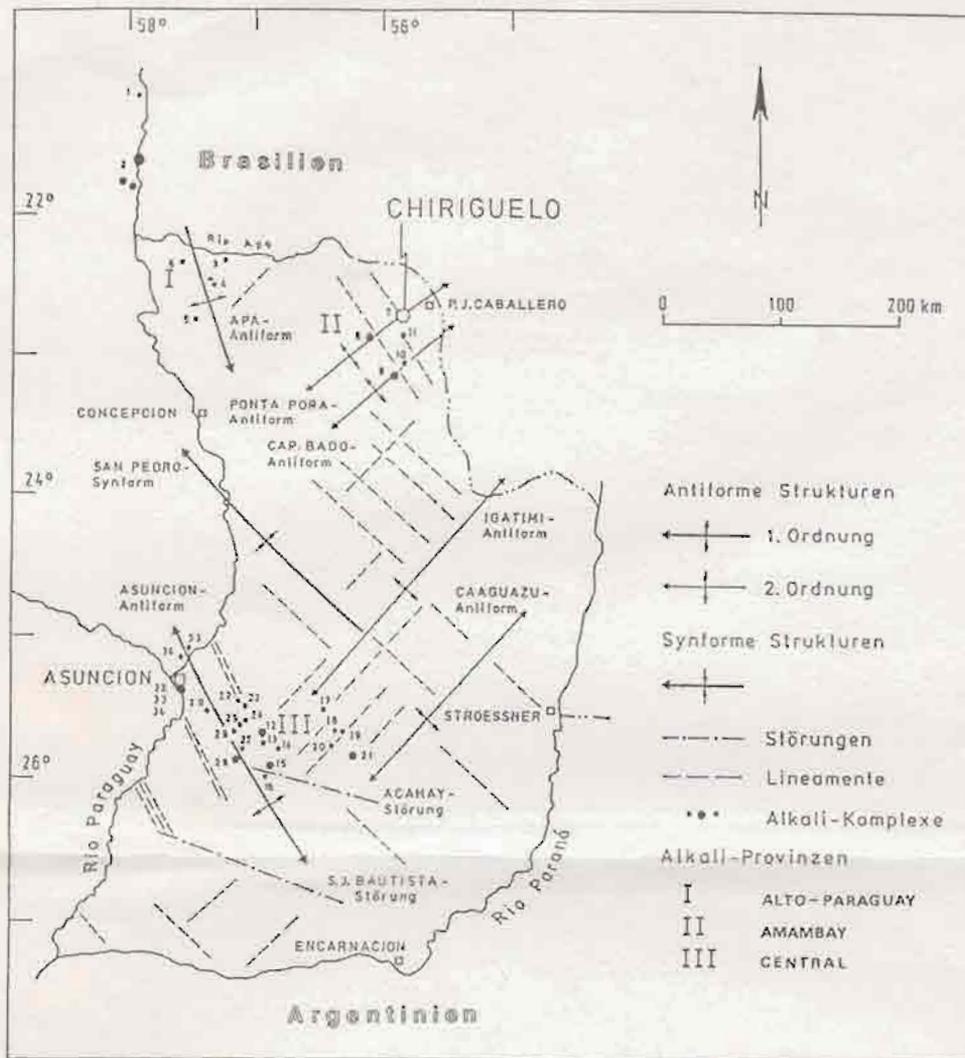


Abb. 2.4: Zusammenhang zwischen Großstrukturen und Alkali-Komplexen in Ost-Paraguay.

- 1) Fte. Olimpo, 2) bei Pto. Guaraní, 3) San Carlos, 4) Buena Vista, 5) Sta. María, 6) Centurión, 7) Chiriguelo, 8) Sarambí, 9) Guazú, 10) Tayay, 11) Ypané, 12) Sapukai, 13) Potrero Ybaté, 14) Ybytymi, 15) Apitaguá, 16) San José, 17) Aguapety, 18) Mbocayaty, 19) Capiitindy 20) Villarrica, 21) Ybyturuzú, 22) Cristo Redentor, 23) Santo Tomás, 24) Soto Cañete, 25) Cerro Vera, 26) Cerro Porteño, 27) Yariguasá, 28) Acahay, 29) Arrua-1, 30) Nemby, 31) Tacumbú, 32) Lambaré, 33) Cerro Verde, 34) Cerro Confuso.

Zusammengestellt nach HARRINGTON (1950), PUTZER (1962) und THOMAS et al. 1976).

Die Intrusionen zeigen jeweils eine ringförmige Struktur und eine unterschiedliche Lithologie. Sie haben sowohl präkambrische als auch phanerozoische Abfolgen durchdrungen. Radiometrische Datierungen (K-Ar-Methode) haben ein Alter zwischen 35 und 180 Ma ergeben (COMTE & HASUI 1971, PALMIERI & ARRIBAS 1975, BITSCHENE & LIPPOLT 1984, LIVIERES & QUADE 1986, 1987). Ein Gesamtüberblick der Alkali-Komplexe Paraguays ist in Tabelle 1.1 angegeben.

2.3.1 Zentralprovinz

Die Intrusionen dieses Gebietes treten zwischen 56-58° Länge und 25-26° Breite auf, überwiegend entlang der NW orientierten Asunción-Antiform, der E-W verlaufenden Acahay-Störungszone und der NE-SW streichenden Igatimi-Antiform, sowie an den Kreuzungsbereichen dieser Strukturen (Abb. 2.4). Es ist somit offensichtlich, daß diese Komplexe in ihrem Auftreten tektonisch kontrolliert sind.

Die Zentralprovinz enthält die größte Anzahl der bisher bekannten Alkalikomplexe Paraguays und ist das tektonisch aktivste Gebiet dieses Landes. Der darin liegende "Ypacaray-Graben" (HARRINGTON 1950) ist die am besten untersuchte Struktur Paraguays (HARRINGTON 1950, ECKEL 1959, PUTZER 1962, KARPOFF 1965, DEGRAFF et al. 1981).

Die Alkali-Intrusionen dieser Provinz bestehen hauptsächlich aus Essexit, Shonkinit, Nephelin-Syenit, Syenodiorit, Latit, Trachyt, Phonolit und Nephelin-Basalt. Aufgrund ihrer morphologisch weiträumigen Erstreckung sind die Massive von Acahay, Ybyturuzu und Sapukai die auffälligsten der Region. Mit zu dieser Provinz gerechnet werden die verschiedenen basischen Intrusiva, die in der Nähe von Asunción als eigenständige, kegelförmige Hügel auftreten (Nemby, Lambaré, Tacumbú usw.).

Die Intrusionen sind in zwei Perioden in die Sedimentite des Paraná-Beckens eingedrungen. In der ersten Phase, die älter als 100 Ma ist, sind die Massive von Sapukai (nach COMTE & HASUI, 1971; PALMIERI & ARRIBAS, 1975; K-Ar-Alter von 179-110 Ma bzw. 100-147 Ma), Ybyturuzú (jurassisch-kretazisch nach BITSCHENE & LIPPOLT, 1984), Mbocayaty (MARIANO, 1978: 139 Ma; BITSCHENE & LIPPOLT, 1984: 128 Ma) und wahrscheinlich auch die anderen Massive dieser Provinz wie Acahay, Aquapety, Potrero Ybaté, usw. aufgestiegen.

Die zweite Phase setzte nach einer tektonischen Pause ein, wobei eine Reaktivierung der Asunción-Antiform erfolgte, deren Raum im Eozän (STORMER et al. 1975: 46 bis 36 Ma) ein basanitischer bzw. nephelinitischer Vulkanismus aktiv war. Aus dieser Phase stammen die Intrusivkörper von Lambaré, Nemby, Tacumbú, Cerro Verde und Cerro Confuso.

In der Zentralprovinz wie in ganz Ostparaguay kommen zahlreiche Sills und Gänge vor. Die Existenz dieser Gesteinskörper wurde zum ersten Male von ECKEL (1959: 31) diskutiert. Die Arbeiten von DRUECKER & GAY (1985) haben den Kenntnisstand über diese Magmatitkörper erweitert. Die Gänge haben eine vorherrschende N 40-55° W-Orientierung sowie eine zweite Richtung, die weniger ausgeprägt ist und senkrecht zu ersterer steht. Diese magmatischen Körper haben eine doleritische und lamprophyrische Zusammensetzung.

2.3.2 Alto Paraguay-Provinz

Die Alto Paraguay-Provinz liegt zwischen 57-58° Länge und 21-23° Breite. In dieser Provinz sind die folgenden Intrusionen aufgeschlossen: a) im nördlichen Ost-Paraguay die Körper von San Carlos, Buena Vista, Santa Maria und Centurión; b) in West-Paraguay die von Cerro Boggiani, Puerto Guaraní (die als Fortsetzung des brasilianischen

Alkali-Komplexes Fecho dos Morros angesehen wird) und Fuerte Olimpo.

Der Wissensstand über diese Provinz ist gering. Nach den Berichten von DU GRATY (1865), POEHLMANN (1886), GOLDSCHLAG (1913), ECKEL (1959), PUTZER & VAN DEN BOOM (1962), PUTZER (1962) und OEA* (1975) sind in dieser Provinz vorherrschend Syenite, Foyaite, Trachyte und Phonolite ausgebildet. Tektonisch hängen die Intrusionen mit der Reaktivierung der Apa-Antiform im Mesozoikum zusammen.

Das genaue Alter der Gesteine der Alto Paraguay-Provinz ist nicht bekannt. Geochronologische K-Ar-Datierungen wurden bisher nur im Fecho dos Morros-Komplex durchgeführt, wobei ein Alter von 239 Ma und 207 Ma (AMARAL et al. 1967) sowie 209 Ma (COMTE & HASUI 1971) ermittelt wurde. Demzufolge sind in dieser Provinz die ältesten Alkali-Intrusiva des Paraná-Beckens aufgeschlossen.

2.3.3 Amambay-Provinz

Diese Provinz nimmt ein 70 km breites und 140 km langes Gebiet ein, das sich von der brasilianischen Grenze im Osten ($55^{\circ} 35'$) bis zu $56^{\circ} 20'$ Länge im Westen ausdehnt. Nördlich wird die Provinz vom Apa-Fluß und der brasilianischen Grenze ($22^{\circ} 15'$) begrenzt und südlich erstreckt sie sich bis $23^{\circ} 30'$ Breite. Eine geologische Karte dieses Gebietes zeigt Abbildung 2.5.

Tektonisch gesehen liegt die Provinz im Kreuzungsbereich der NE-SW orientierten Ponta Porá- und Capitán Bado-Antiform mit NW-SE orientierten Lineamenten. Die wichtigsten Intrusiva dieses Gebietes (Chiriguelo, Sarambí, Guazú und Tayay) liegen an den Schnittpunkten des Gitters, das durch die Kreuzung der zwei genannten Vorzugsrichtungen

* OEA: Organisation Amerikanischer Staaten

entstanden ist (Abb. 2.5). Außer diesen größeren Intrusivkörpern sind in dieser Provinz verschiedene Stöcke wie Cerro Perú, Cerro Apuá, die Intrusiva des Ypané sowie zahlreiche Gänge entdeckt worden.

Die Ponta Porá-Antiform erscheint in den Satelliten-aufnahmen (hauptsächlich in Kanal 7) als ein gut definierter 25 km breiter Streifen, dessen Grautönung sich deutlich von der Umgebung abhebt. Diese Struktur breitet sich in einer SW-NE Richtung östlich des Paraguay-Flusses aus und setzt sich in Brasilien im Gebiet von Ponta Porá fort. Die Flüsse Aquidabán im Norden und Ypané im Süden fließen fast parallel zu dieser Antiform. Zu bemerken ist, daß die Ausrichtung der Oberläufe der beiden Flüsse von dieser Struktur kontrolliert ist.

Die aeromagnetometrische Interpretation von HALES (1980) hat gezeigt, daß in der Ponta Porá-Antiform ein engräumiger Faltenbau vorliegt, der von zwei großen NE-streichenden Verwerfungen begrenzt wird. Eine dieser Bruchstrukturen verläuft nördlich des Sarambí- und Chirigué-Komplexes, die zweite südlich der oben genannten Intrusivkörper. Entlang der südlichen Störung hat eine Abschiebung und Senkung der südlichen Scholle stattgefunden. Ein weniger markanter, aber strukturell ähnlicher Bau tritt südlich der Ponta Porá-Antiform in der sogenannten Capitán Bado-Antiform auf. Entlang dieser Antiform-Struktur liegen die Intrusiva von Cerro Guazú und Cerro Tayay.

Die Capitán Bado- und Ponta Porá-Antiformen sind Strukturen, die ein positives Relief ausbilden und die Hauptrichtungen des "Brasilianidischen Ereignisses" (560-600 Ma) zeigen. Sie wurden während der jurassisch-kretazischen Epoche reaktiviert ("Wealdenian-Reactivation" nach ALMEIDA 1983) und dienten als Aufstiegszonen der Alkali-Magmen.

Die Intrusiva dieser Provinz zeigen verschiedene lithologische und geologische Merkmale.

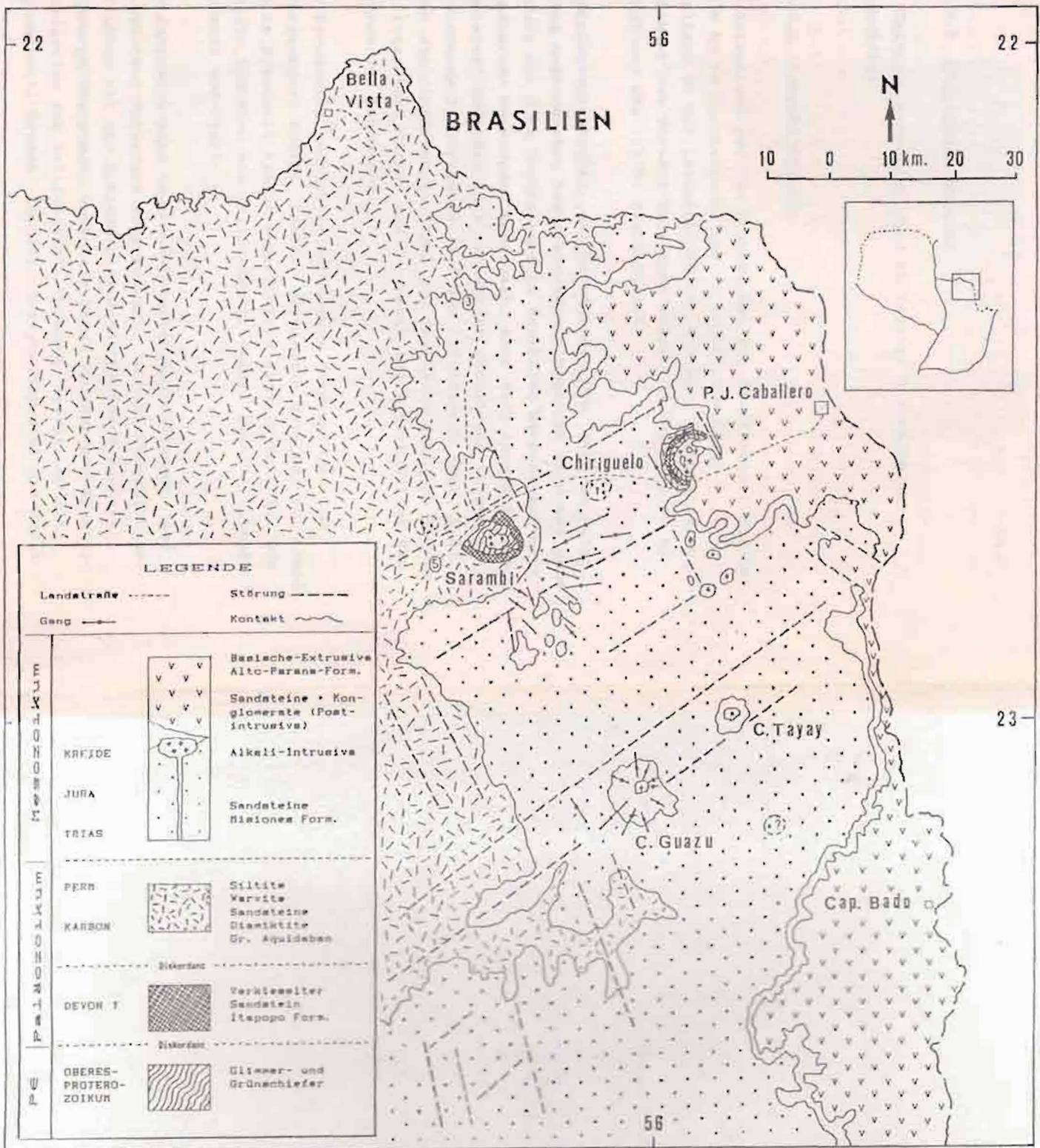


Abb. 2.5: Geologische Karte NE-Paraguays.
Verändert nach TAC (1981) und OEA (1975).

2.3.3.1 Chiriguelo-Komplex

Der Chiriguelo-Komplex wird ab Kapitel 3 ausführlich beschrieben.

2.3.3.2 Sarambi-Komplex

Der Intrusivkörper von Sarambi ist ein ringförmiger Komplex mit 8 km im Durchmesser, der 70 km WSW der Stadt P. J. Caballero an der Landesstraße Nr. 5 liegt. Der intrusive Charakter des Sarambi-Komplexes wurde von PALMIERI et al. (1974) und OEA (1975) festgestellt.

Morphologisch gesehen, ist Sarambi ein Dom, der von ringförmig angeordneten Sandstein-Hügeln begrenzt wird und eine Senkung von 4 km Durchmesser im zentralen Bereich aufweist. Ringsherum, vorwiegend außerhalb, aber auch innerhalb des Komplexes, befinden sich zahlreiche radial und tangential streichende Trachytgänge. Auf den Luftbildern (Abb. 2.6) ragen die ringförmigen Hügel und die Gänge deutlich hervor. Ein intrusiver Körper aus Pyroxenit und Syenit bildet das Zentrum des Komplexes.

Die Pyroxenite beinhalten vorwiegend Klinopyroxen und untergeordnet Apatit, Biotit, vereinzelt auch Calcit. Lokal ist im Pyroxenit Apatit angereichert (bis 35 Vol. %). Die Syenite bestehen aus Kalifeldspat, Augit, Biotit, Titanit, Magnetit und Pyrit.

Die Intrusiva sind in präkambrischen Quarz-Glimmer- und Kalksilikat-Schiefern aufgedrungen. Im Kontaktbereich der Intrusion mit den Schieferen sind die Gesteine kontaktmetamorph überprägt, wobei die jetzt vorliegende Mineralasoziation aus Kalifeldspat, Pyroxen, Biotit, Apatit, Wollastonit, Granat, Chlorit, Calcit, Magnetit und Pyrit

besteht. Magnetit macht lokal 25 Vol. % der Gesteinsmasse aus und tritt bandartig auf (MARIANO 1978, SANDERS 1981).

Nach SANDERS (1981) sind die aus Kalifeldspat, Aegirin, Nephelin und Titanit gebildeten Gesteine mit großer Wahrscheinlichkeit Produkte einer späteren alkalireichen Phase. Kleine Karbonatitgänge sind aus Sarambí von PALMIERI et al. (1974) und DEA (1975) beschrieben worden. Die Karbonatite bestehen aus feinkörnigem Calcit als Hauptmineral. Baryt, Coelestin und Fluorit treten als Akzessorien auf.

Außerhalb des Komplexes sind ringsum die Sedimentite des Paraná-Beckens aufgeschlossen. Die Stratigraphie der Rahmengesteine Sarambís ist der von Chiriguelo ähnlich (s. Abs. 3.5).

Nicht weit von Sarambí liegen 2 Erhebungen (Cerro Apuá, Cerro Perú) die Erosionsrelikte darstellen und aus Sandsteinen mit auffällig säuligen Strukturen bestehen. Die Sandsteine sind durch die Intrusion von trachytischen Gängen teilweise "in-situ" umgelöst und anschließend wiederverfestigt worden. Diese Umlösung und Wiederverfestigung führten nach QUADE (1986) und ARRIBAS & LATORRE (1982) zur Bildung erwähnter säulenförmiger Absonderungen. Die Sandsteine mit Säulenstruktur wurden von ECKEL (1959) als "Pseudotrachyt" bezeichnet.

Die Trachytgänge bestehen aus Sanidin, Biotit, Titanit und Erzmineralen (MARIANO 1978). Diese Gesteine sind den oben genannten Gängen der Umgebung von Sarambí ähnlich. In einer dieser Gänge (Arroyo Gasory) haben COMTE & HASUI (1971) ein K-Ar-Alter von 143 ± 8 Ma (Biotit) und 135 ± 7 Ma (Gesamtgestein) ermittelt. Aufgrund seiner chemischen und mineralogischen Zusammensetzung und seiner geographischen Lage gehört der Gang von Arroyo Gasory zum Sarambí-Komplex und nicht zum Chiriguelo-Komplex wie COMTE & HASUI (op. cit.) vermutet hatten.

N
↑

0 2 km

Abb. 2.6: Ringstruktur des Sarambi-Komplexes. Die ringförmigen Hügel sind überwiegend aus verkieselten Sandsteinen gebildet. Die Einsenkung im Zentrum des Komplexes besteht aus einer Mischung von Pyroxeniten und Syeniten. Einige der zahlreichen Gänge, die sich ringsherum außerhalb des Komplexes befinden, sind rechts unten im Bild zu erkennen.

N
↑

0 2 km

Abb. 2.7: Kegelförmige Erhebung des Guazú-Komplexes. Man beachte die fast perfekte radiale Struktur und zentrale Einsenkung. (Beide Photos vom I.G.M.*).

2.3.3.3 Guazú-Komplex

Der Guazú-Komplex liegt 65 km S-SW von P.J. Caballero und 50 km westlich von Capitán Bado. Auf Luftbildern (Abb. 2.7) erkennt man den Guazú-Komplex als eine große kegelförmige Erhebung von 9 km im Durchmesser, die aufgrund ihrer Morphologie, fast perfekt radialen Struktur und ihrer markanten zentralen Einsenkung einem Vulkan ähnlich ist.

Geologisch gesehen, ist der Guazú-Komplex als eine große Quellkuppe aufzufassen, der von äolischen Quarz-Sandsteinen bedeckt ist. Diese Sandsteine wurden von einem Stock und zahlreichen radial angeordneten Gänge durchstoßen und zu einer Kuppel aufgewölbt. Die radialen Gänge bilden aufgrund ihrer größeren Verwitterungsresistenz schmale Rippen, die sich deutlich in der Morphologie abheben.

Nach MARIANO (1978) ist der Stock ein Biotit-Shonkinit und die radialen Gänge sind Augit-Leucit-Lamprophyre. Die Shonkinite haben eine Zusammensetzung, die aus Sanidin, Augit, Biotit und Magnetit besteht. Der Calcitgehalt ist oft größer als 5 Vol-%.

Die Lamprophyre beinhalten Einsprenglinge aus Augit, Zeolith, Biotit und Apatit in einer aus Kalifeldspat, Aegirin und Biotit bestehenden Grundmasse. Die Shonkinite und Lamprophyre sind teilweise fenitisiert. Anhand der Biotite wurde ein geochronologisches K-Ar-Alter von 117 ± 4 Ma für den Shonkinit angegeben (MARIANO 1978).

Die zahlreichen, sich weit in die Umgebung erstreckenden grobkörnigen Gesteine des Guazú-Komplexes sind von OEA, (Proyecto Aquidabán, 1975) als pyroklastische Gesteine interpretiert worden; dagegen werden sie von MARIANO (1978) als sedimentäre Konglomerate angesehen.

2.3.3.4 Tayay-Komplex

Etwa 11 Kilometer NE von Cerro Guazú, entlang der Capitán Sado-Antiform, befindet sich eine große Erhebung, die in den topographischen Karten Cerro Tayay genannt wird. Auf Luftbildern wird deutlich, daß der Cerro Tayay kleiner (4 km Durchmesser) als der Guazú-Komplex ist, diesem aber sehr ähnelt. Der Cerro Tayay hat eine kegelartige Form, eine radiale Struktur und eine kleine Einsenkung im Zentralbereich. Die Nebengesteine sind, wie in dem Guazú-Komplex, Quarz-Sandsteine.

Aeromagnetometrische Messungen (HALES 1980) ergaben für den Tayay-Komplex eine große Anomalie. Hieraus kann man schließen, daß im Untergrund mafische oder ultramafische Intrusivgesteine anstehen. Nähere Anhaltspunkte gibt es nicht, da dieses Gebiet von einer sehr dichten, schwer zu durchdringenden Vegetation bedeckt ist.

2.3.3.5 Intrusiva des Ypané

Zehn Kilometer südlich von Chiriguelo am rechten Ufer des Ypané-Flusses und an der südlichen Verwerfung der Ponta Porá-Antiform befinden sich einige steil aufsteigende Hügel, die einen Halbkreis andeuten. Auf Luftbildern (Maßstab 1:60.000) sind verschiedene Stöcke und Gänge zu unterscheiden. Analog zu den erwähnten Intrusiva dieser Provinz nimmt der Autor an, daß die Intrusionen des Ypanés alkalischer Herkunft sind. Diese Hypothese muß jedoch durch Geländearbeit belegt werden.

TABELLE 1

Tabellarische Übersicht der Alkali-Komplexe Paraguays

Alto Paraguay-Provinz

<u>Intrusivkomplex</u>	<u>Gesteine</u>	<u>Geologie</u>	<u>Bibliographie</u>
Fte. Olimpo 57°54'W, 21°05'S	Porphyr	Porphyritischer Gang mit Baryt-Adern	DUGRATY 1865 ECKEL 1959 PUTZER & VAN DEN BOOM 1962
Bei Puerto Guarani 58°02'W 21°32'S	Foyaite, Alkali-Syenit, Foid-führende- Syenit	Verschiedene Vorkommen von Alkali-Gesteinen. Fortsetzung des Massiv Fecho dos Morros	PUTZER 1962 PUTZER & VAN DEN BOOM 1962 CARNIER 1913
San Carlos 57°21'W, 22°14'S	Alkali- Intrusiva	Intrusivkörper	HUTCHINSON 1979
Buena Vista 57°27'W, 22°21'S	Phonolith	Phonolitischer Intrusivkörper	DEA 1975
Santa Maria 57°31'W, 22°42'S	Nephelin- Basalt	Ganggesteine die eöf. Kalksteine durchdrungen haben	POEHLMANN 1886
Centurion 57°31'W, 22°42'S	Phonolith, Syenit	Syenit- und Phonolitgänge haben p.c. Glimmerschiefern und Metasandsteine durchdrungen	CARNIER 1911 GOLDSCHAG 1913 ECKEL 1959 PUTZER 1962 PUTZER & VAN DEN BOOM 1962

Amambay-Provinz

C. Chiriguelo 55°57'W, 22°37'S	Karbonatit, Nephelin-Syenit, Syenit, Fenit, Trachyt und Basalt	Ringförmiger Alkali-Komplex mit zentralem Karbonatit- Gangschwarm und hoch ent- wickeltem Fenitizierungshof. Teilweise mit Basalten und post-intrusiven Sedimentge- steinen bedeckt. Alter: 128 Ma. für die Karbonatite	GROSSI SAD 1972 BERBERT & TRIGUIS 1973 DEA 1975 PREMOLI & VELAZQUEZ 1981 DRUECKER 1981 LIVIERES & QUJADE 1986
C. Sarambi 56°14'W, 22°45'S	Pyroxenit, Syenit, Karbonatit, Trachyt, Fenit, Glimmerschiefer, Quarzit. Nebengesteine sind Sedimentiten des Paraná-Beckens	Ringförmige Intrusion mit zentraler Einsenkung. Zahlreiche radiale und tangential Trachytgänge. Alter: 143 Ma (Biotit) und 135 Ma (Gesamtgesteine) Zwei kleinere Alkali-Intru- siva (C. Apuá und C. Peró) liegen in der Umgebung von Sarambi	PALMIERI et al. 1974 DEA 1975 MARIANO 1978 SANDERS 1981 COMTE & HASUI 1971 HAGGERTI & MARIANO 1983

<u>Intrusivkomplex</u>	<u>Gesteine</u>	<u>Geologie</u>	<u>Bibliographie</u>
C. Guazú 56°02'W, 23°05'S	Shonkinit, Lamprophyr, Sandstein, Konglomerat	Alkali-Komplex, 9 km Durchmesser, mit markanter radialer Bruchbildung und zentraler Einsenkung. Die Intrusiva bestehen aus einem Shonkinitstock und radialen Lamprophyrgängen Alter: 117 ± 4 Ma. (Shonkinit)	DEA 1975 MARIANO 1978 DRUECKER 1981
C. Tayai 55°53'W, 23°00'S	Ultramafisch- karbonatitische Intrusion ?	Kegelförmige Erhebung mit radialer Struktur und zentraler Einsenkung	
Ypané 55°54'W 22°48'S	Alkali-Stöcke und Gänge ?	Mehrere spitze Hügel, die auf Luftbildern einen Halbkreis andeuten	

Zentralprovinz

Sapukai 56°58'W 25°41'S	Phonolith, Latit, Shonkinit, Brekzia, Syenodiorit	Großer Alkali Ringkomplex. Zahlreiche Gangschwärme und Laven. Alter: 180 - 100 Ma. für die verschie- denen Intrusivphasen	ECKEL 1959 PUTZER 1962 VERA & PENAYO 1967 COMTE & HASUI 1971 PALMIERI & ARRIBAS 1975
Potrero Ybate 56°57'W 25°47'S	Phonolit- und Latit- Laven. Intrusiv- Brekzia, Shonkinit, Syenit, Syenodiorit	3 Km im Durchmesser, halbkreisförmige Struktur	DRUECKER 1981
Ybytí 56°48'W, 25°47'S	Nephelinbasalt	Porphyrische Gangge- steine	HIBSCH 1891 ECKEL 1959 PUTZER 1962
Apitaguá 56°53'W, 25°55'S	Essexit	Essexitstock	ECKEL 1959 PUTZER 1962
Cerro San José (bei Ybycui) 56°55'W, 26°00'S	Essexit	Kleiner Essexit-Aufbruch. Kontaktmetamorphe Gesteine sind ringsum der Intrusion zu erkennen	PUTZER 1962
Cerro Aguapety 56°22'W, 25°31'S	Shonkinit, Nephelin-Syenit	Kleiner Stock, der Ge- steine des Permokarbon durchdrungen hat.	PUTZER 1962 PUTZER & VAN DEN BOOM 1962
Mbcayaty 56°23'W, 25°44'S	Shonkinit, Nephelin-Syenit	Zwei verschiedene Intru- sionen sind in diesem kleinen Komplex zu vermuten. Alter: 139 bis 128 Ma.	HARRINGTON 1950 ECKEL 1959 PUTZER 1962 MARIANO 1978 BITSCHENE & LIPPOLT 1984

<u>Intrusivkomplex</u>	<u>Gesteine</u>	<u>Geologie</u>	<u>Bibliographie</u>
C. Capiitindy 6,5 km östlich von Mbocayaty	Augit-Trachyt	Kleiner Intrusivkörper	MARIANO 1978
Villarrica 56°18'W, 25°47'S	Glimmerporphyr	4-meter mächtige Gänge mit N 25° E Streichen	HARRINGTON 1950 ECKEL 1959 PUTZER 1962
Ybyturuзу 56°12'W, 25°52'S	Trachyt, Essexit, Foid-Syenite	Spätjurassisch-unter- kretazischer zirkularer Intrusivkomplex. Assoziiert mit deutlichen NW und NE Lineamenten	BITSCHENE & LIPPOLT 1984
C. Cristo Redentor 57°08'W, 25°36'S	Porphyritischer Rhyolit ?	Intrusivkörper	DEGRAFF et al. 1981
Santo Tomas 57°07'W, 25°25'S	Essexit, Melasyenodiorit	Intrusion am östlichen Rand der Ypacaray-Senke Alter: 132 ±10 Ma	COMTE & HASUI 1971 MARIANO 1978 DEGRAFF et al. 1981
Soto Cañete 57°04'W 25°36'S	Essexit	Gangförmige Intrusiva mit NW-SSE Streichen, die präkambr. Gesteine durchdrungen haben	PUTZER 1962 PUTZER & VAN DEN BOOM 1962
Cerro Vera 57°08'W, 25°35'S	Essexit	Kleiner Stock	PUTZER 1962 PUTZER & VAN DEN BOOM 1962
Cerro Porteño 57°08'W, 25°40'S	Basalt, ? Melatrachyt	Trachytische Intrusiva	PUTZER 1962 MARIANO 1978
C. Yariguáá 10 km N-NE von Acahay	Phonolith	Intrusivkörper	MARIANO 1978
Acahay 57°09'W, 25°54'S	Nephelin-Syenit, Syenodiorit	Dieser Komplex ist von ECKEL (1959) als ein erloschener Vulkan interpretiert worden. Wahrscheinlicher aber handelt es sich um einen hypabisalen Pluton	ECKEL 1959 PUTZER 1962 MARIANO 1978 PUTZER & VAN DEN BOOM 1962
Arrua-i 57°21'W, 25°20'S	Skonkinit	Eruptivkörper der die Misiones-Fm. durchbrochen hat	PUTZER 1962 PUTZER & VAN DEN BOOM 1962 FACETTI & PRATS 1973

<u>Intrusivkomplex</u>	<u>Gesteine</u>	<u>Geologie</u>	<u>Bibliographie</u>
Newby 57°31'W 25°24'S	Basanit Nephelinit	Halskuppe Alter: 45 Ma	PUTZER 1962 PALMIERI & VELAZQUEZ 1982
Lambare 57°37'W 25°21'S	Basanit Nephelinit	Halskuppe	PUTZER 1962
Tacuabú 57°38'W 25°18'S	Basanit Nephelinit	Halskuppe	PUTZER 1962
Cerro Verde 57°30'W 25°05'S	Basanit Nephelinit	Halskuppe	PUTZER 1962
Cerro Confuso 57°33'W 25°07'S	Basanit Nephelinit	Halskuppe	PUTZER 1962

3 Geologie des Chiriguelo-Komplexes

3.1 Frühere Arbeiten

Die geologische Untersuchung NE-Paraguays begann Ende der 50er Jahre, als PUTZER und Mitarbeiter im Rahmen eines technischen Hilfsprogrammes der BR Deutschland Untersuchungen in diesem Gebiet durchführten. In seiner 1962 veröffentlichten Arbeit beschrieb PUTZER die Permokarbon-Sedimente, die Basalt-Ergüsse und einen mächtigen Kalzit-Gang (Karbonatit) des Chiriguelo-Gebietes.

Die Bezeichnung "Chiriguelo-Komplex" ist zum ersten Mal von GROSSI SAD (1972) verwendet worden. In nicht veröffentlichten Beiträgen stellten GROSSI SAD (op. ct.) und GROSSI SAD & RESENDE FILHO (1973) eine photogeologische Karte in Maßstab (1:20.000) des Komplexes dar, beschrieben petrographisch einige lithologische Einheiten und werteten die geochemischen Anomalien von Nb, P, Ti und Cu aus.

In der ersten Veröffentlichung über diese Intrusion haben BERBERT & TRIGUIS (1973) das Vorkommen von Karbonatiten, Syeniten und Doleriten (Diabasen) in dieser Struktur beschrieben.

Eine wichtige Arbeit über die gesamte Geologie und Stratigraphie vom nördlichen Ost-Paraguay ist dem Proyecto Aquidabán, "OEA", (1975) zu verdanken. In diesem Beitrag wurden zum ersten Male die drei größten Intrusivkomplexe des Gebietes Chiriguelo, Sarambi und Cerro Guazú erwähnt.

Während eines Uranexplorationsprogrammes, das von der "International Atomic Energy Agency" gefördert worden ist, wurde der Chiriguelo-Komplex radiometrisch und geologisch untersucht (PREMOLI & VELAZQUEZ 1981). Im Rahmen dieses Programmes wurden eine radiometrische Anomalienkarte

erstellt und chemische Analysen der Pyrochlormineralie in den Karbonatiten durchgeführt.

Prospektionen auf Nb, P, Ce und La wurden im Chiriguelo-Gebiet von der nordamerikanischen Gesellschaft "The Anschutz Corporation" in den Jahren 1977-1982 durchgeführt. Eine Vielzahl unveröffentlicher Arbeiten, geologischer Karten (in den Maßstäben 1:60.000 und 1:16.000) stammen aus diesem Untersuchungsprogramm. Diese Berichte (u.a. PATINO 1978, MARIANO 1978, DRUECKER 1981, HALES 1980) und die Proben mehrerer Kernbohrungen befinden sich in den Archiven der "Dirección de Recursos Minerales" (M.O.P.C.)*, Asuncion.

3.2 Geographische Übersicht

Der Chiriguelo-Komplex, eine Karbonatitintrusion, liegt in NE-Paraguay, 25 km SW von Pedro Juan Caballero, der Hauptstadt der Amambay-Provinz. Das Zentrum des Komplexes liegt auf 22° 37'-Breite und 55° 57'-Länge. Die höchste Erhebung des Komplexes erreicht 650 m ü. NN, ihr Durchmesser beträgt knapp 7 km. Der Chiriguelo-Komplex bedeckt somit eine Fläche von fast 40 qkm. Die Größe dieser Fläche entspricht etwa der der bekannten brasilianischen Karbonatitkomplexe von Tapira und Salitre.

Von P. J. Caballero aus gelangt man über die Landesstraße Nr. 5 zum Arbeitsgebiet, in welchem es mehrere nicht befestigte Wege gibt, die allerdings nur in der Trockenzeit befahrbar sind. In diesem Gebiet liegen drei Ortschaften, im Südosten Chiriguelo, im Südwesten Itapopó, und im Zentrum des Komplexes Cumbre.

Chiriguelo liegt am Rande von zwei großen morphologisch ausgereiften Landschaften. Im Osten erstreckt sich ein

* M.O.P.C.: Ministerium für öffentliche Bauten und Verkehr, Asunción, Paraguay



Abb. 3.1: Luftbild des Chiriguano-Komplexes. Drei ringförmige Strukturen sind im westlichen und nördlichen Bereich zu unterscheiden. In den östlichen und südlichen Bereichen des Komplexes wurden diese Strukturen von Basalt-Ergüssen überdeckt. Man beachte die ausgeprägten radialen Störungen (Photo nach I. G. M.).



Abb. 3.2: Blick von West nach Ost auf den Chiriguano-Komplex. Im Vordergrund des Bildes liegt eine weite Ebene, die sporadisch von Tafelbergen unterbrochen wird. Im Hintergrund ist die kuppelartige Struktur des Chiriguano-Komplexes zu erkennen (Photo nach Delio Grué).

weites Basalt-Plateau mit einer Höhe von 450 m ü. NN, das durch ein sanftes, rundhügeliges Landschaftsbild charakterisiert ist. Auf diesen Basalten, die einen Teil des Chiriguelo-Komplexes bedecken, hat sich ein roter, lateritischer, sehr fruchtbarer Boden entwickelt. Dort, wo man den Wald gerodet hat, wird intensive Landwirtschaft betrieben.

Im Westen von Chiriguelo erstreckt sich eine weite Ebene mit einer durchschnittlichen Höhenlage von 300 m ü. NN, die sporadisch von Tafelbergen unterbrochen wird. PUTZER (1962) beschrieb diese Morphologie als Zeugenberglandschaft. Die Tafelberge sind Erosionsreste, die infolge einer durch den Magmatismus hervorgerufenen Verkieselung und Rekristallisierung der Sandsteine besonders verwitterungsresistent geworden sind. Diese Ebene ist von einem 2 m mächtigen schluffig-sandigen Boden bedeckt.

3.3 Geologie und Geomorphologie

Aus der Luft gesehen, sind in den westlichen und nördlichen Teilen des Chiriguelo-Gebietes drei verschiedene ringförmige Strukturen zu erkennen (Abb. 3.1). Die durch ihre Morphologie am deutlichsten hervortretende Struktur ist die mittlere, die aus extrem widerstandsfähigen Sandsteinschichten besteht und ausgeprägte Ringwälle bildet. Der innere Höhenzug dieses Komplexes, dessen Hügel aus massigen Alkali-Gesteinen aufgebaut sind, ist am undeutlichsten erkennbar. Der äußere Höhenzug wird aus psammitischen Schichten gebildet, die zu den Sedimentiten des Paraná-Beckens gehören. In den östlichen und südlichen Bereichen des Ringkomplexes können diese Erhebungen nicht beobachtet werden, weil diese Gebiete von effusiven basaltischen Gesteinen überdeckt sind.

Die geologische Karte von Chiriguelo, die auf der Grundlage von Geländearbeiten während der Monate November 1984 - März

1985 erstellt wurde, ist in Anlage 1 beigelegt. Aus dieser Karte ist zu ersehen, daß der Komplex im NNW und im W von den Sedimentiten des Paraná-Beckens umgeben ist. In östlicher Richtung werden diese Sedimentite durch Störungen begrenzt und von Laven überdeckt.

Die Form des Komplexes wird durch den oben beschriebenen mittleren Sandstein-Höhenzug nachgezeichnet. An den Außenflanken der Intrusivgesteine befinden sich im Westen, Norden und Osten schwach bis stark fenitisierte Quarz-Glimmerschiefer und untergeordnet Grünschiefer. Diese leicht erodierbaren Schiefer sind zwischen den Sandstein-Ringwällen (mittlere Struktur) und den Syenit-Hügeln (innerer Höhenzug) aufgeschlossen. Der zentrale Bereich der Intrusion besteht aus stark verwitterten, massigen Alkali-Gesteinen.

Große Flächen innerhalb des Komplexes sind von sandigen und konglomeratischen Sedimentiten und basaltischen Laven bedeckt. Diese Bedeckung muß als post-intrusiv angesehen werden, da diese Gesteine als einzige keine ringförmige Struktur aufweisen und jeweils die anderen Einheiten überlagern. Die vom Basalt eingenommenen Flächen bilden morphologisch flache Strukturen und sind mit Roterden bedeckt. Die Flächen auf post-intrusiven Sedimentgesteinen weisen auch ein flaches Relief auf, aber im Gegensatz zu den vorgenannten Strukturen ist der sandige Anteil dieser Böden größer.

Ein kleiner Bereich nahe der Mitte des Rings wird von schmalen (bis 6 m mächtigen) karbonatitischen und silikokarbonatitischen Gängen eingenommen. Eine beginnende Karstbildung, durch Dolinen angezeigt, ist im zentralen Bereich entwickelt. Gänge trachytischer Zusammensetzung (bis 2 m mächtig) sind im westlichen und südwestlichen Teil der Intrusion gelegentlich anzutreffen.

3.4 Bauplan

Der strukturelle Bauplan von Chiriguelo ist verhältnismäßig einfach. Durch die Intrusion wurden die älteren Nebengesteine aufgewölbt und zu einer kuppelartigen Struktur verstellt (Abb. 3.2). Die verschiedenen lithologischen Einheiten sind konzentrisch um einen zentralen Karbonatit-Kern angeordnet. Die Schieferung des intrudierten Grundgebirges fällt auf Grund der Verkippung im allgemeinen steil ein (75 bis 90°). Im Umfeld des Ringkomplexes fallen die Schichten des Paraná-Beckens radial streichend nach außen ein. Ein schematischer Querschnitt des Komplexes ist in Abbildung 3.3 dargestellt.

Mehrere geradlinige radiale, auch konzentrische Brüche sind durch die Intrusion entstanden. Die in der geologischen Karte eingetragenen Störungen wurden durch Interpretation von Luftbildern und Beobachtungen im Gelände ermittelt.

Innerhalb des Komplexes folgt das Entwässerungsnetz den Störungen. Selbst der größere Aquidabán-Fluß, der außerhalb der Intrusion fließt, hat seinen Verlauf der Komplexstruktur angepaßt. Nach LOPEZ VERGARA (1978) kann das Entwässerungssystem Chiriguelos als radial, ringförmig und zentrifugal bezeichnet werden (Abb. 3.4) und besteht aus:

- 1) der Ringstruktur folgenden Bächen, die entlang der leichter erodierbaren Einheiten fließen,
- 2) radialen Bächen, die transversal zu den Ringwällen verlaufen und
- 3) kleinen Bergabhängbächen, die in die parallel zur Ringstruktur fließenden Bäche münden.

An Stellen, wo die radialen Bäche die Ringwälle durchbrechen, sind durch den unterschiedlichen Erosionswiderstand verkieselter Sandsteine und anderer Schichten 3 bis 4 m hohe Wasserfälle entstanden.

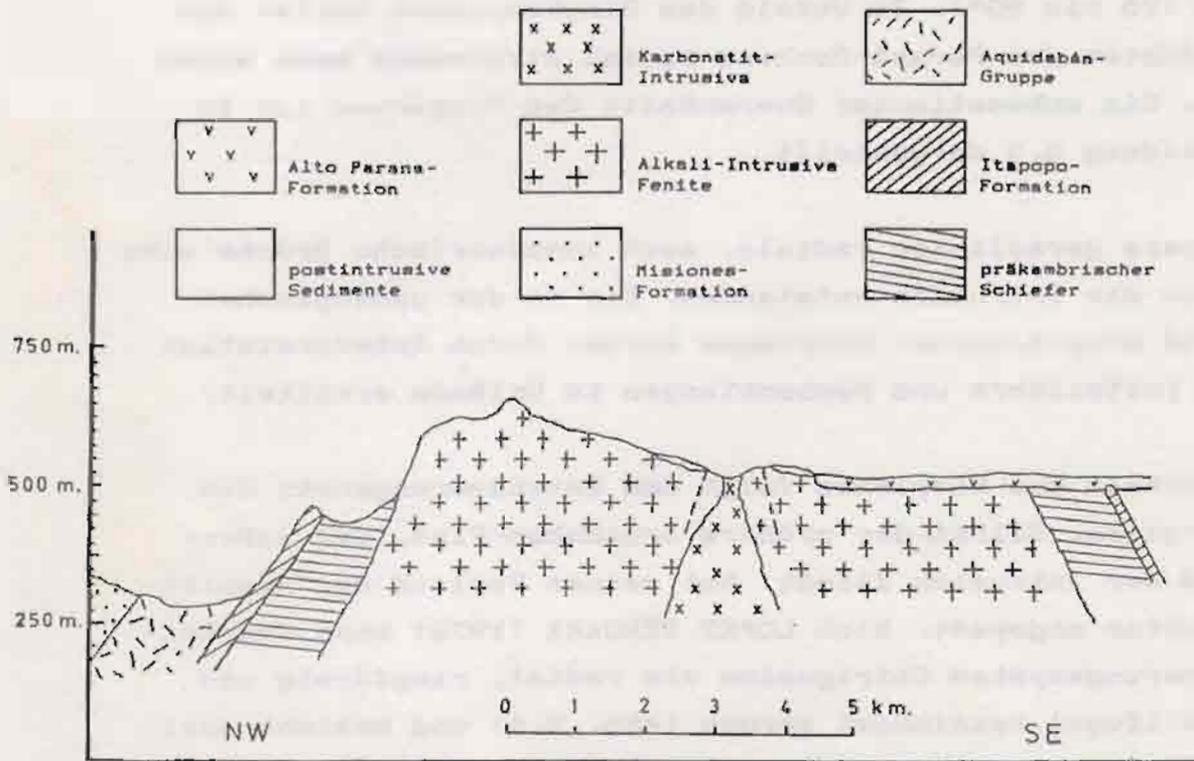


Abb. 3.3: Schematischer Querschnitt des Chiriguano-Komplexes.

STRATIGRAPHISCHES PROFIL DES CHIRIGUELO GEBIETES

ALTER FORMATIONS- MÄCHTIG- PROFIL
NAME KEIT

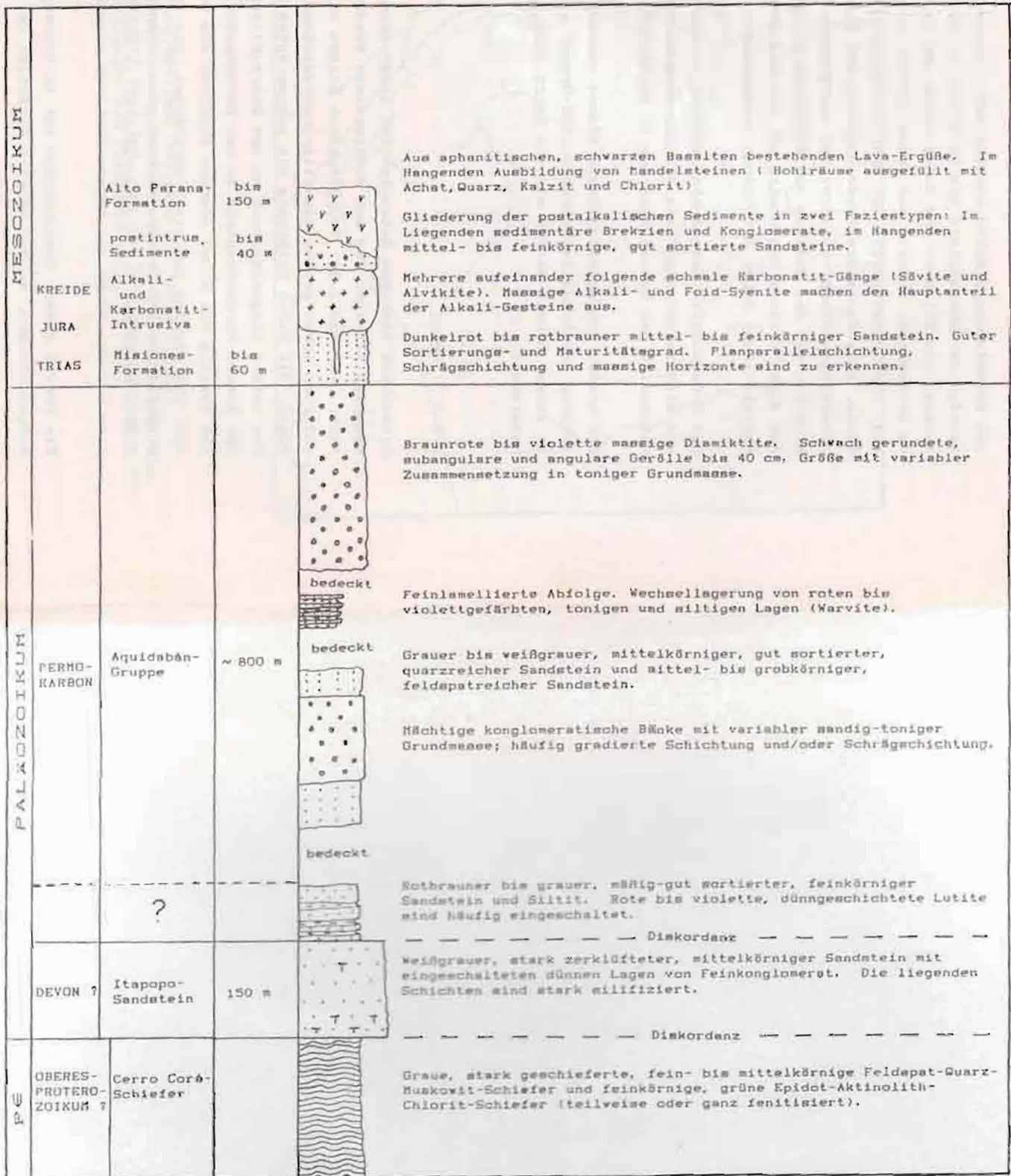


Abb. 3.5

den Schieferungsflächen ausgebildet. In einigen Proben beträgt der Quarzanteil bis zu 67 Vol %. Ein markanter Wechsel von Glimmer- und Quarz-Lagen ist in diesen Proben zu beobachten. Chlorit und Granat treten als Akzessorien auf. Die Schiefer sind oft sehr verwittert und dadurch mürbe. Eine fortschreitende Änderung der Struktur und Mineralogie dieser Schiefer ist vom äußeren Ring aus in Richtung auf das Zentrum des Komplexes zu beobachten. Auf diese Veränderungen wird bei der Beschreibung der Fenitisierung (Abs. 3.6) näher eingegangen.

Die Grünschiefer zeigen eine weniger markante Schieferung und sind feinkörniger als die Glimmerschiefer. Chlorit, Aktinolith und Granat kann man in Handstücken erkennen.

Mit großer Wahrscheinlichkeit können die Schiefer als Fortsetzung der brasilianischen Cuiabá-Gruppe angesehen werden. In dieser Arbeit werden sie als Cerro Corá-Schiefer bezeichnet.

3.5.2 Devon

Diskordant über den Metamorphiten liegt eine 120 bis 150 m mächtige Abfolge, die aus verkieselten Sandsteinen besteht (Abb. 3.3. und 3.5). Topographisch bilden diese Gesteine aufgrund ihrer großen Verwitterungsresistenz längliche Hügel, die einen Halbkreis mit ausgeprägtem Relief bilden. Der innere Liegendkontakt zu den Quarz-Glimmerschiefern und der äußere Hangendkontakt zu den Permokarbon-Sedimentiten ist jeweils mit einer starken Änderung des Reliefs verbunden. Die Abfolge ist stark zerklüftet. Die unregelmäßig orientierten Brüche verursachten eine intensive Zerblockung dieser Gesteine. Die Bruchstrukturen in den Sandsteinen sind auf den Höhen der Rippen deutlich erkennbar.

Ein Profil dieser Schichtfolge ist an Probenpunkt C-12 aufgeschlossen, wo das saigere Einfallen der Abfolge und

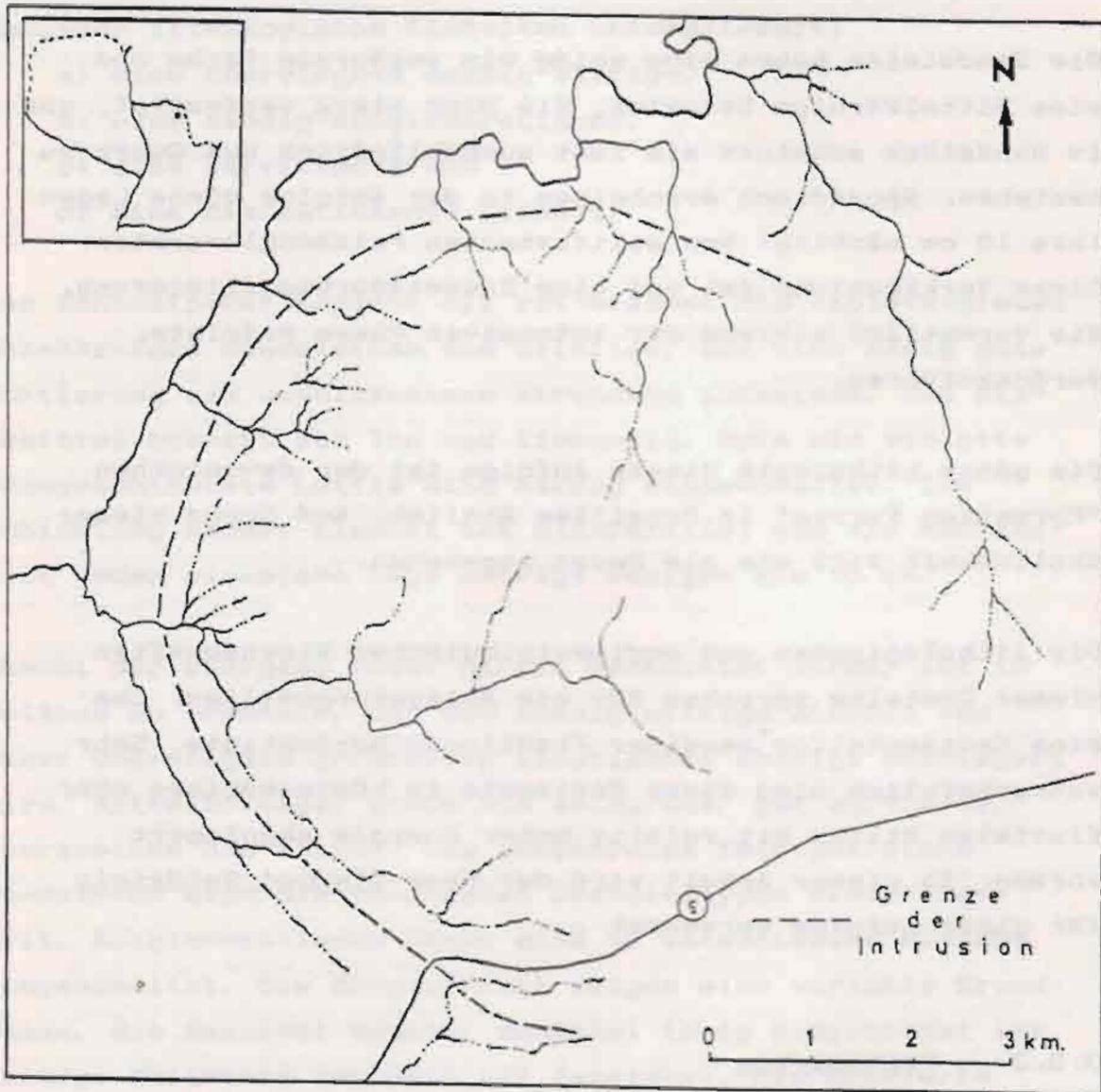


Abb. 3.4: Ringförmiges, radiales und zentrifugales Entwässerungsnetz des Chiriguano-Komplexes. Man erkennt deutlich, wie das Entwässerungssystem den Störungen des Komplexes folgt.

die ursprüngliche Schichtung beobachtet werden kann. Ein waagerechtes Scherklufsystem täuscht in diesen Sandsteinen eine Schichtung vor, die als Pseudoschichtung bezeichnet werden kann (Abb. 3.6a).

Die Sandsteine haben eine weiße bis weißgraue Farbe und eine mittelkörnige Struktur. Sie sind stark verfestigt, und im Handstück scheinen sie fast ausschließlich aus Quarz zu bestehen. Sporadisch erscheinen in der Abfolge dünne Lagen (bis 10 cm mächtig) von silifizierten Feinkonglomeraten. Diese Verkieselung ist auf eine Kieselsäuremobilisierung, die vermutlich während der intrusiven Phase erfolgte, zurückzuführen.

Die ganze Lithologie dieser Abfolge ist der devonischen "Formation Furnas" in Brasilien ähnlich. Auf Grund dieser Ähnlichkeit wird sie als Devon angesehen.

Die lithologischen und sedimentologischen Eigenschaften dieser Gesteine sprechen für ein Ablagerungsmilieu, das eine Sedimentation sandiger Fraktionen begünstigte. Sehr wahrscheinlich sind diese Sedimente im küstenmarinen oder fluvialen Milieu mit relativ hoher Energie abgelagert worden. In dieser Arbeit wird der Name Itapopó-Sandstein für diese Abfolge verwendet .

3.5.3 Permokarbon

Stratigraphisch im Hangenden der beschriebenen Sandsteinabfolge, aber topographisch tiefer gelegen (Abb. 3.3 und 3.5) folgt eine mächtige, sehr heterogene, klastische Gesteinsserie. Sie zeigt eine große Variabilität sowohl in der Korngröße als auch im Maturitätsgrad, und weist große laterale und vertikale fazielle Änderungen auf. Das Schichtpaket besteht hauptsächlich aus Sandsteinen, Siltiten, Warviten und Diamiktiten. Aufgrund einer

weiträumigen Bodenbedeckung konnte jedoch nicht das gesamte Profil beobachtet werden.

Das Profil wurde vom Liegenden (a) zum Hangenden (d) in folgende lithologische Einheiten untergliedert:

- a) eine überwiegend sandig-siltige,
- b) eine sandig-konglomeratische,
- c) eine warvite und
- d) eine diamiktische Einheit.

Das Schichtpaket beginnt mit rot-braunen bis violett-grauen feinkörnigen Sandsteinen und Siltiten, die eine mäßig gute Sortierung und unvollkommene Abrundung aufweisen. Das Bindemittel besteht aus Ton und Eisenoxid. Rote bis violette dünngeschichtete Lutite sind häufig eingeschaltet. Die Schichtung dieser Einheit ist planparallel und die Mächtigkeit jeder einzelnen Lage beträgt weniger als 10 cm.

Obwohl der Übergang nicht direkt beobachtet wurde, ist im Gelände zu erkennen, daß die sandig-siltige Einheit von einer überwiegend grobkörnig klastischen Abfolge überlagert wird. Mittelkörnige, graue bis weißgraue, gut sortierte, quarzreiche und mittel- bis grobkörnige feldspatreiche Sandsteine sind die häufigsten Gesteinstypen dieser Einheit. Konglomeratische Bänke sind in verschiedene Niveaus eingeschaltet. Die Konglomerate zeigen eine variable Grundmasse, die manchmal sandig, manchmal tonig ausgebildet ist. Massige Horizonte wechseln mit Bereichen, die gradierte Schichtung und Schrägschichtung zeigen. Siltite und Lutite treten untergeordnet auf.

Über dieser grobkörnigen Einheit liegt eine sehr feinkörnige und feinblättrige Abfolge, die aus tonigen und siltigen Plättchen besteht. Diese Wechselfolge wurde als Warvenschichtung interpretiert.

Dieses Schichtpaket wird im Hangenden von einer mächtigen Einheit von braunrot bis violett gefärbten Diamiktiten

abgeschlossen. Die grobkörnige polymikte Fraktion besteht überwiegend aus Quarzit- und Gangquarz-Geröllen.

Die vorherrschend rote Färbung dieser Abfolge spricht für eine Ablagerung in oxidischem Milieu und ist vorwiegend durch hohe Tongehalte der Sedimentite bedingt. Sandsteine mit geringem Tongehalt zeigen dagegen eine weißgraue Färbung. Die Mächtigkeit der gesamten Abfolge wird auf ca. 800 m geschätzt.

Die sedimentologischen und lithologischen Eigenschaften dieser Schichtfolge zeigen, daß die Sedimente in einem komplexen fluvialen und lakustrinen Milieu unter glazialem Einfluß abgelagert wurden (PETRI und FULFARO 1983).

HARRINGTON (1950), ECKEL (1959) und PUTZER (1962) haben dieses Schichtpaket Tubarao-Serie, nach ähnlichen Gesteinsfolgen im östlichen Teil des Parana-Beckens, genannt. In der Studie der DEA (1975) wird vorgeschlagen diese Gesteine Aquidabán-Gruppe zu nennen, da sie am Ufer des Aquidabán-Flusses besonders gut aufgeschlossen sind und eine Fortsetzung der brasilianischen "Grupo Aquidauana" (ALMEIDA 1954) darstellen. Diese Terminologie wird in dieser Arbeit übernommen.

Die besten Aufschlüsse der Aquidabán-Gruppe sind westlich von Itapopó, entlang der Landesstraße Nr. 5 und im Norden des Komplexes, zu finden.

Das Alter der "Grupo Aquidauana" hat häufig Anlaß zu Diskussionen gegeben, da Paläontologen diese Abfolge aufgrund ihrer endemischen Fauna und Flora unterschiedlich eingestuft haben. Aufgrund eines Pollen-Studiums, haben DAEMON und QUADROS (1970) für die "Grupo Aquidauana" ein neokarbone bis mittelpermisches Alter ermittelt. Dieses Alter wird auch für die paraguayische Fortsetzung, die Aquidabán-Gruppe, übernommen.

Nach PETRI & FULFARO (1983) sind die Bedingungen, die zur Ablagerung der Grupo Aquidauana geführt haben, bis zum Anfang des Mesozoikum konstant geblieben, was den Übergang dieser Gruppe zu den Sandsteinen der Botucatú- bzw. Misiones-Formation erklärt. Beobachtungen im Rahmen dieser Arbeit unterstützen diese Hypothese für das NE-Gebiet Paraguays.

3.5.4 Trias-Jura

Mit einem markanten lithologischen Wechsel liegt auf den Permokarbon-Schichten eine sandige Abfolge, die aus mittel- bis feinkörnigen, gut gerundeten Quarzkörnern besteht. Die Gesteine, die überwiegend eine helle bis dunkelrot-braune Farbe zeigen und zuweilen gefleckt sind, weisen einen guten Sortierungs- und Maturitätsgrad auf. Die Hauptkomponente ist Quarz. Stark verwitterte und kaolinitisierte Feldspäte treten oft als Nebengemengteile (ca. 5 Vol %) auf.

Die Gesteine sind durch eine tonige Grundmasse und Eisenoxide verfestigt. In den Aufschlüssen treten sowohl parallel (2 bis 7 cm mächtige Lagen) als auch schräggeschichtete Partien auf. Daneben sind auch massige und dickbankige Horizonte aufgeschlossen.

Eine sekundäre Verkieselung entlang engständiger, unregelmäßiger Spaltflächen ist typisch für diese Gesteine. Rings um den Komplex zeigen diese Sandsteine ein Einfallen von 45°. Sie bilden den äußersten Ring der Chiriguélo-Struktur. Die oberen Schichten dieser Formation bilden außerhalb des Komplexes Tafelberge mit steilen Hängen. An diesen "Mesas" genannten Zeugenbergen kann man mächtige Partien mit Schrägschichtung beobachten (Abb. 3.6b).

Aufgrund ihrer lithologischen Eigenschaft sind diese Gesteine als Misiones-Sandsteine (HARRINGTON 1950) bezeichnet worden. Sowohl HARRINGTON (op. cit.) als auch



Abb. 3.6a: Aufschluß im verkieselten Itapopó-Sandstein (Probenpunkt C-12). Ein horizontales Kluftsystem erscheint in den Sandsteinen als Pseudoschichtung. Das Kluftsystem verläuft senkrecht zur Schichtung.

Abb. 3.6b: Tafelförmige Berge der Misiones-Formation westlich von Itapopó. Man beachte die mächtigen Schrägschichtung dieser Abfolge (Photo nach Delio Grué).

Abb. 3.6c: Intrusivkontakt von Karbonatitgängen zu brekziierten ("vent-breccia") grobkörnigen Feniten (Probenpunkt C-44).

Abb. 3.6d: Trachytgang im Glimmerschiefer (Probenpunkt C-10) im Steinbruch nahe der Itapopó-Höhe. Der Gang ist ca. 1,5 m breit, porphyrisch ausgebildet und zeigt eine ausgeprägte Fluidaltextur.

ECKEL (1959) und PUTZER (1962) haben die Misiones-Sandsteine als ein Äquivalent zu den brasilianischen Botucatú-Sandsteinen interpretiert. Die oben genannten Autoren vertreten die Ansicht, daß die Misiones-Sandsteine in einem kontinentalen, äolischen und fluvialen Milieu abgelagert wurden.

Den Botucatú-Sandsteinen wurde ein Trias-Jura- Alter zugeordnet (siehe PETRI & FULFARO 1983: 212-216). Ein ähnliches Alter wird auch hier für die Äquivalente der Misiones-Sandsteine angenommen.

3.5.5 Jura-Kreide

3.5.5.1 Massige Alkali-Gesteine

Große Flächen im Innern des Komplexes werden von massigen Feniten und Alkali- und Nephelin-Syeniten eingenommen. Dabei handelt es sich um leukokrate Gesteine mit weißgrauen (frisch) bis rötlich gefleckten (verwittert) Färbungen, die ein hypidiomorph-körniges Gefüge aufweisen. Sie bestehen aus hypidiomorphem Kalifeldspat (bis 90 Vol.-%), Aegirin (oft sehr verwittert), und Melanit. Als Hauptmineral tritt stark verwitterter Nephelin in den feld-reichen Varietäten auf.

Bohrungen haben erwiesen, daß diese Gesteine auch zur Tiefe hin am häufigsten sind. Auf die verschiedenen Gesteinstypen, die in den Bohrungen gefunden wurden, wird später eingegangen (Kapitel 3.8). Auf die Unterschiede zwischen Fenit und Syenit wird in Kapitel 4 und 5 hingewiesen.

Eine pegmatoide Fazies dieser Alkali-Gesteine, gekennzeichnet durch ein sehr grobkörniges Gefüge und einem niedrigen Mafitanteil, läßt sich im Zentrum des Komplexes erkennen. Die Gesteine sind an dieser Stelle brekziiert

("vent-breccia"), wobei ein Teil der Silikate vom Calcit verdrängt wurde. Zahlreiche Karbonatitgänge durchziehen diese Gesteine (Abb. 3.6c).

3.5.5.2 Trachyte

Während der Geländearbeiten wurden im westlichen und nord-westlichen Teil des Chiriguelo-Gebietes 6 Gänge trachytischer Zusammensetzung gefunden, die in die massigen Feniten und Glimmerschiefern intrudiert sind. Diese Gänge haben eine Mächtigkeit von 1 bis 3 m (Abb. 3.6d).

Die Trachyte sind porphyrisch und zeigen eine deutliche Fluidaltextur. In Handstücken sind große idiomorphe Sanidin-Phänokristalle und stark umgewandelte Aegirine zu erkennen. Die aphanitische Grundmasse ist rot bis violett gefärbt und stark oxidiert.

HAGGERTI und MARIANO (1983) untersuchten bereits einige dieser Gänge, für die sie eine phonolithische Zusammensetzung angeben. Diese Autoren interpretierten die Gesteine als rheomorphe Fenite und bezeichnen sie als "Sanidin-Aegirin-Nephelin-Fenite". Für rheomorphe Gesteine schlägt VON ECKERMANN (1948) vor, eine magmatische Nomenklatur zu verwenden. Demzufolge werden diese Gesteine als Trachyte bezeichnet.

3.5.5.3 Karbonatite und Silikokarbonatite

In die massigen Gesteine im Zentrum des Komplexes ist ein Gangschwarm von karbonatitischen Gesteinen intrudiert. Die relativ kleine Aufschlußzone ist durch beginnende Karstbildung gekennzeichnet. Die von Brüchen begrenzte Fläche ist ca. 200 m breit und 400 m lang. Die Gänge verlaufen bevorzugt NE-SW und E-W, deren Mächtigkeit schwankt von wenigen cm bis zu 6 m.

Der am häufigsten auftretende Karbonatit ist ein rosa-braun gefärbter Sövit mit mittel- bis grobkörnigem mosaikartigem Gefüge, der hauptsächlich aus Calcit und untergeordnet aus Biotit, Apatit und Hämatit besteht. Der Calcit bildet hypidio- bis xenomorphe Kristalle mit deutlicher rhomboedrischer Spaltbarkeit. Der Biotit ist oft verwittert und tritt buchartig auf. In verschiedenen Aufschlüssen wurde beobachtet, daß der Biotit-Anteil bis auf 30 Vol.-% ansteigt, wobei die gut eingeregelter Glimmer den Gesteinen eine markante Fließtextur verleihen. Daneben wurden auch porphyrische Gefüge mit großen Calcit-Einsprenglingen in einer feinkörnigen Grundmasse mit brekziöser Textur beobachtet.

Das K-Ar-Alter eines Biotit-Präparates ergab 128 ± 7 Ma für den Sövit (Archiv der DRM-M.O.P.C.*). Dieser Sövit ist seinerseits von Ganggesteinen durchschlagen worden, die drei Intrusions-Ereignissen zugeordnet werden können. Sie werden hier in zeitlicher Reihenfolge dargestellt:

- a) rosa gefärbte, schmale, feinkörnige Alvikit-Gänge,
- b) dunkelrote-braune hämatitische Alvikite, die aus Calcit, Hämatit und Apatit bestehen,
- c) blau-graue, schmale Gänge die wegen ihren grobkörnigen Calcitkristallen sehr auffällig sind. Diese Gänge weisen viele Hohlräume auf, die mit Quarz und Calcitkristallen ausgefüllt sind (Abb. 3.7a).

Gesteine gemischter Zusammensetzung, die aus Karbonat- und Silikatmineralien bestehen, wurden ebenfalls im zentralen Bereich von Chiriguelo beobachtet. Diese Proben zeigten ein ungleichkörniges, leicht porphyrisches Gefüge mit vorwiegend braungrauen Farben. Die Hauptkomponenten sind Calcit,

* DRM-M.O.P.C.: Amt für Mineralische Rohstoffe -
Ministerium für Öffentliche Bauten und Verkehr, Asunción,
Paraguay.

Sinit, Sanidin und Apatit. Gesteine gemischter Karbonat-Silikat-Zusammensetzung wurden von BRÖGGER (1921) als Silikokarbonatite bezeichnet. Diese Nomenklatur wird in der vorliegenden Arbeit verwendet.

3.5.5.4 Quarz-Hämatit-Gänge

Quarz-Hämatit-Gänge, die die Alkali-Gesteine und Karbonatite durchschlagen haben, treten im Zentrum des Komplexes auf. Die Gesteine haben eine rotbraune Farbe und weisen ein massiges, kompaktes Gefüge auf.

3.5.6 Kreide

3.5.6.1 Postintrusive Sedimentite

Die Alkali-Intrusion verursachte eine topographische Erhebung im Chiriguelo-Gebiet, die ihrerseits einen Erosionsprozeß in Gang setzte. Innerhalb des Intrusionskerns entwickelte sich eine zentrale Senkungszone. Diese diente als Ablagerungsraum für Sedimente, die aus den Erhebungen, die das Zentrum des Komplexes umgeben, stammen. Diese sedimentären Gesteine treten in den inneren Teilen des Komplexes im Hangenden der Alkali-Gesteine auf. Zwei unterschiedliche Fazies, eine sandige im Hangenden und eine grobkörnige im Liegenden, sind deutlich zu erkennen.

Die grobkörnige Fazies ist im Norden gut aufgeschlossen; die besten Aufschlüsse der sandigen Fazies sind im Zentrum und im Süden des Komplexes zu finden. Gute Aufschlüsse dieser Abfolge sind an den Probenpunkten C-14, C-41 und C-74 (Anlage 2) zu beobachten. Beide Fazies wurden als eine Einheit unter dem Namen Postintrusive Sedimentite kartiert. Postintrusive Sedimentgesteine sind auch nördlich und westlich außerhalb des Komplexes zu finden.

Die grobkörnige Fazie besteht aus Brekzien und Konglomeraten, die aus zahlreichen Gesteinsfragmenten von Alkali-Gesteinen, Glimmerschiefern und Basalten bestehen. Der Abrundungsgrad variiert von angerundet bis angular, die Größe der Fragmente von wenigen mm bis 30 cm. Die Matrix ist sandig und macht 15 bis 40 Vol-% der Gesteine aus. Das Bindemittel ist Eisenoxid. Die Konglomerate sind massig oder dickbankig. Der Ablagerungsraum lag im Bereich kontinentaler Schuttfächer.

Die sandige Fazie besteht aus subangularen bis angerundeten Quarz- und Feldspatkörnern. Diese mittel- bis feinkörnigen Sandsteine weisen einen guten Sortierungs- und Maturitätsgrad auf. Neben einer Normalschichtung wurde auch eine Schrägschichtung beobachtet. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen ist unterschiedlich, wobei die 15 bis 30 cm mächtigen Lagen die häufigsten sind. Typisch ist auch eine Lamination dieser Schichten (siehe Abb. 3.7b). Die Gesteine sind durch Eisenoxide verfestigt, welche auch die rote Färbung verursachen. In einigen Proben ist eine sekundäre Verkieselung zu beobachten.

3.5.6.2 Basalte

Alle erwähnten Gesteinseinheiten werden im zentralen, östlichen und nördlichen Bereich des Komplexes von basischen Ergußgesteinen überdeckt. Es handelt sich um tiefgründig verwitterte Basalte, die rotgelbliche Farbtöne zeigen und schalenförmige Abschuppungen aufweisen (siehe Abb. 3.7c). Aus der Verwitterung dieser Basalte sind dunkelrot-braune, tonige Roterden (bis 10 m) entstanden.

Die Frontpartien und oberen Teile der einzelnen Ergußdecken sind blasig oder amygdaloid ausgebildet. Als Füllungen der Mandeln wurden Achat, Quarz, Opal, Calcit, Zeolithe und Chlorite identifiziert. Plattige Absonderungen und Klüfte,

die mit Chlorit, Calcit und Quarz belegt sind, wurden ebenfalls beobachtet. In den Ergüssen sind verbackene Sandsteinbrocken eingeschlossen (Abb. 3.7d).

Frische Gesteinsproben sind nur in künstlichen Aufschlüssen entlang der Landstraße Nr. 5 und in einem Steinbruch bei Itapopó (siehe Anlage 2) zu finden. Die nicht verwitterten Gesteine sind homogen und von dunkelgrauer oder schwarzer Farbe. Sie sind aphanitisch, leicht porphyrisch oder sub-ophitisch ausgebildet.

Drei verschiedene Ergüsse und ein mächtiger Gang wurden im Chiriguelo-Gebiet nachgewiesen. Die Mächtigkeit der einzelnen Lavadecken ist unterschiedlich. Durch Bohrungen sind Mächtigkeiten von 30 m für einzelne Ergußdecken nachgewiesen worden. Diese Laven stellen das westlichste Verbreitungsgebiet des basischen Vulkanismus des Paraná-Beckens dar und sind in Paraguay unter dem Namen Alto Paraná-Formation bekannt.

Radiometrische Datierungen (u.a. AMARAL et al. 1966, MELFI 1967) haben ein spätjurassisches - frühkretazisches Alter für den basischen Vulkanismus des Paraná-Beckens ergeben. Dieses Alter wird auch für die Basalt-Ergüsse vom Chiriguelo-Komplex angenommen.

3.6 Fenitisierung

Fenitisierung ist ein Sammelbegriff für verschiedene Umwandlungsprozesse, die in Nebengesteinen von Alkali- und Karbonatitintrusionen auftreten (BRÖGGER 1921, VON ECKERMANN 1948, HEINRICH 1966, VERWOERD 1966a und 1966b, VARTAINEN & WOOLLEY 1976). HEINRICH (1978) unterscheidet zwischen einer Extern- und einer Intern-Fenitisierung. Bei dem Externtyp handelt es sich um Metasomatose, die in Nebengesteinen der Intrusion stattgefunden hat. Der Internotyp ist durch Veränderungen in früheren Intrusiv-

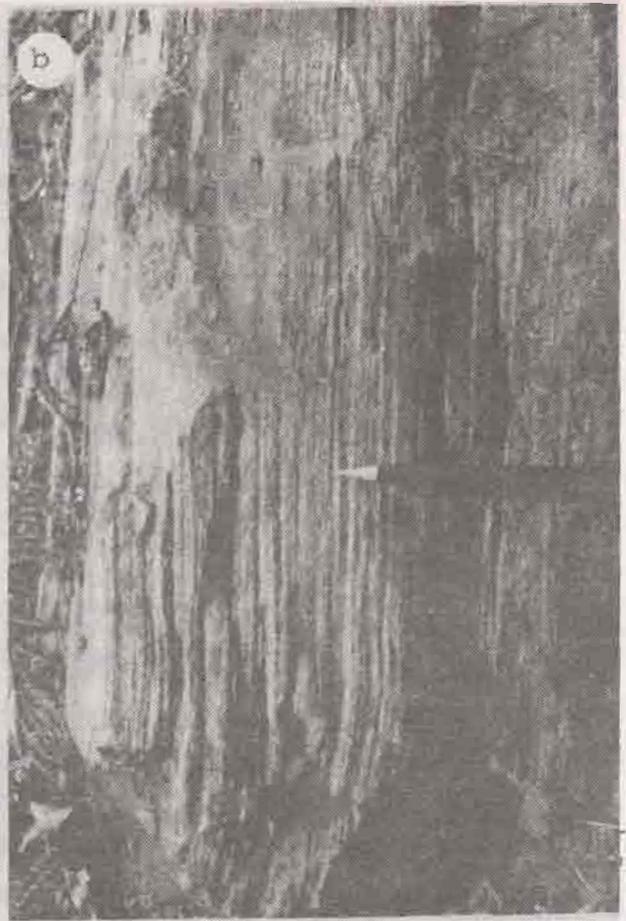


Abb. 3.7a: Spät-hydrothermaler Calcitgang, der in den rosa gefärbten Hauptsövit intrudiert ist. Die Hohlräume sind teilweise mit Quarz- und Calcitkristallen ausgefüllt (Probenpunkt C-37).

Abb. 3.7b: Lamination in den sandigen Fazies der post-intrusiven Sedimentite (Probenpunkt C-14).

Abb. 3.7c: Verbackenes Sandsteinbruchstück in Ergußbasalt mit Blasentextur (Probenpunkt C-58).

Abb. 3.7d: Schalenförmige Absonderung von Basalt-Ergüssen im Chiriguelo-Komplex (Probenpunkt C-10).

gesteinen desselben Komplexes durch spätere Intrusionen charakterisiert.

BHASKARA RAO & MENDONÇA JUNIOR (1985) unterscheiden zwischen Exo- und Endofenit. Exofenite mit $K > Na$ umgeben die Intrusion während die Endofenite mit $K < Na$ sich innerhalb der Intrusion befinden.

Anzeichen von Metasomatose in den Exerntypen (Exofeniten) sind in der Peripherie der Intrusion (in den Quarz-Glimmerschiefern, aber nicht in den Itapopó-Sandsteinen) zu beobachten. Je mehr man sich dem Zentrum des Komplexes nähert, desto offensichtlicher erscheinen die strukturellen und mineralogischen Veränderungen dieser Gesteine.

Feldbeobachtungen zeigen, daß vor der Intrusion die Rahmengesteine starker mechanischer Beanspruchung unterworfen waren, die zu Zertrümmerungen und Brekzierungen führten. Die Quarz-Glimmerschiefer unterlagen anschließend vor und während der Intrusion den Einwirkungen von Alkali-Fluiden und wurden durch:

- 1) Verdrängung von Quarz und Glimmer,
- 2) Bildung von Kalifeldspäten und untergeordnet von Aegirin und
- 3) Rotfärbung durch Hämatit und Eisen-Hydroxide, metasomatisch überprägt.

In Richtung auf das Zentrum des Komplexes nimmt mit zunehmender Korngröße der Anteil an Alkalifeldspat zu, während der Gehalt an Quarz und Glimmer abnimmt. Trotz dieser Veränderungen ist noch die ursprüngliche Schieferung als Foliationsrelikt erkennbar. Zum Zentrum des Komplexes hin, gehen diese metasomatisch überprägten Schiefer in grobkörnige, feldspatreiche, massige Gesteine über, die in Kapitel 3.5.5.1 beschrieben wurden.

Die beschriebene Fenitisierung, die in den früheren Phasen der Entwicklung des Chiriguelo-Komplexes ablief, ist in

dieser Arbeit als eine konzentrische, an Intensität zunehmende Feldspatisierung der Nebengesteine definiert.

Endofenite finden sich im Zentrum des Komplexes, wo die Karbonatitgänge aufgeschlossen sind. Hier sind die massigen Alkaligesteine durch die Intrusion der Karbonatite brekziiert ("vent-breccia") und die Feldspäte teilweise karbonatisiert (siehe Abb. 3.6c).

Verschiedene fenitische Zonen sind oft in Fenitisierungshöfen karbonatitischer Komplexe zu erkennen (u. a. VON ECKERMANN 1948, LE BAS 1977, VERWOERD 1966a). Die folgenden wurden in Chiriguelo von außen nach innen erkannt:

- Zertrümmerungszone,
- Fenit mit Quarzrelikten,
- Alkalifeldspat-Aegirin-Fenit.

Mangels kontinuierlicher Aufschlüsse konnten die verschiedenen fenitischen Zonen nicht als einzelne Einheiten auskartiert werden.

3.7 Radioaktivität

Im Vergleich zu den umgebenden Gesteinen weist der Intrusivkomplex eine deutlich höhere Radioaktivität auf.

Das höchste und größte Anomaliengebiet der Intrusion ist mit dem Karbonatitkern assoziiert. In schmalen (10 cm) pyrochlor-reichen Karbonatitgängen, die den Hauptsövit überlagern, sind vom Autor Werte > 20.000 c.p.s. gemessen worden. Die Ursache der Radioaktivität ist in den Karbonatiten auf den hohen Uran-Gehalt der Pyrochlormineralie zurückzuführen (PREMOLI & VELAZQUEZ 1981).

Eine weitere Zone mit hoher Radioaktivität, die an Syenit gebunden ist, wurde im Norden des Komplexes festgestellt. Höhere Radioaktivitätswerte sind auch in den Trachyt- und Quarz-Hämatit-Gängen (>5000 c.p.s.) gemessen worden.

Eine radiometrische Anomalienkarte des gesamten Komplexes nach OPORTO & ORUE (1978, in PREMOLI & VELAZQUEZ 1981) ist in Abbildung 3.8 dargestellt.

3.8 Bohrergebnisse

Im Laufe einer Mineralexploration wurden in dem Chiriguelo-Komplex mehrere Bohrungen abgeteuft. Sechs dieser Bohrungen sind im Rahmen dieser Arbeit untersucht und beprobt worden.

3.8.1 Bohrungen BC-1 und BC-2

Diese Bohrungen wurden im Zentralbereich, wo Karbonatite aufgeschlossen sind, durchgeführt (siehe Anlage 2). BC-1 wurde bis zu einer Tiefe von 86 m, BC-2 bis 88 m abgeteuft.

Von BC-1 wurde nur das Intervall 40-86 m untersucht. Die Bohrkerne bestehen aus rosa-braun gefärbten, fein- und gleichkörnigen Karbonatiten (Alvikite) mit hypidiomorphen Calcitkörnern. Biotit kommt häufig vor (5-15 Vol.-%) und macht örtlich bis 40 Vol.-% aus (bei 43-44 m und bei 85-86 m). Weiße Calcit-Adern und Apatitkristalle sind zu beobachten, während Pyrit selten zu finden ist.

In einer Teufe zwischen 50-55 m und 58-78 m sind die Gesteine stark zerklüftet und zerbrochen. Entlang dieser Störungen wurde das Karbonat umgelöst und verwitterte zu einem dunklen, rot-braunen Material. Erzminerale, Apatit und Quarz waren unter der Lupe in diesem Material erkennbar.

In der Bohrung BC-2 sind die Gesteine grobkörnige, rosa-hellbraun gefärbte Karbonatite (Sövite). Sie zeigen ein kompaktes mosaikartiges Gefüge, sind teilweise brekziiert (z. B. zwischen 22-23 m) und oft stark von Eisen-Oxid

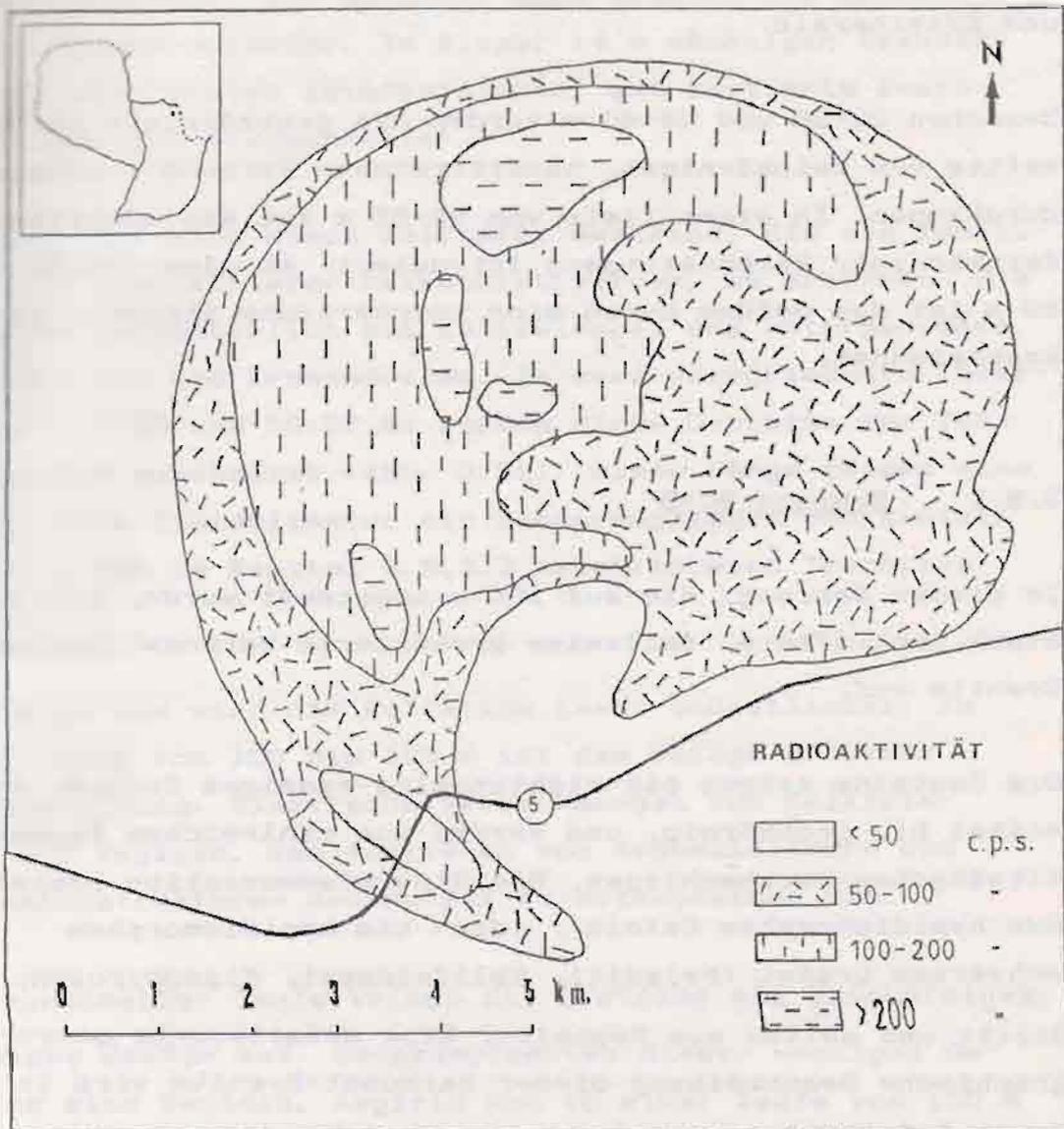


Abb. 3.8: Radiometrische Anomalienkarte des Chiriguano-Komplexes (vereinfacht nach Oporto & Orué 1978).

dunkelrot gefärbt. Die Hauptkomponenten sind Calcit und Biotit; zu den Nebengemengteilen zählen Sanidin, Apatit und Erzminerale.

Zwischen 22-26 und 38-40 m wurden die grobkörnigen Karbonatite von feinkörnigen, hämatitreichen Karbonatitgängen durchzogen. In einer Tiefe von 45-55 m ist ein mächtiger, feinkörniger Karbonatitgang intrudiert. Ab einer Teufe von 80 m ist das Gefüge durch eine porphyrische Struktur gekennzeichnet.

3.8.2 Bohrung BC-3

In dieser Bohrung, die auf 104 m abgeteuft wurde, treten stark zerklüftete, teilweise brekziierte karbonat-reiche Syenite auf.

Die Gesteine zeigen ein richtungslos-massiges Gefüge, sind mittel bis grobkörnig, und werden von zahlreichen Karbonatitgängen durchschlagen. Die Mineralassoziation besteht aus hypidiomorphem Calcit, idio- bis hypidiomorphem schwarzem Granat (Melanit), Kalifeldspat, Klinopyroxen, Biotit und selten aus Nephelin. Eine detaillierte petrographische Beschreibung dieser Karbonat-Syenite wird in Kapitel 4 gegeben.

3.8.3 Bohrung BC-4

Die ersten 7 m dieser Bohrung bestehen aus "Terra Rossa", die durch die Verwitterung von Basalten entstanden ist. Diese Basalte sind zwischen 7 und 13 m mächtig. Es handelt sich um einen stark verwitterten schwarz-grauen Mandelsteinergeruß. Pyroxene und Plagioklase sind mit der Lupe zu erkennen.

Die Basalte werden von sedimentären Brekzien unterlagert. Die sandige Grundmasse dieser Brekzien ist durch Eisen-Oxide verfestigt. Die Schotter sind Syenite und fenitisierte Glimmerschiefer. In dieser 14 m mächtigen Brekziaschicht sind einige feinlaminierte, gut sortierte Quarzsandsteinlagen eingeschaltet.

Im Liegenden sind stark foliierte Gesteine, die als fenitisierte Glimmerschiefer betrachtet werden, zu erkennen. Sie bestehen hauptsächlich aus Kalifeldspat und untergeordnet Klinopyroxen und Erzmineralen. In zwei verschiedenen Intervallen (27-29 und 56-57 m) wurden diese Gesteine von Trachytgängen durchsetzt (Abb. 3.9a). Diese Gänge zeigen eine ausgeprägte Fluidaltextur mit Einsprenglingen von Sanidin und sind den im Kapitel 3.5.5.2 beschriebenen Trachyten ähnlich.

Zur Teufe hin wird die Foliation immer undeutlicher. In einer Teufe von 100 bis 120 m ist das Gefüge deutlich ungleichkörnig. Blastische Verwachsungen von Kalifeldspat und Aegirin, das Auftreten von Nephelin-Adern und Korrosionsstrukturen deuten auf Na-Metasomatose hin.

Mit zunehmender Teufe weisen die Gesteine ein grobkörniges, massiges Gefüge auf. Hauptkomponenten dieser massigen Gesteine sind Sanidin, Aegirin und ab einer Teufe von 150 m rosa gefärbter Nephelin.

3.8.4 Bohrung BC-5

In der Bohrung BC-5 sind die ersten 55 m durch zwei verschiedene Basaltergüsse und ein Intertrapp-Sandsteinlager gekennzeichnet. Die oberen und unteren Bereiche beider Ergüsse sind teilweise brekziierte Basalt-Mandelstein (Abb. 3.9c). Die mittleren Bereiche sind kompakt, dunkelgrau bis schwarz, und sind aphanitische oder schwach porphyritische Basalte.

Im Liegenden der Ergußgesteine treten grobkörnige, ungleichkörnige, stark verwitterte Syenite auf. Die Hauptkomponenten sind Kalifeldspat und Klinopyroxen während Apatit, Calcit und Erzminerale akzessorisch sind. Pyrit und seltener Kupferkies wurden im Teufenbereich von 150-200 m beobachtet. Der Gehalt an Klinopyroxen (Aegirin) schwankt zwischen 10 und 20 Vol.-%, aber er kann auch bis 35 Vol.-% ausmachen. Der Anteil an Nephelin ist variabel. In einer Teufe von 200 m macht dieser 25 Vol.-% des Gesteines aus.

3.8.5 Bohrung BC-6

Die tiefste Bohrung, die im Chiriguelo-Komplex niedergebracht wurde, erreichte eine Endteufe von 401 m. Mit Ausnahme der ersten 4 m (durch Bodenbildung gekennzeichnet) und Karbonatitgängen (Abb. 3.9b) wurden nur massige Alkaligesteine durchsunken.

Die ersten 80 m werden durch stark zerklüftete und verwitterte grobkörnige Fenite repräsentiert. Sanidin (90 Vol.-%), umgewandelter Klinopyroxen und Erzminerale sind die Hauptkomponente. Allmählich geht dieses verwitterte Probenmaterial in frisches, unverwittertes über. Ab einer Tiefe von 90 m sind die Gesteine der Bohrkerns weder zerklüftet noch umgewandelt. Es handelt sich schon um heterogene, wechsellkörnige Syenite. Obwohl der Anteil an den verschiedenen Mineralkomponenten relativ stark schwankt, bleiben Kalifeldspat, Klinopyroxen, Granat und Erzminerale die Hauptkomponenten der Gesteine.

Sanidin (50-70 Vol.-%) kommt in Form von weißen idio- bis hypidiomorphen Kristallen vor. Der Klinopyroxen (mikroskopisch als Aegirin bestimmt) zeigt eine grüne Eigenfarbe und ist prismatisch oder stengelig ausgebildet. Er macht zwischen 1 und 35 Vol.-% des Gesteins aus. Der Granat tritt als schwarzer idiomorpher Kristall auf, ist bis 4 cm groß

und kann bis 20 Vol.-% im Gestein ausmachen. In den Foid-Syeniten kommt Nephelin (bis 12 Vol.-%) als rosa gefärbtes xenomorphes Mineral vor.

Titanit und Calcit treten als Akzessorien auf, sind aber gelegentlich bis zu 8 bzw. 6 Vol.-% angereichert. Apatit, Biotit, Pyrit, Hämatit und Magnetit sind auch akzessorisch vorhanden. Durch das gesamte Profil (90-400 m) hindurch wurden mehrere Karbonatitgängchen beobachtet (Abb. 3.9b).

In 145-147, 171-172 und 174-175 m Tiefen sind die Gesteine extrem melanokratisch ausgebildet (Abb. 3.9d). Sie bestehen aus Granat, Klinopyroxen und Biotit und untergeordnet aus Calcit, Titanit, Apatit und felsischen Mineralen.

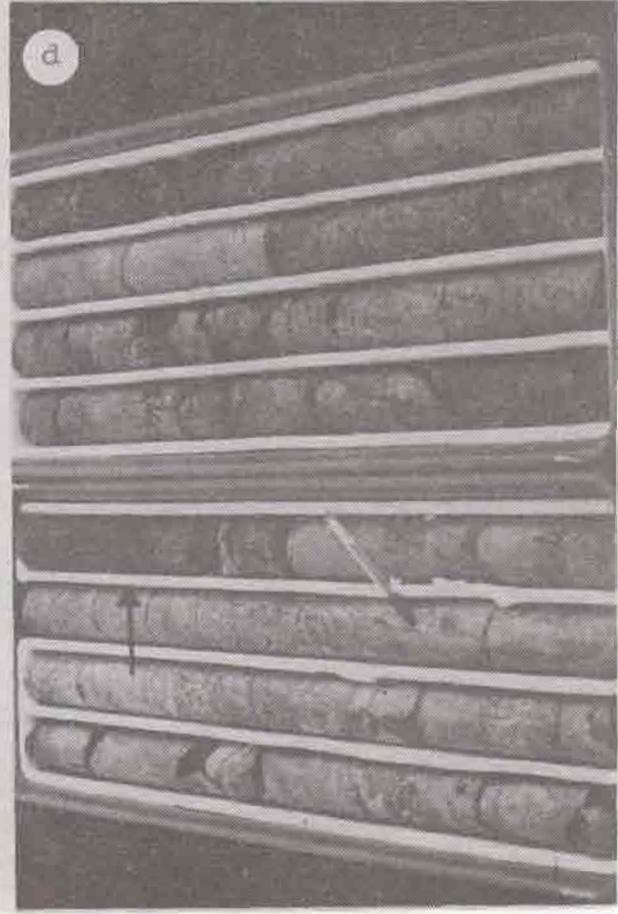
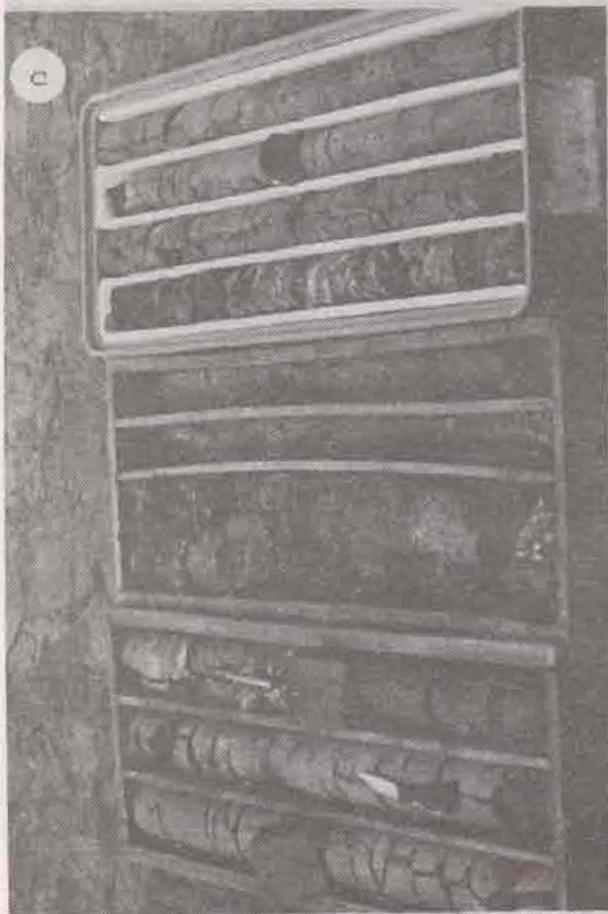
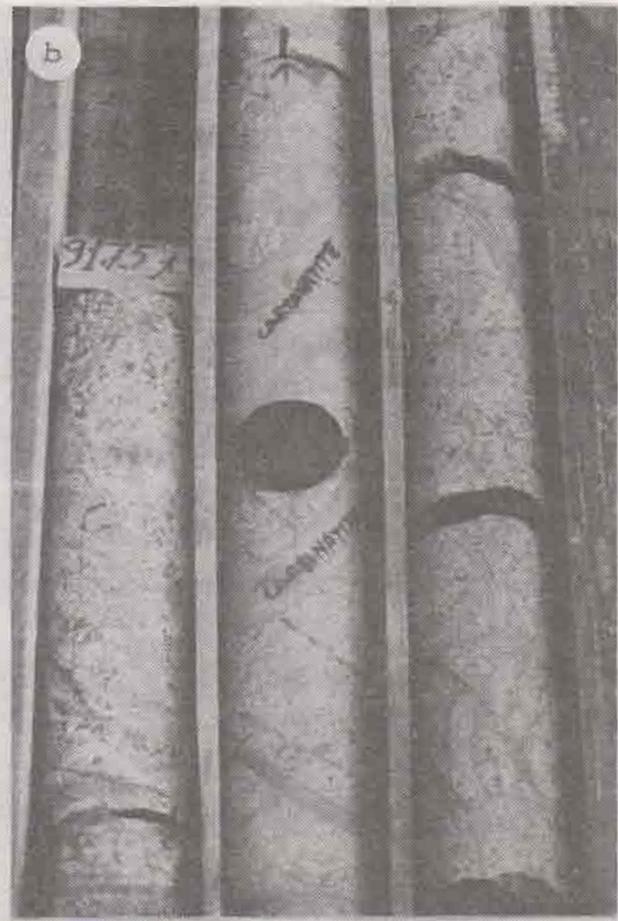
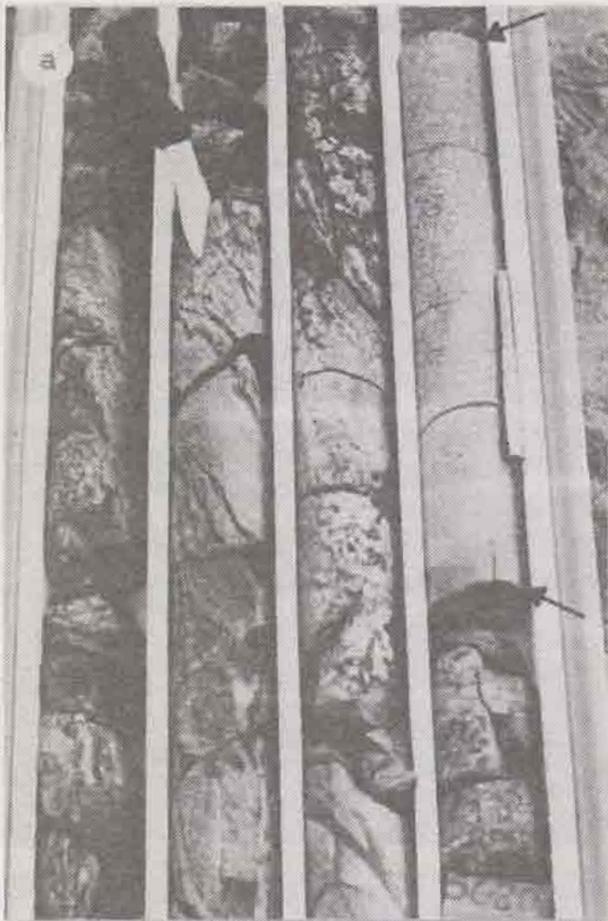


Abb. 3.9a: Stark foliierte Gesteine aus Bohrung BC-4, die als fenitisierte Glimmerschiefer interpretiert werden. Diese Fenite bestehen überwiegend aus Kalifeldspat und sind von Trachytgängen (s. Pfeile rechts) durchsetzt worden. Die Nummer unten rechts gibt die Tiefe an.

Abb. 3.9b: Zahlreiche Karbonatitgöngchen durchziehen den Alkali-Syenit in einer Tiefe von ca. 92 m. Der Syenit ist leukokratisch und besteht überwiegend aus Kalifeldspat und Aegirin, der Karbonatit überwiegend aus Calcit (Bohrung BC-6).

Abb. 3.9c: Zwei Basaltergüsse sind durch Intertrapp-Sandstein getrennt. Die unteren und oberen Partien der Ergüsse sind durch Mandelstein-texturen gekennzeichnet. Die inneren Bereiche sind kompakt und aphanitisch ausgebildet (Bohrung BC-5).

Abb. 3.9d: Hypermelanisch ausgebildete Gesteine (s. Pfeil), die nur in Bohrungen nachgewiesen wurden. Diese Proben bestehen aus Aegirin und Melanit, die teilweise biotitisiert wurden (s. auch Abb. 23a und 23b). Als Akzessorien kommen Sanidin, Nephelin, Apatit, Calcit und Titanit vor.

4 Petrographische Untersuchungen

4.1 Vorbemerkung

Im Rahmen dieser Arbeit wurden petrographische und chemische Untersuchungen an Magmatiten, Metasomatiten und präkambrischen, metamorphen Rahmengesteinen des Chiriguelo-Komplexes durchgeführt. Dabei sollten:

- 1) ein Gesamtüberblick über die Mineralparagenesen und Gefüge der verschiedenen Gesteinsgruppen geschaffen und
- 2) spezielle Fragen in bezug auf Umwandlungs- und Verdrängungsprozesse (Fenitisierung) beantwortet werden.

Die Sedimentgesteine des Paraná-Beckens wurden ebenfalls mikroskopisch untersucht; dabei stellte sich heraus, daß im Chiriguelo-Komplex die Fenitisierung auf die Schiefer beschränkt ist.

4.2 Grünschiefer

Das Gefüge der Grünschiefer ist nematoblastisch, die Textur stark geschiefert. Die Farbe variiert von dunkel schwarzgrün bis olivgrün. Die Mineralparagenese setzt sich aus Aktinolith, Chlorit, Epidot, Klinozoisit, Albit, Quarz, Erz, Biotit und Granat (siehe Abb. 4.1c) zusammen. Der Modalbestand einer Probe dieser Schiefer ist in Tab. 4.1 angegeben.

Aktinolith (38 Vol.-%) ist von langstengeligen bis nadel-förmigen Habitus und hat eine grünliche Eigenfarbe. Pleochroismus und Spaltbarkeit sind deutlich zu erkennen. Die Auslöschungsschiefe parallel zu (010) beträgt 18°. Der

Aktinolith wurde synkinematisch gebildet und ist eng mit Chlorit vergesellschaftet.

Chlorit (15 Vol.-%) ist in kleinen Tafeln und Schuppen ausgebildet. Pseudomorphosen nach Pyroxen und Retromorphosen nach Granat sind anzutreffen. Aufgrund der optischen Eigenschaften (ALBEE, 1962) ließen sich Mg-Fe-Chlorite von Fe-Mg-Chloriten unterscheiden.

Die Albitblasten sind meistens klein und isometrisch oder länglich geformt. Sie sind parallel zur Schieferung eingeregelt und mit xenomorphem Quarz vergesellschaftet.

Epidot und Klinozoisit sind häufig vertreten (29 Vol.-%). Epidot ist durch schwachen Pleochroismus und pistaziengrüne Eigenfarbe gekennzeichnet, während sich Klinozoisit durch seine typisch anomale Interferenzfarbe auszeichnet.

Erzminerale treten in zwei Generationen auf, als kleine xenomorphe Körner, die parallel zur Schieferung eingeregelt sind, und als größere, postkinematische, idiomorphe Blasten.

Biotit kommt in kleinen Schuppen mit braun-grünlichem Pleochroismus vor, während Granat in kleinen Blasten, die oft in Chlorit umgewandelt sind, auftritt. Akzessorien sind: Zirkon, Titanit und Apatit.

4.3 Quarz-Glimmerschiefer

Die Quarz-Glimmerschiefer zeigen einen quantitativen und qualitativen Wechsel der Mineralanteile (Tab. 4.1). Quarz und Hellglimmer machen jedoch stets mehr als 70 und oft mehr als 90 Vol.-% der Gesteine aus.

Das Gefüge ist granolepidoblastisch, die Textur stark geschiefert. Ein markanter Wechsel von Quarz- und Hellglimmer-Lagen ist deutlich zu erkennen (Abb. 4.1a). Die

Tab. 4.1: Modalbestände (in Vol.-%) der Grünschiefer (+), Quarz-Glimmerschiefer (#) und "medium grade"-Fenite (*).

Probe	C-78+	C-64#	C-117#	C-55#	C-4#	C-130#	C-10#	C-17*	C-54*
Quarz	5	67	62	61	67	39	45	21	+
Hellglim.	-	26	31	24	26	45	27	25	1
Biotit	+	-	1	1	-	5	6	-	-
Feldspat	-	5	3	6	5	6	7	36	65
Aktinolith	38	-	-	-	-	-	-	-	-
Chlorit	15	-	(1	+	-	+	4	4	-
Epidotgruppe	29	-	-	+	-	+	1	-	-
Albit	7	-	-	-	-	-	-	-	-
Erzmineral	6	2	2	6	2	3	4	13	34
Akzessorien	(1	(1	(1	2	(1	2	6	1	(1
Granat	+	-	-	+	-	+	+	-	-
Turmalin	-	-	-	-	-	-	+	-	-
Titanit	+	-	+	-	-	+	+	+	+
Zirkon	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Kalzit	-	-	-	+	-	-	+	+	-
Apatit	+	-	+	+	+	+	+	+	-

Tab. 4.2: Modalanalysen (in Vol. %) der "high grade"-Fenite (F), Syenite (S), Nephelin-Syenite (SN), Karbonat-Syenite (KS) und Kumulatgesteine (A).

Probe	F1	F2	F3	S1	S2	S3	S4	NS1	NS2	NS3	NS4	KS1	KS2	A1
Sanidin	82	75	91	60	53	70	63	79	76	59	29	43	52	2
Nephelin	(1	-	-	+	-	+	3	8	12	25	34	13	-	2
Aggrin-Aug.	4	20	+	34	31	+	28	10	3	9	37	7	7	19
Biotit	+	1	2	+	-	1	-	2	4	1	-	2	5	19
Granat	10	-	-	+	2	20	-	(1	4	-	-	19	15	53
Kalzit	-	-	-	4	2	6	(1	-	-	5	(1	18	18	1
Apatit	(1	1	+	(1	1	1	(1	+	(1	+	(1	(1	2	1
Erzminerale	4	3	7	1	3	1	5	2	(1	(1	+	1	(1	2
Titanit	-	-	-	(1	8	(1	+	-	(1	+	(1	-	-	1
Zirkon	-	-	-	+	+	+	+	-	-	+	-	-	-	-

Tab. 4.3: Modalbestände (in Vol. %) der Karbonatite und des Siliko-Alvikits (+).

Probe	K-1	K-2	K-3	K-4	K-5	K-8	K-6	K-7+
Kalzit	94	88	84	94	68	69	77	58
Biotit	(1	(1	9	3	(1	(1	--	13
Apatit	(1	2	(1	(1	12	10	--	2
Erzmin.	2	7	3	2	11	13	(1	6
Quarz	2	3	3	(1	9	8	23	1
Baryt	(1	(1	(1	--	--	--	--	--
Feldspat	--	--	--	--	--	--	--	20

Tab. 4.4: Modalbestände der Basalte (in Vol. %).

Probe	B-1	B-2	B-3	B-4	B-5
Kpx.	26	24	24	20	29
Plag.	40	51	50	34	39
Oliv.	2	5	6	(1	2
Erzmin.	12	10	10	10	10
Grundm.	19	10	10	26	19
Amygd.	1	(1	(1	9	1
Apat.	(0,1	(0,1	(0,1	(0,1	(0,1

Schieferung ist entweder verzweigt oder parallel. Mikrogerölle und ursprünglich klastische Gefüge sind in einigen Proben als Relikte zu erkennen (Abb. 4.1b). Die Korngröße schwankt zwischen mittel- und grobkörnig.

Quarz ist das vorherrschende Mineral (39-67 Vol.-%). Drei Generationen von Quarzkörnern ließen sich unterscheiden. Die älteste besteht aus hypidiomorphen prätektonischen Kristallen, welche überwiegend geradlinige Korngrenzen zeigen. Sie sind hauptsächlich in den relikthischen Mikrogeröllen zu erkennen. Die Körner der zweiten Generation sind synkinematisch gewachsen. Sie sind xenomorph, ungleichgroß, deutlich mit der Längsachse parallel zur Schieferung eingeregelt und zeigen eine stark undulöse Auslöschung. Eine deutliche Bildung von Subkörnern ist in mehreren Schliffen zu erkennen (Abb. 4.1a und b). Die Körner der dritten Generation sind klein, polygonal und post-kinematisch ausgebildet.

Muskovit und Phengit sind die häufigsten Glimmer (23-44 Vol.-%). Sie treten als farblose Schuppen mit vollkommener Spaltbarkeit und ohne merklichen Pleochroismus auf. Die Auslöschung ist oft undulös. Nur in Schnitten senkrecht zur spitzen Bisektrix oder zu einer optischen Achse ist eine Unterscheidung zwischen beiden Hellglimmern möglich. Der 2V-Winkel von Phengit ist $\sim 5^\circ$, während der von Muskovit $\sim 40^\circ$ ist.

Biotit (bis 7 Vol.-%), der immer einen hellgrünen bis dunkelbraun-grünen Pleochroismus aufweist, tritt mit den Hellglimmern vergesellschaftet auf.

Chlorit ist oft sekundär nach Biotit oder Granat gebildet. Unterschiedlich große Blätter mit grüner Eigenfarbe und deutlichem Pleochroismus sind zu erkennen. Nach ALBEE (1962) sind Fe-Mg- und Mg-Fe-Chlorit bestimmt worden. Beide, Biotit und Chlorit, sind nicht in allen Proben zu finden.

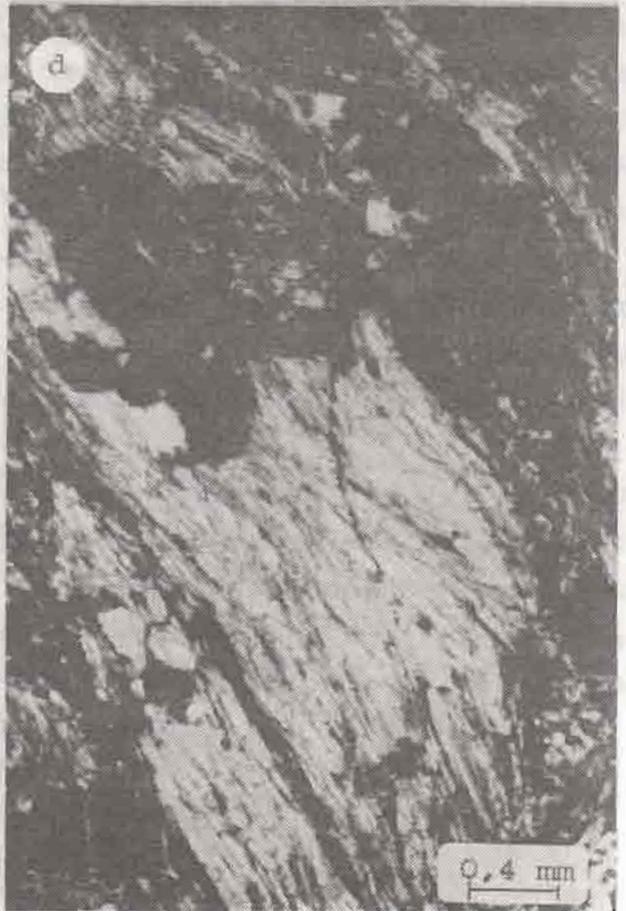


Abb. 4.1a: Granolepidoblastische Struktur mit stark geschieferter Textur im Quarz-Glimmerschiefer des Chiriguelo-Gebietes. Die Bildung von Quarz-Subkörnern ist zu erkennen. Aufsicht senkrecht zur Foliation. Probe C-10, X-Polarisatoren, Vergrößerung 25x.

Abb. 4.1b: Foliationsgefüge mit reliktschem Mikrogeröll im Quarz-Glimmerschiefer. Das Geröll besteht aus Granat, Plagioklas, Hellglimmer, Quarz und Kalifeldspat. Im Schiefer sind neben Quarz, Hellglimmer und Biotit auch Epidot und Klinozoisit zu erkennen. Probe C-4, X-Polarisatoren mit Blaufilter, Vergrößerung 25x.

Abb. 4.1c: Gefüge und Mineralparagenese der Grünschiefer. Aktinolith tritt mit längs liegendem Habitus auf; Chlorit ist feinschuppig ausgebildet. Epidot und Klinozoisit kommen hypidio- und xenomorph vor. Albit und Quarz treten als kleine xenomorphe Körner auf. Sowohl xenomorphe Körner als auch idiomorphe Kristalle sind bei den Erzmineralien zu erkennen (ein idiomorpher Magnetit-Oktaeder ist oben im Bild zu sehen). Probe C-78, // -Polarisatoren, Vergrößerung 100x.

Abb. 4.1d: Fenitisierte Quarz-Glimmerschiefer ("medium grade"-Fenite). Quarz (nur Relikte sind zu erkennen) und Hellglimmer werden von getrübttem Kalifeldspat verdrängt. Ein idioblastisch ausgebildetes Kalifeldspatkorn ist oben links zu erkennen; die Mehrzahl der Feldspäte sind jedoch xenoblastisch ausgebildet. Das Gefüge ist leicht brekziiert. Probe C-17, X-Polarisatoren, Vergrößerung 25x.

Der Anteil an Feldspat variiert in den verschiedenen Proben, er ist aber immer gering (bis 7 Vol.-%). Die Körner sind ungleichkörnig, deutlich eingeregelt und gestreckt. Kalifeldspat und Plagioklas sind zu erkennen. Der Kalifeldspat ist Orthoklas, der teilweise perthitisiert und mikroklinitisiert sein kann. Die Körner sind manchmal nach dem Karlsbader-Gesetz verzwillingt und leicht kaolinitisiert. Der Plagioklas ist oft nach dem Albit-Gesetz verzwillingt und z.T. serizitisiert oder saussuritisiert. Die Einregelung der Einschlüsse in den Feldspäten deutet auf eine Rotation der Kristalle während der Metamorphose hin.

Epidot, Klinozoisit und Zoisit sind zu erkennen, allerdings nicht in allen Schiefen. Die Körner sind deutlich entsprechend der Schieferung eingeregelt. Granate treten als xenomorphe, farblose Körner auf, die sich z.T. in Chlorit und Biotit umgewandelt haben.

Turmalin wurde in einer einzigen Probe beobachtet, in der das Mineral sowohl als große idiomorphe als auch als kleine xenomorphe Blasten auftritt. Erzminerale treten in zwei Generationen auf. Die Körner der ersten Generation sind xenomorph und deutlich in der Schieferungsrichtung eingeregelt. Die der zweiten kommen als große idiomorphe Blasten vor. Als Akzessorien treten Titanit, Zirkon und etwas seltener Karbonat auf.

4.4 Alkali-Gesteine und Fenite

4.4.1 Nomenklatur

Die Nomenklatur der alkalireichen Silikatgesteine, die mit karbonatitischen Komplexen zusammenhängen, ist bis jetzt sehr umstritten. Diese Gesteine wurden von verschiedenen Autoren (u. a. VON ECKERMANN 1948, HEINRICH 1966, TUTTLE & GITTINGS 1966, VERWOERD 1966) nicht als Magmatite, sondern

als Metasomatite angesehen. Fenit ist ein genetischer Ausdruck, welcher für "in situ" metasomatisierte Gesteine benutzt wird. Die Fenite sind, nach den o. g. Autoren, als Folge einer karbonatitischen oder alkalischen Intrusion entstanden.

Eine allgemein akzeptierte Nomenklatur für die Fenite gibt es noch nicht. Die klassische Terminologie der Fenite wurde u. a. von BRÖGGER (1921), VON ECKERMANN (1948) und HEINRICH (1966) verwendet und bezieht sich auf die Abnahme der primären SiO_2 -Gehalte (z. B. quarzsyenitischer Fenit, syenitischer Fenit, nephelinsyenitischer Fenit).

SUTHERLAND (1969) bevorzugt die ursprünglichen Gesteinsnamen der Edukte mit dem Adjektiv "fenitisiert", z. B. fenitisierte Granit, fenitisierte Gneis, usw.. VERWOERD (1966) fordert unter Berücksichtigung der Genese, die Gesteine mit den beteiligten Hauptmineralien in der Reihenfolge steigender Häufigkeit zu benennen (z. B. Nephelin-Aegirin-Orthoklas-Fenit, Arfwedsonit-Orthoklas-Fenit, usw.).

MOROGAN & MARTIN (1985) und KRESTEN & MOROGAN (1986) benutzen eine Terminologie, die auf dem steigenden Grad der Metasomatose (= Fenitisierung) basiert. In diesen Benennungen sind die Gesteine gemäß ihrer Gefüge und Mineralparagenesen, in "low, medium and high grade fenites" eingestuft.

Eine Abwendung von der genetischen Nomenklatur und die Betonung einer Terminologie, die ausschließlich auf der modalen Zusammensetzung der Gesteine beruht, wurde von STRECKEISEN (1974), SØRENSEN (1974) und LE BAS (1977) vorgeschlagen und bevorzugt. Entsprechend dieser Nomenklatur sollen massige Gesteine, ohne Rücksicht auf ihre Genese, benannt werden (z. B. Syenit, Nephelin-Syenit usw.).

In dieser Arbeit wird die von MOROGAN & MARTIN (1985) vorgeschlagene Terminologie verwendet. Folglich sind die metasomatisch überprägten Gesteine von Chirigué in "low,

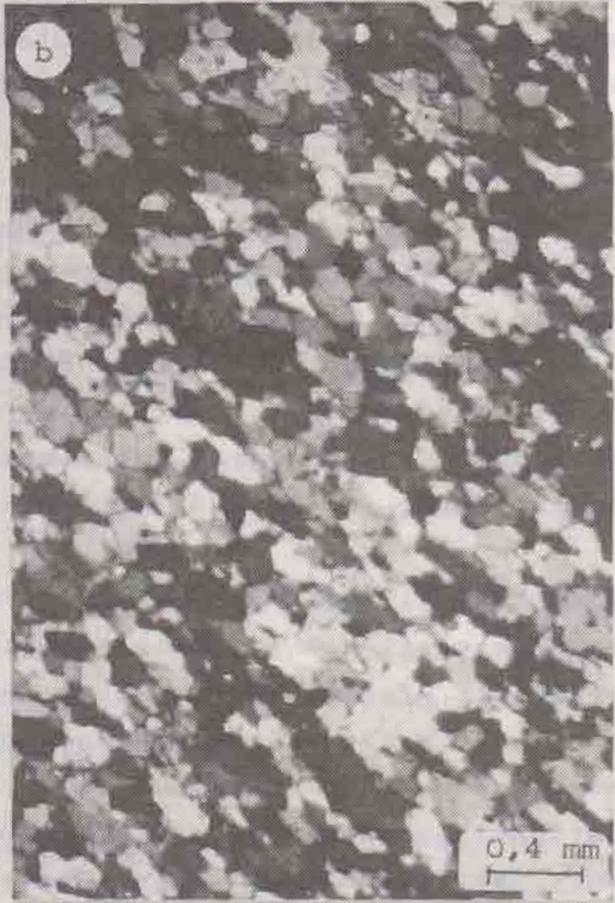


Abb. 4.2a: Fenitisierte Quarz-Glimmerschiefer, in dem die ursprüngliche metamorphe Foliation noch zu erkennen ist. Die Gesteine bestehen aus feinkörnigem, getrübbtem Feldspat-Erz-Granulat. Nur Spuren von Quarz und Glimmer sind zu erkennen. Probe C-54, // -Polarisatoren, Vergrößerung 25x.

Abb. 4.2b: "High grade"-Fenite. Die Gesteine bestehen ausschließlich aus feinkörnigem Kalifeldspat und untergeordnet aus Erzmineralen. Eine Einregelung der Feldspäte ist zu erkennen. Probe F-5, X-Polarisatoren, Vergrößerung 25x.

Abb. 4.2c: "High-grade"-Fenite. Das massige Gefüge wird von den grobkörnigen Kalifeldspäten (Tief-Sanidin) bestimmt. Probe F-3, X-Polarisatoren, Vergrößerung 25x.

Abb. 4.2d: Grobkörniger, verwitterter Alkali-Syenit. Die idiomorphen Aegirinnadeln wurden vollständig durch Eisen-Hydroxide ersetzt, während der poikilitisch ausgebildete Kalifeldspat und der Apatit relativ frisch erhalten sind. Probe C-40, X-Polarisatoren mit reflektiertem Licht, Vergrößerung 50x.

medium and high grade fenite" unterteilt. In den "low grade"-Feniten sind sowohl die ursprünglichen Mineralparagenesen als auch die metamorphen Gefüge völlig erhalten. Mit zunehmender Intensität der Fenitisierung gehen diese leicht fenitisierten Schiefer in "medium grade"-Fenite über.

In den "medium grade"-Feniten sind die ursprünglichen Minerale und die Schieferung teilweise noch erhalten geblieben. Das vorherrschende Gefüge spiegelt aber die Verdrängung und Rekristallisation wider. Da in diesen beiden Gesteinsgruppen der "Protolith" noch zu erkennen ist, könnten auch diese Gesteine als fenitisierte Schiefer bezeichnet werden.

In Chiriguelo gehen die fenitisierten Quarz-Glimmerschiefer in massige Gesteine mit magmatitartigem Habitus über. Deutliche magmatische Kontakte zwischen beiden Gruppen wurden nicht beobachtet. Die Laboruntersuchungen haben gezeigt, daß sowohl petrographisch als auch chemisch diese Proben von den echten Magmatiten zu unterscheiden sind (s. Abs. 4.4.4 und 5.4).

In einer Nomenklatur, die nur auf der modalen Zusammensetzung der Gesteine basiert (z. B. STRECKEISEN 1974), können diese Gesteine als Alkali-Syenite bezeichnet werden. Aber um diese metasomatisch entstandenen Proben von den magmatischen Syeniten zu unterscheiden und um sie in Übereinstimmung mit der erwähnten Nomenklatur richtig anzusprechen ("low , medium and high grade fenite"), werden sie als "high grade"-Fenite bezeichnet.

Für die Benennung der massigen Alkali-Gesteine magmatischer Herkunft wurde das Klassifikationsschema von STRECKEISEN (1974) benutzt.

4.4.2 "Low grade"-Fenite

Die Metasomatose dieser Gesteine ist schwer zu erkennen. Sie tritt entlang der Schieferung und an Klüften oder am Rand von Körnern auf. Getrübte Feldspäte und Neubildungen von Kalifeldspäten und Erzminerale sind Anzeichen der beginnenden Fenitisierung. Aufgrund der Ähnlichkeit dieser Gesteine mit den Quarz-Glimmerschiefern sollen sie hier nicht weiter diskutiert werden.

4.4.3 "Medium grade"-Fenite

Mit diesem Namen bezeichnen wir solche Gesteine, in denen die ursprüngliche Textur in vielen Einzelheiten (z.B. Crenulation und reliktsche Mikrogerölle) zu erkennen ist. Die ursprüngliche Mineralparagenese wurde jedoch durch Rekristallisation teilweise (Abb. 4.1d) oder total zerstört (Abb. 4.2a und b). Die Fenitisierung ist durch folgende Prozesse gekennzeichnet:

- 1) Auflösung der Verzwillingung und Trübung der Feldspäte,
- 2) Rotfärbung durch Hämatit und Eisen-Hydroxide,
- 3) Verdrängung von Quarz und Glimmer,
- 4) Feldspatisierung durch Neubildung von blastischen, z. Teil idiomorphen Kalifeldspäten.

Eine schematische Darstellung der mineralogischen Veränderung während der Metasomatose ist in Abbildung 4.3 zu sehen.

Feldspat ist das vorherrschende Mineral. Die Feldspatkörner sind durch Eisen-Hydroxide getrübt. Die neu gebildeten Kalifeldspäte sind selten idioblastisch (Abb. 4.1d). Muskovit und Quarz sind teilweise in einigen Schliffen erhalten (Probe C-17) oder völlig weggelöst (Probe C-54b) worden. Einige Proben dieser fenitisierten Schiefer sind durch Eisen-Hydroxide stark gefleckt. Die Modalanalyse zweier Proben ist in Tab. 4.1 angegeben.

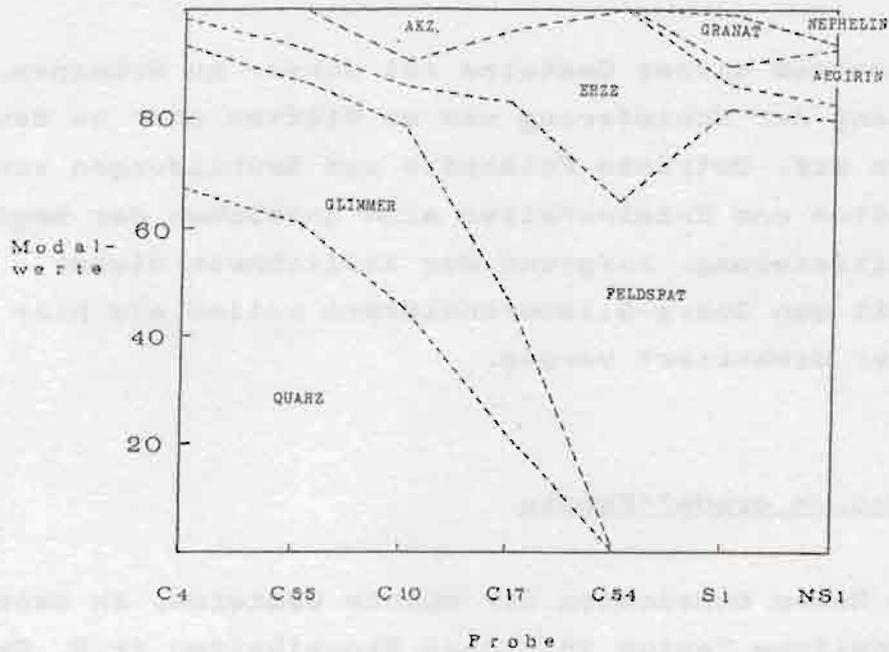


Abb. 4.3: Schematische Darstellung der mineralogischen Umwandlung der Quarz-Glimmerschiefer mit zunehmender Fenitisierung. Der Quarz- und Glimmeranteil nimmt ab, während der Feldspatgehalt zunimmt. Im Bereich der "medium grade"-Fenite nimmt in einigen Proben der Erzmineralgehalt zu.

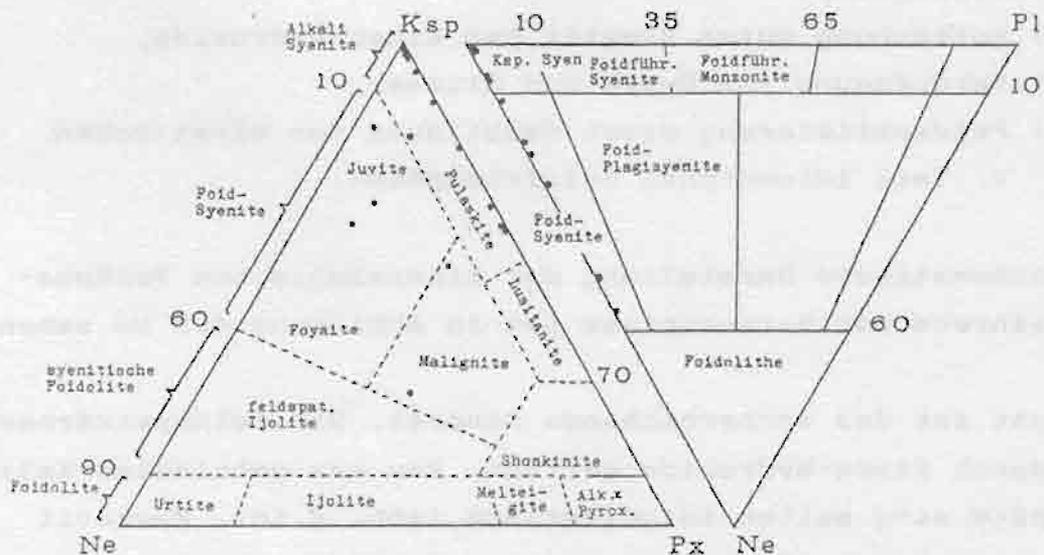


Abb. 4.4: Modalwerte der Alkali-Gesteine von Chiriguayo im Ksp-Ne-Px-Diagramm nach LE BAS (1977) und im APF-Diagramm nach STRECKEISEN (1976).

4.4.4 "High grade"-Fenite

Diese Gesteine treten an der Oberfläche des Komplexes in weit größerer Menge als andere Alkali-Gesteine auf und sind bis in eine Tiefe von 80 m zu finden (siehe Bohrung BC6). Diese Kalifeldspatmetasomatite weisen einen massigen Habitus auf und sind von anderen Alkali-Gesteinen (Magmatiten) zu unterscheiden. Petrographisch zeichnen sie sich durch ihre extrem hohen Kalifeldspatgehalte (Abb. 4.2c und d) aus. Die mineralogische Zusammensetzung einiger Proben dieser grobkörnigen Kalifeldspatmetasomatite sind in Tab. 4.2 dargestellt. Nach SUTHERLAND (1965) kann man diese Proben als "potassic-feldspathic rocks" bzw. Sanidinite bezeichnen.

Im Zentrum des Komplexes, wo die Fenite von den Karbonatiten durchdrungen wurden, ist in den Gesteinen eine starke Verdrängung durch magmatisch eingedrungenen Calcit zu erkennen (Probe C-44). Spuren von Quarz wurden in zwei Proben (C-40 und F3) nachgewiesen.

4.4.5 Massige Alkali-Gesteine

Unter diesem Oberbegriff wurden folgende Untergruppen zusammengefaßt:

- Syenite
- Nephelin-Syenite
- Karbonat-Syenite
- Kumulatgesteine

4.4.5.1 Alkali- und Nephelin-Syenite

In Bezug auf Gefüge und Mineralbestände sind die Syenite und Nephelin-Syenite recht inhomogen. Modalanalysen einiger Proben sind in Tabelle 4.2 dargestellt. Nach dem Kalifeldspat-Nephelin-Pyroxen-Diagramm (in LE BAS 1977) kann man diese



Abb. 4.5a: Gefüge und Mineralparagenese eines Alkali-Syenits. Ein älteres, idiomorphes Sanidinkorn ist von einer zweiten Sanidin-Generation eingeschlossen. Zonar gebauter hypidiomorpher Aegirin, hypidiomorph prismatischer Apatit und spätauskristallisierter Calcit sind ebenfalls zu erkennen. Probe S1, X-Polarisatoren, Vergrößerung 25x.

Abb. 4.5b: Ungleichkörniges Gefüge im Nephelin-Syenit. Die mineralogische Zusammensetzung ist folgende: verzwilligter (nach dem Bavenoergesetz), idiomorpher Kalifeldspat, prismatisch ausgebildeter Aegirin, der teilweise von Biotit zersetzt wird, xenomorpher Nephelin, Calcit, idiomorpher Apatit und Erzminerale. Probe NS3, X-Polarisatoren, Vergrößerung 25x.

Abb. 4.5c: Idiomorphe Granatkristalle mit oszillierendem Zonarbau. Zonar aufgebaute Granate wie diese können nur magmatische Herkunft haben. Probe S6, // -Polarisatoren, Vergrößerung 25x.

Abb. 4.5d: Idiomorpher Titanit, teilweise in hypidiomorphem Aegirin eingeschlossen. Melanit, Erzminerale und Kalifeldspat sind auch in dieser Aufnahme zu erkennen. In dieser Probe erreicht der Anteil an Titanit knapp 8 Vol-%. Proben, die mit Titanit angereichert sind, zeigen in Chiriguelo eine apatitische Tendenz. Probe S2, // -Polarisatoren, Vergrößerung 25x.

Gesteine als Pulaskite, Juvite und Malignite bezeichnen (Abb. 4.4). Gesteine der Reihe Urtit-Ijolit-Melteigit wurden in Chiriguélo nicht gefunden. Im Q-A-P-F-Diagramm liegen diese Proben hauptsächlich in den Bereichen für Alkali- und Foid-Syenite (Abb. 4.4).

Mikroskopisch gesehen, weisen die Syenite und Nephelin-Syenite ein holokristallines, homogen- bis heterogen-körniges, richtungsloses Gefüge auf, das von großen Kalifeldspäten und untergeordnet von Aegirin, Granat, Biotit und Nephelin (in den Foid-Syeniten) bestimmt wird. Einregelungstextur und porphyrisches Gefüge sind seltener zu beobachten. Die Gesteine sind mittel- bis grobkörnig, leukokratisch bis mesokratisch mit überwiegend weißgrauen Farbtönen. Frische mesokratische Proben zeigen durch den hohen Anteil an Aegirin eine dunkelgrüne Farbe. Feinkörnige Varietäten (Mikrosyenite) treten untergeordnet auf. Die Mikrosyenite werden später zusammen mit den Trachyten diskutiert.

Kalifeldspat ist das am häufigsten auftretende Mineral. Aufgrund seiner optischen Eigenschaften wurde der Kalifeldspat als Tief-Sanidin angesprochen ($2V < 10^\circ$). Die Sanidin-Kristalle sind unterschiedlich groß (300 μm bis größer als 1 cm) und kommen als idiomorphe und hypidiomorphe Tafeln und Leisten vor. Nicht selten ist der Sanidin poikilitisch ausgebildet. Er ist nach dem Karlsbader und seltener nach dem Bavenoer Gesetz verzwillingt (Abb. 4.5b) Entmischung, Zonarbau und undulöse Auslöschung sind in den verschiedenen Proben zu erkennen. Die Körner sind frisch oder durch mikroskopische Einschlüsse von Eisen-Hydroxiden und durch Kaolinneubildungen leicht getrübt. Albit sind als Entmischungskristalle selten.

Der Modalanteil an Nephelin ist recht variabel. In den Syeniten ist Nephelin meist nur in Spuren zu erkennen. In den Nephelin-Syeniten macht Nephelin bis zu 34 Vol.-% der Gesteine aus. Die Körner sind meistens xenomorph oder hypidiomorph, seltener idiomorph ausgebildet (Abb. 4.6a und b).

Nephelin ist stark auto-hydrothermal (deuterisch) serizitiert und karbonatisiert und durch eingeschlossenen Erzstaub getrübt. Nephelin scheint eher nach und seltener gleichzeitig mit dem Sanidin ausgeschieden worden zu sein.

Der Klinopyroxen ist ein Aegirin. Er tritt mit prismatischem, stengeligem oder nadelförmigem Habitus auf und ist hypidio- und idiomorph ausgebildet (Abb 4.5a und b). Der Pleochroismus ist grüngelblich bis grün und deutlich zu erkennen. Oft ist Aegirin von Hämatit und oder Biotit verdrängt. Eine Uralitisierung des Aegirin ist in einigen Proben zu erkennen.

Melanit ist idio- und hypidiomorph mit deutlichem oszillierendem Zonarbau ausgebildet. Mehr als 20 verschiedene Zonen sind in einzelnen Körnern zu erkennen (Abb. 4.5c). Melanit ist nicht in allen Proben zu erkennen, und nur selten ist er die Hauptmafitkomponente.

Biotit kommt auch nicht in allen Schliffen vor. Er tritt in unterschiedlich großen, hypidiomorphen bis xenomorphen Tafeln mit deutlichem Pleochroismus (braungelb bis dunkelbraun) auf. Calcit kommt in spät auskristallisierten, dispers verteilten Körner vor; er tritt aber auch in Adern auf. Der Anteil variiert stark in den verschiedenen Proben.

Als Akzessorien sind Titanit, Apatit, Chlorit, Zirkon, Serizit, und Erzminerale zu finden. Titanit und Apatit sind früh auskristallisierte Minerale und meistens idiomorph ausgebildet (Abb 4.5d). Der Anteil an Titanit reicht in einigen Proben bis zu 8 Vol.-% (z.B. S2).

Die Kristallisationsreihe für die mafischen Minerale entspricht der Abfolge: Apatit, Titanit, Melanit, Aegirin und Biotit. Erzminerale und Calcit bilden in allen Proben die letzte Phase der Kristallisation.



Abb. 4.6a: Die Unterscheidung zwischen Kalifeldspat (frisch) und Nephelin (verwittert) wird in den Nephelin-Syeniten aufgrund der unterschiedlichen Verwitterungsresistenz beider Minerale erleichtert. Zahlreiche Aegirinnadeln sind in den poikilitischen Sanidinkristallen zu erkennen. Probe C-42, // -Polarisatoren, Vergrößerung 50x.

Abb. 4.6b: Idiomorpher Kopfschnitt von umgewandeltem Nephelin (serizitisiert und karbonatisiert), der in frischem Kalifeldspat eingeschlossen ist. Probe NS-2, X -Polarisatoren, Vergrößerung 50x.

Abb. 4.6c: Mikrobruch mit kataklastischem Zerfall im Kalifeldspat (siehe auch Abb. 4.6d, 4.8b und 4.8c). Probe NS2, X -Polarisatoren, Vergrößerung 100x.

Abb. 4.6d: Porphyrische Struktur eines Trachyts des Chiriguelo-Komplexes. Der Trachyt ist durch große idiomorphe Sanidin-Einsprenglinge gekennzeichnet. Man beachte, daß der (nach dem Karlsbadergesetz verzwilligte) Kalifeldspat zerbrochen ist. In der Grundmasse sind Klinopyroxen (Aegirin), Kalifeldspat und Erzminerale erkennbar. Probe C-72, X -Polarisatoren, Vergrößerung 25x.

4.4.5.2 Karbonat-Syenite

Mit diesem Namen bezeichnen wir Gesteine, die eine mineralogische Zusammensetzung zwischen Karbonatiten einerseits und Syeniten bzw. Foid-Syeniten andererseits darstellen. Sie unterscheiden sich von den Syeniten und Karbonatiten durch ihren Anteil an Karbonat- und Silikatmineralen, zeigen jedoch eine ähnliche Mineralassoziation. Diese Gesteine wurden hauptsächlich in der Bohrung BC-3 beobachtet, sie sind aber auch an der Oberfläche zu finden. Modalwerte von zwei Proben dieser Gesteine sind aus der Tabelle 4.2 zu entnehmen.

Die Karbonat-Syenite sind durch ein holokristallines, wechselkörniges Gefüge charakterisiert. Sie weisen eine richtungslose Textur auf, die hauptsächlich von Kalifeldspat, Andradit (Melanit) und Calcit bestimmt ist. Die Gesteine sind meist brekziiert und von Calcit-Adern stark durchdrungen. Die Silikatminerale sind in einigen Proben teilweise karbonatisiert.

Zwei Generationen von Calcit wurden erkannt. Die erste ist primärmagmatisch ausgeschieden, während die zweite entlang von Störungen sekundär eingedrungen ist. Melanit kommt in großen (> 1 cm), idiomorphen Kristallen mit deutlichem Zonarbau vor und bildet in dieser Gruppe die Hauptmafitkomponente.

Perthitentmischer Kalifeldspat und umgewandelter Nephelin wurden in einigen Proben festgestellt. Aegirin ist in den Karbonat-Syeniten untergeordnet vorhanden. Er tritt mit prismatischem oder stengeligem Habitus auf und wird meistens (mit Granat) durch sekundär ausgebildete, tafelige, hell- bis dunkelbraune Biotite verdrängt. Apatit tritt in Form von idiomorphen Kristallen auf. Er ist teilweise korrodiert. Erzminerale und Serizit wurden als Akzessorien beobachtet.

4.4.5.3 Kumulatgesteine

Gesteine, die überwiegend aus mafischen Mineralen bestehen, wurden nur in Tiefbohrungen nachgewiesen. Sie treten in verschiedenen Niveaus (Kapitel 3.8.5), hauptsächlich in Bohrung CB-6, auf. In dem Ksp-Ne-Kpx Diagramm (Abb. 4.4) liegen diese Gesteine in dem Pyroxenit-Feld.

Diese Gesteine haben ein körniges Gefüge und zeigen Kumulatstrukturen (Abb. 4.7a und b). Sie bestehen aus idio- bis hypidiomorphem Melanit, grün pleochroitischem Aegirin und aus hell- bis dunkelbraunem, tafelig und blättrig ausgebildetem Biotit, der z.T. Klinopyroxen und Granat verdrängt (Abb. 4.7b). Der Modalbestand einer repräsentativen Probe ist in Tabelle 4.2 angegeben.

Untergeordnet (<5 Vol.-%) kommen als Zwickelfüllungen zwischen den mafischen Komponenten frischer Sanidin und Nephelin vor. Als Akzessorien sind Titanit, Apatit, Erzminerale, Calcit und Chlorit identifiziert worden. Die Annahme, daß es sich bei diesen Gesteinen um Kumulatgesteine handelt, basiert auf der Gefügebildung, der Mineralparagenese und dem Erscheinungsbild (Abb. 3.9d) im Bohrkern.

4.4.6 Mikrosyenite und Trachyte

Die Mikrosyenite sind fein- und gleichkörnig und xenomorph ausgebildet. Modalanalysen zweier dieser Proben zeigen, daß sie aus getrübttem Sanidin (59 Vol.-%), umgewandeltem Pyroxen (28 Vol.%) und Erzmineralen (6 Vol.%) bestehen. Quarz kommt in einer dieser Proben in Adern oder als Zwickelfüllung vor und macht bis 7 Vol.-% der Gesteine aus.

Die Trachyte sind holokristallin und porphyrisch ausgebildet. Die Sanidin-Einsprenglinge (größer als 0.3 mm) sind oft fluidal eingeregelt und machen bis 70 Vol. % der Gesteine aus (Abb. 4.6d). Die Textur ist kompakt, nur selten sind blasig



Abb. 4.7a & b: Gefüge und Mineralparagenese der Kumulatgesteine. Sie bestehen überwiegend aus Melanit und Aegirin, die von Biotit teilweise verdrängt wurden. Als Akzessorien kommen Titanit, Apatit, Calcit und felsische Minerale vor. Probe A-1, // -Polarisatoren, Vergrößerung 25x (a) bzw. 100x (b).

Abb. 4.7c: Ein Calcitkorn ist in diesem Karbonat-Syenit von einem deutlich ausgeprägten Biotitreaktionssaum umschlossen. Probe KS5, X-Polarisatoren, Vergrößerung 50x.

Abb. 4.7d: Richtungsloses, ungleichkörniges Gefüge eines Silikokarbonatits von Chiriguelo. Biotit und Aegirin sind teilweise von Erzmineralen umgeben. Calcit ist ebenfalls in der Aufnahme zu erkennen. Probe K-12, // -Polarisatoren, Vergrößerung 50x.

ausgebildete Varietäten zu erkennen. Die umgewandelte Grundmasse ist mikro- und kryptokristallin. Sie besteht aus Kalifeldspat, Aegirin und Erzmineralen.

Zwei Generationen von Sanidin, mit ausgeprägtem Unterschied zwischen Einsprenglingen und Grundmasse, sind in den Trachyten zu erkennen. Die Einsprenglinge sind groß (bis 1 cm) und meist idiomorph ausgebildet. Die Kristalle, die nach dem Karlsbader, seltener nach dem Bavenoer Gesetz verzwillingt sind, zeigen eine undeutliche Spaltbarkeit. Einige Kristalle wurden durch die Grundmasse korrodiert. Aegirin ist kleinprismatisch oder stengelig ausgebildet und oft durch Hämatit ersetzt.

Melanit und Calcit wurden nur in einer Probe beobachtet (C-65a). Das letztgenannte Mineral ist sowohl in der Grundmasse als auch als Einsprengling zu erkennen. Der Melanit ist porphyrisch (mit deutlichem Zonarbau) ausgebildet. Die Kristalle (bis 3 mm groß) sind idio- und hypidiomorph und haben rotbräunliche Eigenfarbe.

Einige dieser trachytischen Gänge (z. B. C-72a) sind stark von Quarzadern durchdrungen. Quarz kommt auch als Hohlräumfüllung der blasigen Proben (z. B. C-65b) vor.

4.5 Karbonatite

4.5.1 Nomenklatur

In der Arbeit von BRÖGGER (1921) wurde erstmals eine Nomenklatur für Karbonatgesteine magmatischer Herkunft vorgeschlagen. In ihren Arbeiten haben VON ECKERMANN (1948), HEINRICH (1966), VERWOERD (1966) und LE BAS (1977) teilweise die Terminologie von BRÖGGER (op. cit.) übernommen, aber auch widersprüchlich benutzt.

In den letzten Jahren haben STRECKEISEN (1980), WOOLLEY (1982) und KRESTEN (1983) eine einheitliche Klassifizierung vorgeschlagen. In der vorliegenden Arbeit ist die Nomenklatur von KRESTEN (op. cit.) übernommen worden. Danach werden magmatische Gesteine mit mehr als 70 Vol.-% Karbonat als Karbonatite bezeichnet und Gesteine mit 50-70 Vol.-% Karbonat und 30-50 Vol.-% Silikat als Siliko-Karbonatite benannt.

Karbonatite und Siliko-Karbonatite sind weiter in calcitische (Sövite und Alvikite), dolomitisch-ankeritische (Rauhaugite und Beforsite) und alkali-karbonatische Varietäten unterteilt. Charakteristische, nicht-karbonatische Minerale (Anteil > 10 Vol.-%) sind den Gesteinsnamen als Präfix vorangestellt (z. B. Biotit-Sövit).

In Anlehnung an diese Nomenklatur sind folgende Karbonatite im Chiriguelo-Komplex festgestellt worden: Sövite, Biotit-Sövite, Alvikite, Hämatit-Alvikite und Siliko-Alvikite. Dolomitisch-ankeritische Varietäten kommen nicht vor. Die Unterteilung zwischen Sövit und Alvikiten erfolgt nach LE BAS (1977) aufgrund der Korngröße. Sövite sind die grobkörnigen, Alvikite die feinkörnigen Varietäten.

4.5.2 Sövite

Die Gefüge der Sövite sind variabel und in erster Linie durch die Ausbildung der Calcitkristalle bestimmt. Als verbreiteter Typ kommt ein mittelkörniger Sövit mit mosaikartigem Gefüge und richtungslos-massiger Textur vor. Porphyrische und brekziöse Gefüge sind auch beobachtet worden.

Den Hauptanteil bildet Calcit. Das wurde sowohl mikroskopisch durch Anfärbung mit Alizarin-rot als auch durch Röntgendiffraktometrie bestimmt. Die Nebengemengteile bilden Biotit, Apatit, Hämatit, Magnetit, Baryt, Quarz und Kali-



Abb. 4.8a & b: Grobkörnige, richtungslos-massige Textur im Sövit des Chiriguelo-Komplexes. Den Hauptanteil der Gesteine bildet Calcit. In Abb. 24a sind idiomorph ausgebildeter Apatit und xenomorpher Quarz zu erkennen. In Abb. 24b sind neben den erwähnten Mineralen auch hypidiomorphe Biotite und xenomorphe Erzminerale zu beobachten. Biotit macht örtlich bis 30 Vol.-% der Biotit-Sövite aus. Probe K-1 (a) und K-3 (b), X-Polarisatoren, Vergrößerung 25x.

Abb. 4.8c: Zerrochener Apatit, verbogener Biotit mit Apatit-Einschlüssen und grobkörniger Calcit im Biotit-Sövit von Chiriguelo. Der Biotit wird von Eisen-Oxiden verdrängt. Im Apatit sind Flüssigkeitseinschlüsse zu erkennen. Die Spaltbarkeit des Biotits und des Calcits ist deutlich erkennbar. Probe K-3, // -Polarisatoren, Vergrößerung 100x.

Abb. 4.8d: Ein typischer Alvikit mit feinkörnigen Calcit-rhomboedern. Untergeordnet führen diese Gesteine Biotit, Apatit und Erzminerale. Bemerkenswert ist der große Korngrößenunterschied zwischen den Söviten und Alvikiten (vgl. mit Abb. 24a und 24b). Probe K-4, X-Polarisatoren, Vergrößerung 25x.

feldspat. Der Mineralbestand einiger Karbonatite von Chiriguelo ist in Tabelle 4.3 angegeben.

Die Größe der Calcitkristalle ist unterschiedlich und reicht von 40 μm (Alvikite) bis zu mehreren cm großen Einsprenglingen in den porphyrischen Varietäten. In den Söviten liegt ihre Größe zwischen 0,8 und 1,6 mm. Die Körner sind hypidiomorph bis xenomorph ausgebildet und treten als unregelmäßige polyedrische Kristalle, seltener mit ovalem und tabularem Habitus auf. Sie sind teilweise gestreckt.

Die Korngrenzen sind geradlinig, konkav-konvex oder unregelmäßig buchtig. Die Kristalle zeigen eine schwache undulöse Auslöschung, eine deutlich rhomboedrische Spaltbarkeit und eine Zwillingslamellierung. Eine Kornverkleinerung der Calcitkristalle ist in einigen Proben beobachtet worden. Die rosa- bis hell-braune Farbe der Sövitite ist auf submikroskopische Fe-Hydroxid-Einschlüsse im Calcit zurückzuführen.

Biotit tritt in idiomorphen bis hypidiomorphen Blättern und Tafeln (bis 5 mm groß) auf und ist durch einen gelblich-braunen bis dunkelbraunen Pleochroismus gekennzeichnet (Abb. 4.8b). Der Anteil an Biotit schwankt von 1 bis 30 Vol.-%, wobei für Varietäten mit mehr als 10 Vol.-% Biotit der Name Biotit-Sövit bevorzugt wird. Örtlich ist die Biotitanreicherung so stark (> 70%), daß die Gesteine schon als Glimmerite bezeichnet werden können. Durch die Einregelung der Biotite zeigen einige Sövitite eine markante Fließtextur. Ein deutlicher Zonarbau und eine Anreicherung von Eisen-Oxid in den Biotiten ist in einigen Schliffen zu erkennen.

Apatit kommt in idiomorph bis hypidiomorph prismatischen Kristallen vor (Abb. 4.8a). Der Anteil liegt immer unter 3 Vol.-%. Die Größe schwankt zwischen 40 und 400 μm . Hämatit und Magnetit sind die häufigsten Oxide. Magnetit ist idiomorph bis hypidiomorph ausgebildet, während Hämatit meist als xenomorphe bis hypidiomorphe Körner zwischen den Calcitkristallen auftritt.

Baryt, Quarz und getrüübter Kalifeldspat treten akzessorisch auf. Der Kalifeldspat wurde auch in Form von Xenokristallen in brekziierten Karbonatiten beobachtet. Die Kristallisationsreihe entspricht folgendem Schema: Apatit-Biotit-Calcit-Erzminerale-Quarz-Baryt. Pyrochlor ist in den Hauptbövititen selten zu finden. Dieses Mineral bildet jedoch mit Biotit und Calcit die Hauptkomponente in bis 10 cm breiten Gängen, die den Sövit in einer späteren Phase durchdrungen haben.

Die chemische Analyse von Pyrochlor aus dem Chiriguéolo-Komplex lautet nach PREMOLI & VELAZQUEZ (1981):

Oxide	Gehalt (Gw. %)	Oxide	Gehalt (Gw. %)
Nb ₂ O ₅	47.8	BaO	4.0
UO ₂	13.3	ThO ₂	0.1
TiO ₂	6.9	PbO	0.9
SiO ₂	6.0	FeO	2.2
CaO	5.2	MnO ₂	1.2
SrO	10.4	K ₂ O	0.06

Nach HOGARTH (1977) kann man, aufgrund der Analyse, dieses Mineral als Uranpyrochlor bezeichnen.

4.5.3 Alvikite

Wie schon in dem Kapitel 3.5.5.3 erwähnt wurde, treten die Alvikite als Gänge in den Sövititen auf. Das Gefüge der Alvikite kann als holokristallin, hypidiomorph-körnig und richtungslos bezeichnet werden (Abb. 4.8d). Die mineralogische Zusammensetzung der Alvikite ist der der Sövite ähnlich. Die Alvikite unterscheiden sich nur durch ihren feinkörnigen Calcitanteil. Einige brekziierte Alvikitgänge (Abb. 4.9a) sind mit Apatit und Hämatit angereichert (bis 12 und 13 Vol.-% jeweils).

4.5.4 Siliko-Alvikite

Die Siliko-Alvikite sind ungleichkörnig und richtungslos ausgebildet (Abb. 4.7d). Die Silikatminerale (Biotit, Aegirin und Kalifeldspat) sind im Durchschnitt größer als die Karbonate. Das häufigste Mineral ist der feinkörnige Calcit (58 Vol.-%). Die xenomorphen, z. T. korrodierten Feldspatkörner sind stark getrübt (Abb. 4.9b). Biotit zeigt einen deutlichen rotbraunen Pleochroismus während Aegirin eine grüne Eigenfarbe aufweist. Beide, Biotit und Aegirin, sind von Eisen-Oxiden verdrängt oder umgeben (Abb. 4.7d). Als Akzessorien kommen Apatit und Erzminerale vor.

4.6 Basalte

Die Basalte sind hypo- bis holokristallin und haben ein intergranulares Gefüge (Abb. 4.9d), nur selten sind die Proben leicht porphyrisch (Abb. 4.9c) ausgebildet. Sie zeigen eine richtungslose oder leicht fluidale Textur. Hinsichtlich der Raumfüllung sind sie kompakt, porös oder amygdaloid ausgebildet. Die Olivin-, Klinopyroxen- und Erzkörner liegen innerhalb einem Netzwerk von Plagioklasleisten. Symplektitische Verwachsungen von Plagioklas, Augit und Erzmineralen wurden in einigen Proben beobachtet.

Olivin tritt untergeordnet in kleinen (bis 0,3 mm) xenomorphen Kristallen auf, die vollständig in Viridit umgewandelt sind. Der Klinopyroxen ist ein hell-grüner Augit. Die Körner sind hypidio- bis xenomorph ausgebildet und weisen unterschiedliche Größen auf. Verzwilligungen und Zonarbau sind häufig zu erkennen. Erzkörner, die mit Augit vergesellschaftet sind, machen stets ca. 10 Vol % der Gesteine aus. Dieser hohe Erzanteil kommt in der chemischen Analyse in den hohen Fe- und Ti-Werten zum Ausdruck.

Plagioklas ist das häufigste Mineral. Er tritt in drei verschiedenen Generationen auf. Die Leisten sind idiomorph

und hypidiomorph ausgebildet und nach dem Albit-, seltener nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Die petrographische Bestimmung des An-Gehaltes (Michel-Levy-Methode) ergab eine Labradoritzusammensetzung. Glas ist in unterschiedlicher Menge (bis 5 Vol.-%) in Zwickeln zwischen den Plagioklasleisten zu erkennen.

Die Blasenräume sind mit bräunlich-gefärbten, radialstrahligen, konzentrisch angeordneten Zeolithen (?) ausgefüllt. Apatit tritt als kleine, nadelige Einschlüsse im Plagioklas auf.

Der Modalbestandanteil von Basaltproben ist in Tabelle 4.4. wiedergegeben. In dieser Tabelle wird deutlich, daß die Basalte eine relativ homogene mineralogische Zusammensetzung aufweisen und Klinopyroxen das dominierende Mafitmineral ist. Die Grundmasse enthält sowohl Glas als auch Mikrolithe (kleiner als 0,03 mm).



Abb. 4.9a: Brekzierter, apatitreicher Alvikit. Der Apatit macht in dieser Probe mehr als 10 Vol% der Gesteine aus. Derartige Proben, die wirtschaftlich interessant sein könnten, treten im Chiriguelo-Komplex nur untergeordnet auf. Probe K-5, X-Polarisatoren, Vergrößerung 50x.

Abb. 4.9b: Typischer Silikoalvikit mit feinkörnigem Calcit, Erzmineralen, grobkörnigerem Biotit und getrübbtem Kalifeldspäten. Man beachte das ausgeprägt ungleichkörnige Gefüge. Probe K-7, X-Polarisatoren, Vergrößerung 25x.

Abb. 4.9c & d: Porphyrischer Basalt des Chiriguelo-Komplexes. Zwei Plagioklasgenerationen sind in Abb. 4.9c zu erkennen. Der Raum zwischen den Plagioklasen ist von Augit, Erzmineralen, verwittertem Olivin und Glas ausgefüllt. Probe B-2., X-Polarisatoren, Vergrößerung 25x (c) bzw. 100x (d).

3.1 Vorbemerkung

Da bisher noch keine Gesamtgesteinsanalysen für das untersuchte Areal vorliegen und die Möglichkeit, chemische Analysen durchzuführen, begrenzt war, erschien es am sinnvollsten, für jede Gesteinsgruppe ausgewählte Proben zu analysieren. Insgesamt wurden 36 Proben chemisch untersucht, davon 28 Proben auf Haupt- und Spurenelemente mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzmethode in der BGR. Die restlichen 8 Proben wurden naßchemisch im Laboratorium der "Dirección de Industrias Militares", Asunción, Paraguay, analysiert.

Die begrenzte Anzahl an analysierten Proben konnte nicht die gesamte Variationsbreite innerhalb jeder Gesteinsgruppe ausreichend repräsentativ erfassen. Insbesondere die Alkali-Gesteine von hoher Heterogenität sind nur unzulänglich erfaßt.

Vorab können die Untersuchungsergebnisse wie folgt in drei Punkten zusammengefaßt werden:

- Eine erste chemische Charakterisierung der unterschiedlichen Gesteinsgruppen, die im Chiriguelo-Komplex auftreten, ist möglich.
- Es ergaben sich Beziehungen zwischen den Karbonat-, Alkalisilikat- und Basaltgesteinen, die gewisse Rücksicht auf die Genese und die Entwicklung des Chiriguelo-Komplexes zulassen.
- Eine qualitative Aussage über die geochemischen Veränderungen während der Fenitisation ist möglich.

Die Berechnung der CIPW-Norm, der Niggli-Werte und der Barthschen Standardzelle erfolgte mit einem Fortran-Rechenprogramm am Institut für Mineralogie und Mineralische Rohstoffe der TU Clausthal. Für die Norm-Berechnung und die

Darstellung der Daten in Diagrammen wurden die Gesteine auf 100 Gew.-% (ohne Glühverlust) umgerechnet.

Der Eisen-Oxid-Gehalt wurde als Fe_2O_3 analysiert. Die $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+3}$ -Verhältnisse für Alkalisilikatgesteine wurden nach LE MAITRE (1976), die für Basalte nach BANCROFT et al. (1977) berechnet. Bei der Ermittlung der CIPW-Werte von Olivin und Pyroxen war aufgrund der nicht analysierten $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+3}$ -Verhältnisse ein gewisser Fehler unvermeidlich. Daher wurden diese Werte nicht zur Charakterisierung der Gesteine herangezogen. Für die chemischen Untersuchungen wurden bevorzugt Proben von Bohrkernen analysiert, weil es sich dabei um frischeres, weniger verwittertes Material handelte.

5.2 Grünschiefer

Eine repräsentative Probe der Grünschiefer wurde analysiert (Tab. 5.1). Es ergab sich eine basaltische Zusammensetzung für diese Gesteine. Zu bemerken sind die niedrige K_2O -, Sr- und Ba-Werte. Die $\text{Mg} \# = 79$ des Grünschiefers ist auch typisch für Gesteine basaltischer Zusammensetzung. Weder petrographisch noch chemisch wurden Hinweise auf Metasomatosevorgänge in diesen Schiefen gefunden.

5.3 Fenitisierung

Metasomatose ist die Veränderung der chemischen Zusammensetzung eines Gesteins im festen Zustand. Fenitisierung ist der spezifische Name für alkali-metasomatische Umwandlungen im Nebengestein von Alkali- und Karbonatitintrusionen (WIMMENAUER 1985).

Detaillierte geochemische Untersuchungen zur Fenitisierung in Alkali- und Karbonatitkomplexen wurden in den letzten

$$\text{Mg} \# : 100 \times \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$$

Tab. 5.1: Haupt- und Spurenelemente der Grünschiefer (+), Quarz-Glimmerschiefer (*) und der "medium grade"-Fenite (#) im Chiriguano-Komplex

Hauptelemente (Gew.-%)						Spurenelemente (ppm)				
Probe:	C-78+	C-4*	C-10*	C-17#	C-54#	Probe:	C-78+	C-10*	C-17#	C-54#
SiO ₂	49,22	69,15	66,07	64,82	64,58	Rb	14	161	175	148
TiO ₂	2,78	0,47	0,73	1,06	0,66	Sr	85	146	43	33
Al ₂ O ₃	12,86	14,54	14,28	13,99	12,84	Ba	0	839	496	467
Fe ₂ O ₃	15,17	4,96	5,48	5,00	8,69	Ce	54	145	114	847
MnO	0,26	0,21	0,07	0,13	0,22	Cr	88	169	125	70
MgO	5,89	1,99	2,02	0,44	0,11	La	31	63	47	462
CaO	8,78	0,86	1,30	0,25	0,12	Sc	41	10	7	9
Na ₂ O	2,69	1,72	2,45	0,27	0,17	V	449	125	119	312
K ₂ O	0,13	3,71	4,18	11,18	10,35	As	< 5	15	25	14
P ₂ O ₅	0,29	n. b.	0,19	0,23	0,11	Bi	< 6	< 6	< 6	< 6
SO ₃	0,00	n. b.	0,03	0,00	0,00	Cu	50	19	15	21
LOI	1,60	2,32	2,45	2,00	1,51	Mo	11	6	10	8
Summe	99,67	99,93	99,25	99,37	99,36	Nb	6	16	31	96
K ₂ O/Na ₂ O	0,05	2,16	1,71	41,41	60,87	Ni	28	24	26	48
						Pb	< 5	26	21	68
						Sn	< 20	< 20	< 20	< 20
						Ta	< 5	< 5	< 5	< 5
						Th	12	22	16	276
						U	< 3	< 3	5	22
						W	< 5	< 5	< 5	6
						Y	55	37	23	43
						Zn	108	86	47	176
						Zr	169	205	367	304
						K/Rb	77	215	530	580
						Rb/Sr	0,16	1,10	4,17	4,51

C-4: naßchemische Analyse

n. b.: nicht bestimmt

Tab. 5.2: Chemische Zusammensetzung der Glimmerschiefer und der "medium and high grade"-Fenite in Kationen pro 160 Anionen (Bartsche Standardzelle)

Probe:	C-10	C-4	C-17	C-54	F3
Si	60,9	67,5	61,0	61,1	58,8
Al	15,5	16,7	15,5	14,3	16,7
Fe ⁺³	1,9	1,8	2,4	4,1	1,5
Fe ⁺²	1,9	1,8	1,2	2,1	1,5
Mg	2,8	2,9	0,6	0,2	0,1
Ca	1,3	0,9	0,3	0,1	0,0
Na	4,4	3,3	0,5	0,3	0,6
K	4,9	4,6	13,4	12,5	18,0
Ti	0,5	0,3	0,8	0,5	0,5
F	0,2	n. b.	0,2	0,1	0,0
Mn	0,1	0,2	0,1	0,2	0,0

zwei Jahrzehnten insbesondere von MCKIE (1966), VERWOERD (1966 a & b), WOOLLEY (1969), BORODIN & PAVLENKO (1974), VARTIAINEN & WOOLLEY (1976), LE BAS (1977) und ROCK (1976) durchgeführt.

Nach den o.g. Autoren entspricht die Fenitisierung einer Vielzahl von komplexen geochemischen Prozessen, die nicht nur von der chemischen Zusammensetzung der verschiedenen Ausgangsgesteine und der intrudierten Magmen abhängen. Die Fluid-Phasen der Magmen (H_2O , CO_2 , F, CL, S usw.), die Bildung von Komplexen, der Anteil an Alkalien (K_2O und Na_2O) und die Temperatur spielen mindestens eine ebenso wichtige Rolle für die Mobilität und Migrationsfähigkeit bestimmter Elemente (u. a. K, Na, Si, Ca, Ba, Sr, Zr, Nb, SEE usw.).

Um die Fenitisierungsprozesse in den Gesteinen des Chiriguelo-Komplexes zu charakterisieren und die metasomatischen Stoffbewegungen zu berechnen, wurden Analysen der Haupt- und Spurenelemente von 7 Proben durchgeführt und für die Berechnung der Barthschen Standardzelle verwendet (Tab. 5.2).

Die Berechnungsmethode der Barthschen Standardzelle und die Diskussion von Stoffbilanzen bei metasomatischen Umwandlungen sind bei MÜLLER & BRAUN (1977) ausführlich dargelegt.

BARTH (1948) hatte festgestellt, daß der Sauerstoff (und OH^-) in den meisten Gesteinen das einzige Anion von quantitativer Bedeutung ist und die Zahl von 160 Sauerstoffionen bezogen auf 100 Kationen (Barthsche Standardzelle) in sehr geringem Maße schwankt. Da die Sauerstoffanionen 94 Vol.-% im Gestein und alle Kationen zusammen weniger als 6 Vol.-% ausmachen, eignet sich die Barthsche Standardzelle für die Berechnung metasomatischer Stoffverschiebungen der Kationen bei konstantem Volumen (= konstantem Sauerstoff) besonders gut (MÜLLER & BRAUN 1977).

Zwei Glimmerschiefer, zwei fenitisierte Glimmerschiefer ("medium grade"-Fenite), ein Grünschiefer und 2 "high grade"-Fenite syenitischer Zusammensetzung wurden dazu analysiert. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind in Tabelle 5.1 (Schiefer und "medium grade"-Fenite) und Tabellen 5.4 und 5.5 ("high grade"-Fenite) angegeben.

Bei den Glimmerschiefern handelt es sich um die Proben C-10 und C-4, die unter dem Polarisationsmikroskop keine Anzeichen von Fenitisierung aufweisen und deshalb als nicht (oder wenig) metasomatisch überprägt anzusehen sind. Daher werden sie als "Protolith" angesprochen. Die Proben C-17 und C-54 stammen von fenitisierten Gesteinen, die aber die reliktsche Struktur, Textur und mineralogische Zusammensetzung der ursprünglichen Glimmerschiefer zeigen. Der analysierte Grünschiefer wurde bereits in Abschnitt 5.2 diskutiert. Die chemische Zusammensetzung der "high grade-Fenite" wird später behandelt (Abs. 5.4).

Die Probe C-10 (Quarz-Glimmerschiefer) wurde als Edukt von Proben C-17 und C-54 ("medium grade"-Fenite) untersucht (Tab. 5.3a). Die Ergebnisse zeigen, daß durch Zufuhr von K (untergeordnet Si und Ti) bei gleichzeitiger Abfuhr von Na, Ca und Mg die Probe C-17 aus einem Material wie Probe C-10 entstanden sein könnte. Die zu- und weggeführten Fe-Gehalte wurden dabei nicht berücksichtigt, da das Fe^{+2}/Fe^{+3} -Verhältnis nicht bestimmt wurde. Die Probe C-10 könnte auch das Ausgangsgestein für die Probe C-54 charakterisieren. Durch Zufuhr von K und Fe (untergeordnet Si und Mn) und Wegfuhr von Ca, Na, und Mg (untergeordnet Al) ist vermutlich das Gestein (C-10) metasomatisch überprägt worden. In Abbildung 5.1 ist der negative Trendverlauf zwischen K vs. Ca, Mg und Na während der Fenitisierung dargestellt.

Metasomatische Stoffverschiebungen kann man auch unter der Voraussetzung berechnen, daß Al_2O_3 bei der Metasomatose eine relativ große Immobilität aufweist. Zahlreiche

Tab. 5.3a: Stoffbilanz der Metasomatose zwischen Quarz-Glimmerschiefer (Probe C-10) und "medium grade"-Fenite (Proben C-17 und C-54) nach der Barthsche Standardzelle

1) Stoffbilanz der Proben C-10 vs C-17

Elemente	K	Na	Ca	Mg	Fe ⁺²	Fe ⁺³	Al	Si	Ti	P	Mn
C-10	4,9	4,4	1,3	2,8	1,9	1,9	15,5	60,9	0,5	0,2	0,1
C-17	13,4	0,5	0,3	0,6	1,2	2,4	15,5	61,0	0,8	0,2	0,1
Zugef.	8,5	-	-	-	-	0,5	-	0,1	0,3	-	-
Abgef.	-	3,9	1,0	2,2	0,7	-	-	-	-	-	-

Zugeführte (+) Valenzen

K ⁺	8,5
Fe ⁺³	1,9
Si ⁺⁴	0,4
Ti ⁺⁴	1,2
	11,6

Abgeführte (+) Valenzen

Na ⁺	3,9
Ca ⁺²	2,0
Mg ⁺²	4,4
Fe ⁺²	1,4
	11,7

2) Stoffbilanz der Proben C-10 vs C-54

Elemente	K	Na	Ca	Mg	Fe ⁺²	Fe ⁺³	Al	Si	Ti	P	Mn
C-10	4,9	4,4	1,3	2,8	1,9	1,9	15,5	60,9	0,5	0,2	0,1
C-54	12,5	0,3	0,1	0,2	2,1	4,1	14,3	61,1	0,5	0,1	0,2
Zugef.	7,6	-	-	-	0,2	2,2	-	0,2	-	-	0,1
Abgef.	-	4,1	1,2	2,6	-	-	1,2	-	-	0,1	-

Zugeführte (+) Valenzen

K ⁺	7,6
Fe ⁺³	6,6
Si ⁺⁴	0,8
Mn ⁺²	0,2
Fe ⁺²	0,4
	15,6

Abgeführte (+) Valenzen

Na ⁺	4,1
Ca ⁺²	2,4
Mg ⁺²	5,2
Al ⁺³	3,6
P ⁺³	0,5
	15,8

Tab. 5.3b: Stoffbilanz der Metasomatose zwischen Quarz-Glimmerschiefer (Probe C-10) und "medium grade"-Fenite (Proben C-17 und C-54) bei konstantem Al₂O₃

1) Stoffbilanz der Proben C-10 vs C-17

Oxide	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO ₂
C-10	4,18	2,45	1,30	2,02	5,48	14,28	66,07	0,73	0,19	0,07
C-17+	11,41	0,28	0,26	0,45	5,10	14,28	66,16	1,08	0,23	0,13
Zugef.	7,23	-	-	-	-	0	0,09	0,35	0,04	0,06
Abgef.	-	2,17	1,04	1,57	0,38	-	-	-	-	-

2) Stoffbilanz der Proben C-10 vs C-54

Oxide	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO ₂
C-10	4,18	2,45	1,30	2,02	5,48	14,28	66,07	0,73	0,19	0,07
C-54+	11,51	0,20	0,13	0,12	9,66	14,28	71,82	0,73	0,12	0,24
Zugef.	7,33	-	-	-	4,18	0	5,75	0	-	0,17
Abgef.	-	2,25	1,17	1,90	-	-	-	-	0,07	-

+ : Analyse C-17 multipliziert mit Faktor (Al₂O₃)₁ : (Al₂O₃)₂ = 1,02

* : Analyse C-54 multipliziert mit Faktor (Al₂O₃)₁ : (Al₂O₃)₂ = 1,11

petrographische und geochemische Untersuchungen stützen diese Hypothese (u. a. GRESENS 1967, RUBIE 1982).

Dazu wurden Berechnungen in folgenden Schritten durchgeführt:

- Der Al₂O₃-Gehalt des Ausgangsgesteins (1) wird durch den Al₂O₃-Gehalt im Metasomatit (2) dividiert.
- Die so erhaltene Zahl wird mit den Gehalten aller Komponenten im Gestein (2) multipliziert.
- Anschließend werden die Analysenwerte der Ausgangsgesteine von den umgerechneten Werten der Metasomatite subtrahiert. Man erhält dann für alle Oxide positive oder negative Zahlen, welche der metasomatischen Zu- oder Abfuhr entsprechen.

Die Stoffverschiebungsberechnungen bei konstantem Al₂O₃-Gehalt sind in Tabelle 5.3b angegeben. Ein Vergleich der in Tabellen 5.3a und 5.3b dargestellten Berechnungen zeigt, daß beide Ergebnisse relativ ähnlich sind. Nach beiden Berechnungsmethoden werden hauptsächlich K und Fe (in 5.3a.2 und 5.3b.2) zugeführt und Na, Ca und Mg abgeführt.

Wenn man die Spurenelemente dieser Gesteine betrachtet, erkennt man, daß die "medium grade"-Fenite im Vergleich zu den Protolithen niedrigere Sr- und Ba-Werte und höhere Zr-, U- und Nb-Gehalte zeigen. Ferner zeichnen sich die "medium grade"-Fenite durch hohe Rb/Sr-Verhältnisse (und auch K₂O/Na₂O-Werte) aus. Die Probe C-54 enthält außerdem hohe Ce-, La-, V- und Th-Gehalte.

HAGGERTY & MARIANO (1983) haben die Fenitisierung im Chiriguvelo-Komplex als eine Zufuhr von Na⁺ + Fe⁺³ mit gleichzeitiger Abfuhr von Si⁺⁴ charakterisiert. Nach den in dieser Arbeit durchgeführten petrographischen Untersuchungen und den berechneten Stoffbilanzen läßt sich dieser einfache Austauschprozeß nicht bestätigen.

Wie aus Abbildung 4.3 und aus den Stoffbilanzen (Tab. 5.3a.1 und 5.3b.1) hervorgeht, werden die primären Mineralgehalte der Quarz-Glimmerschiefer (Quarz, Hellglimmer, Biotit und Plagioklas) durch Zufuhr von K und Abfuhr von Na, Ca und Mg vom Kalifeldspat verdrängt. Fe wird in diesem Fall nicht zugeführt. Das 2-wertige Fe des Biotits geht, vermutlich durch die Wirkung der stark oxidierenden Lösung, in 3-wertiges Fe über, welches in Hämatit fixiert wird.

Außer den erwähnten zu- und abgeführten Elementen wurde zusätzlich bei der Stoffbilanz zwischen C-10 und C-54 (Tab. 5.3a.2 und 5.3b.2) Fe zugeführt. Eine Na-Zufuhr wie sie SAGGERTI & MARIANO (1983) vorgeschlagen haben, wurde in den durchgeführten Stoffbilanzen von oberflächennahen Proben nicht festgestellt.

Die Fenitisierung ist demzufolge ein Prozeß vom Kaliumtyp, der allgemein einen verbreiteten Fenitisierungsvorgang in Karbonatit-Komplexen darstellt (u.a. BROWN 1964, KING & SUTHERLAND 1966, DEANS et al. 1972, HEINRICH & MOORE 1970, VARTIAINEN & WOOLLEY 1976, LE BAS 1977, HEINRICH 1978), und entspricht dem "progressive type" nach BORODIN & PAVLENKO (1974). Mit zunehmender Fenitisierungsintensität (in Richtung auf das Zentrum des Komplexes) hat der Fluid-Anteil der Magmen wachsenden Einfluß auf die Umwandlung der Nebengesteine; somit sind in großer Menge Feldspatmetasomatite entstanden.

5.4 "High grade"-Fenite

Obwohl diese Proben massige Struktur aufweisen, sind sie aufgrund ihres Modalbestandes (extrem hoher Feldspatgehalt), ihrer chemischen Zusammensetzung und der hohen Rb/Sr- und K_2O/Na_2O -Verhältnisse (typisch für "medium grade"-Fenite) ebenfalls als Fenite bestimmt worden. Sie sind als Endprodukte der im Chiriguelo-Komplex abgelaufenen Feldspatisierung anzusehen. Die "high grade"-Fenite

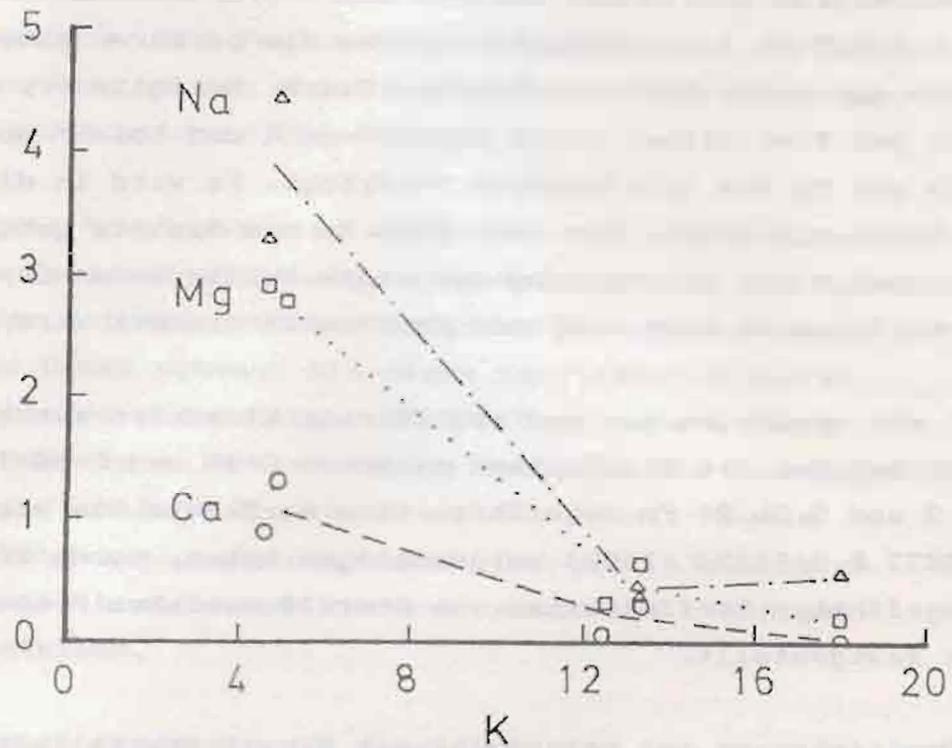


Abb. 5.1: Negativer Trendverlauf zwischen K vs Mg (□), Ca (○) und Na (Δ) in Kationen pro 160 Sauerstoffionen während der Fenitisierung.

Tab. 5.3c: Stoffbilanz der Metasomatose zwischen Quarz-Glimmerschiefer (Probe C-10) und "high grade"-Fenit (Probe F-3) bei konstantem Al₂O₃

Oxide	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO ₂
Probe										
C-10	4,18	2,45	1,30	2,02	5,48	14,28	66,07	0,73	0,19	0,07
F-3#	12,67	0,28	0,02	0,07	3,48	14,28	52,97	0,55	0,02	0,03
Zugef.	8,50	-	-	-	-	0	-	-	-	-
Abgef.	-	2,17	1,28	1,95	2,00	-	13,10	0,18	0,17	0,04

: Analyse F-3 multipliziert mit Faktor (Al₂O₃)₁₀ ; (Al₂O₃)₁₀ = 0,87

unterscheiden sich von den Syeniten durch höhere Werte an SiO_2 , Al_2O_3 und K_2O sowie durch niedrigere Gehalte an MgO , CaO , Na_2O und Fe_2O_3 (Tab. 5.4 und 5.5).

Als Edukt für die "high grade"-Fenite werden Gesteine wie die Proben C-4, C-10, C-54, und C-17 in Betracht gezogen. Ein Ausgleich der zu- und abgeführten Valenzen in allen nach der Barthschen Methode berechneten Stoffbilanzen war nicht möglich, vermutlich weil die Volumenänderung in diesen Proben schon zu groß war. Die Berechnung der Stoffumwandlungen zwischen Quarz-Glimmerschiefern und "high grade"-Feniten bei konstantem Al_2O_3 -Gehalt (Tab. 5.2c) ergeben eine Zufuhr von K (und Ba) und eine Abfuhr von Si, Mg, Na, Fe und Ca.

5.5 Alkali-Gesteine

Unter dem Begriff "Alkali-Gesteine" werden in dieser Arbeit folgende Gesteinsgruppen zusammengefaßt:

- Syenite
- Nephelin-Syenite
- Karbonat-Syenite
- Kumulatgesteine
- Trachyte und Mikrosyenite

Insgesamt wurden 4 Syenite, 3 Nephelin-Syenite, 2 Karbonat-Syenite, 1 Kumulatgestein, 2 Trachyte und 1 Mikrosyenit analysiert. Die Ergebnisse der Hauptelementgehalte, einschließlich der CIPW-Norm und der Niggli-Werte sind in den Tabellen 5.4 und 5.5 aufgelistet. Die Daten aus den Spurenelementanalysen gehen aus der Tabelle 5.6 hervor. Die Probenlokalitäten sind im Anlage 2 zu finden.

Die Nephelin-Syenite zeigen im Vergleich zu den Syeniten höhere Al_2O_3 -, Na_2O - und niedrigere CaO -, Fe_2O_3 - und MgO -Werte, was dem niedrigeren Mafitanteil und dem relativ hohen Nephelingeht entspricht. Die relativ niedrigen

Tab. 5.4: Hauptelemente (Gew.-%), Niggli- und Norm-Werte einiger "high grade"-Fenite (F), Syenite (S) und Nephelin-Syenite (NS).

Probe:	F1*	F3	S1	S2	S3	S4	NS2	NS3	NS4
SiO ₂	60,23	60,89	51,39	50,95	49,33	57,78	54,79	53,90	51,98
TiO ₂	0,78	0,63	1,59	2,37	0,46	0,35	0,76	0,15	0,42
Al ₂ O ₃	17,18	16,42	10,39	8,43	12,12	14,43	15,74	17,91	15,33
Fe ₂ O ₃	4,25	4,00	8,09	12,41	7,34	8,83	5,68	6,25	9,68
MnO	0,11	0,04	0,25	0,30	0,26	0,18	0,14	0,12	0,24
MgO	0,23	0,09	1,61	1,88	2,76	0,44	1,27	0,50	0,59
CaO	0,19	0,02	9,43	8,95	9,82	1,65	4,81	3,29	4,59
Na ₂ O	0,65	0,32	1,51	2,24	1,28	2,59	1,81	1,49	3,67
K ₂ O	12,86	14,57	8,65	7,46	9,61	11,38	11,16	11,82	7,95
P ₂ O ₅	n, b,	0,02	0,24	0,76	1,16	0,01	0,13	0,04	0,02
SO ₃	n, b,	0,10	0,20	1,08	0,45	0,11	0,38	0,32	0,19
LOI	0,92	0,79	4,79	1,81	4,59	1,65	2,48	3,26	4,48
Total	97,40	97,90	98,14	98,65	99,20	99,39	99,13	99,05	99,14
App. Ind.	0,87	0,99	1,14	1,39	1,03	1,15	0,96	0,85	0,96
K ₂ O/Na ₂ O	19,65	45,67	5,75	3,33	7,50	4,39	6,16	7,90	2,16

Niggli-Werte

Probe:	F1*	F3	S1	S2	S3	S4	NS2	NS3	NS4
si	264,3	270,7	161,1	150,4	141,4	210,2	185,1	188,5	168,0
al	44,4	43,0	19,2	14,7	20,5	30,9	31,3	36,9	29,2
fm	15,9	14,1	27,2	36,5	28,3	27,1	21,3	19,3	27,0
c	0,9	0,1	31,7	28,3	30,2	6,4	17,4	12,3	15,9
alk	38,8	42,8	21,9	20,4	21,3	35,5	30,0	31,4	27,9
ti	2,6	2,1	3,8	5,2	1,0	1,0	1,9	0,4	1,0
p	0,0	0,0	0,3	1,0	1,4	0,0	0,2	0,1	0,0
qz	9,2	-0,4	-18,4	-14,0	-41,2	-18,1	-34,8	-37,2	-43,6
k	0,9	1,0	0,8	0,7	0,8	0,7	0,8	0,8	0,6
mg	0,1	0,0	0,3	0,2	0,4	0,0	0,3	0,1	0,1

Norm-Werte

Probe:	F1*	F3	S1	S2	S3	S4	NS2	NS3	NS4
qz	6,4	2,9	-	-	-	-	-	-	-
c	1,9	0,1	-	-	-	-	-	-	-
or	79,0	88,9	53,0	45,8	36,2	69,1	68,4	67,5	49,9
ab	5,8	2,8	0,2	0,2	-	5,3	1,5	-	15,2
an	1,0	-	-	-	-	-	1,9	7,6	2,0
lc	-	-	-	-	18,8	-	-	4,4	-
ne	-	-	3,0	1,0	5,1	3,2	7,8	7,2	9,6
th	-	-	0,4	2,0	0,8	0,2	0,7	0,6	0,4
ac	-	-	7,1	15,6	1,9	10,0	-	-	-
wo	-	-	12,4	6,0	6,7	-	4,1	0,0	3,9
di	-	-	15,5	22,3	22,2	7,3	9,7	6,8	10,8
hy	1,3	0,9	-	-	-	-	-	-	-
ul	-	-	-	-	-	2,8	-	-	-
mt	3,2	3,0	2,8	1,5	4,7	1,6	4,3	4,7	7,4
il	1,5	1,2	3,2	4,7	0,9	0,7	1,5	0,3	0,9
az	-	0,1	0,6	1,8	2,8	0,0	0,3	0,1	0,1

* = aufchemische Analyse

SiO₂-Werte der Syenite sind auf den hohen Mafitanteil der ausgewählten Gesteine (vgl. Tab 4.2) zurückzuführen.

Die Trachyte und Mikrosyenite sind in ihren Hauptelementen den Feniten ähnlich und durch sehr hohe K₂O- und sehr niedrige CaO-, MgO- und Na₂O-Gehalte charakterisiert. Die höheren SiO₂-Werte des Mikrosyenits sind auf kleine jüngere Quarz-Adern, die diese Proben durchschlagen haben, zurückzuführen.

Der hohe Anteil an Calcit und Melanit kommt in den chemischen Analysen der Karbonat-Syenite durch hohe TiO₂-, Fe₂O₃-, CaO- und CO₂- und niedrige SiO₂- und Al₂O₃-Werte zum Ausdruck. Das analysierte Kumulat zeigt niedrigere SiO₂- und Al₂O₃-, und hohe TiO₂-, Fe₂O₃-, CaO- und MgO-Gehalte.

Die chemische Variation der Hauptelemente in den Alkaligesteinen ist in Abbildung 4.2 dargestellt (die "high grade"-Fenite sind in dieses Diagramm einbezogen). Hier ist deutlich zu erkennen, daß Na₂O und MgO sehr niedrige Werte und eine undeutliche Beziehung zu SiO₂ aufweisen. Die Oxide Al₂O₃ und K₂O sind positiv, CaO, Fe₂O₃ und TiO₂ negativ mit SiO₂ korreliert.

Der agpaitische Index oder Koeffizient wurde von USSING (1912, zitiert in SÖRENSEN 1974) als das molekulare Verhältnis $K_2O + Na_2O / Al_2O_3$ definiert. FERSMAN (1929, zitiert in SÖRENSEN 1974) bezeichnete Syenitgesteine mit $K_2O + Na_2O / Al_2O_3 > 1$ (Aluminiumdefizit) als Agpaite und die mit $K_2O + Na_2O / Al_2O_3 < 1$ (Aluminiumüberschuß) als Miaskite.

Der agpaitische Index der Nephelin-Syenite des Chiriguelo-Komplexes zeigen, daß diese Proben eher eine schwach miaskitische Tendenz aufweisen, während die Syenite schwach agpaitisch sind. Die Probe mit dem höchsten agpaitischen Index (Probe S2: 1,39) zeichnet sich durch sehr hohe Titanit-Gehalte (8 Vol.-%) aus. Insgesamt reicht die Zahl

Tab. 5.5: Hauptelemente (Gew.-%) einiger Trachyte (T), Mikrosyenite (MS), Karbonat-Syenite (KS) und Kumulatgesteine (A).

Probe:	T1	T2	MS1*	KS1	KS2	A1
SiO ₂	55,99	57,84	63,07	34,39	42,28	42,07
TiO ₂	0,22	0,58	0,40	1,71	1,29	3,88
Al ₂ O ₃	19,55	16,78	14,76	6,03	10,42	7,95
Fe ₂ O ₃	5,77	7,00	6,51	12,96	11,29	13,58
MnO	0,05	0,23	0,30	0,36	0,28	0,26
MgO	0,55	0,23	0,53	1,08	0,70	1,32
CaO	0,14	0,10	0,24	22,08	14,55	18,91
Na ₂ O	0,17	0,12	0,53	0,86	0,71	0,75
K ₂ O	13,25	14,46	11,89	5,18	8,71	5,92
P ₂ O ₅	0,02	0,10	n. b.	2,26	0,16	0,44
SO ₃	0,00	0,08	n. b.	0,17	0,18	0,88
LOI (CO ₂)	2,99 n. b.	1,28 n. b.	1,05 n. b.	11,78 9,48	8,59 6,85	3,49 n. b.
Summe	98,70	98,80	99,28	98,86	99,15	99,45
Agp. Ind.	0,75	0,95	0,93	1,16	1,02	0,96
K ₂ O/Na ₂ O	77,11	74,40	22,60	6,00	12,32	7,86

Niggli-Werte

Probe:	T1	T2	MS1*	KS1	KS2	A1
si	219,6	229,4	267,7	79,9	112,0	100,5
al	45,2	39,2	36,9	8,3	16,3	11,2
fm	20,4	23,0	25,2	27,1	25,9	29,6
c	0,6	0,4	3,5	55,0	41,3	48,4
alk	33,8	37,3	34,4	9,6	16,5	10,8
ti	0,6	1,7	1,3	3,0	2,6	7,0
p	0,0	0,2	0,0	2,2	0,2	0,1
qz	-15,6	-20,0	30,21	-54,5	-53,3	-42,5
k	1,0	1,0	0,9	0,8	0,9	0,8
g	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2

Norm-Werte

Probe:	T1	T2	MS1*	KS1	KS2	A1
qz	2,7	0,4	12,4	-	-	-
c	4,9	0,9	0,6	-	-	-
or	82,0	87,9	70,3	31,9	47,6	18,1
ab	1,5	1,7	4,5	1,2	-	-
an	0,6	-	1,2	-	-	0,9
lc	-	-	-	-	4,3	14,6
ne	-	-	-	0,6	2,9	3,6
th	-	-	-	0,3	0,3	1,6
ac	-	-	-	4,7-	0,8	-
wo	-	-	-	7,8	6,9	35,5
di	-	-	-	14,9	10,3	7,5
hy	2,8	2,0	3,0	-	-	-
mt	4,9	5,8	5,3	7,4	8,0	9,7
hm	-	-	-	-	-	0,4
ii	0,4	1,1	0,8	3,4	2,5	7,7
ap	0,1	0,2	-	5,5	0,4	1,1
cc	-	-	-	22,4	16,1	-

* : naßchemische Analyse

n. b. : nicht bestimmt

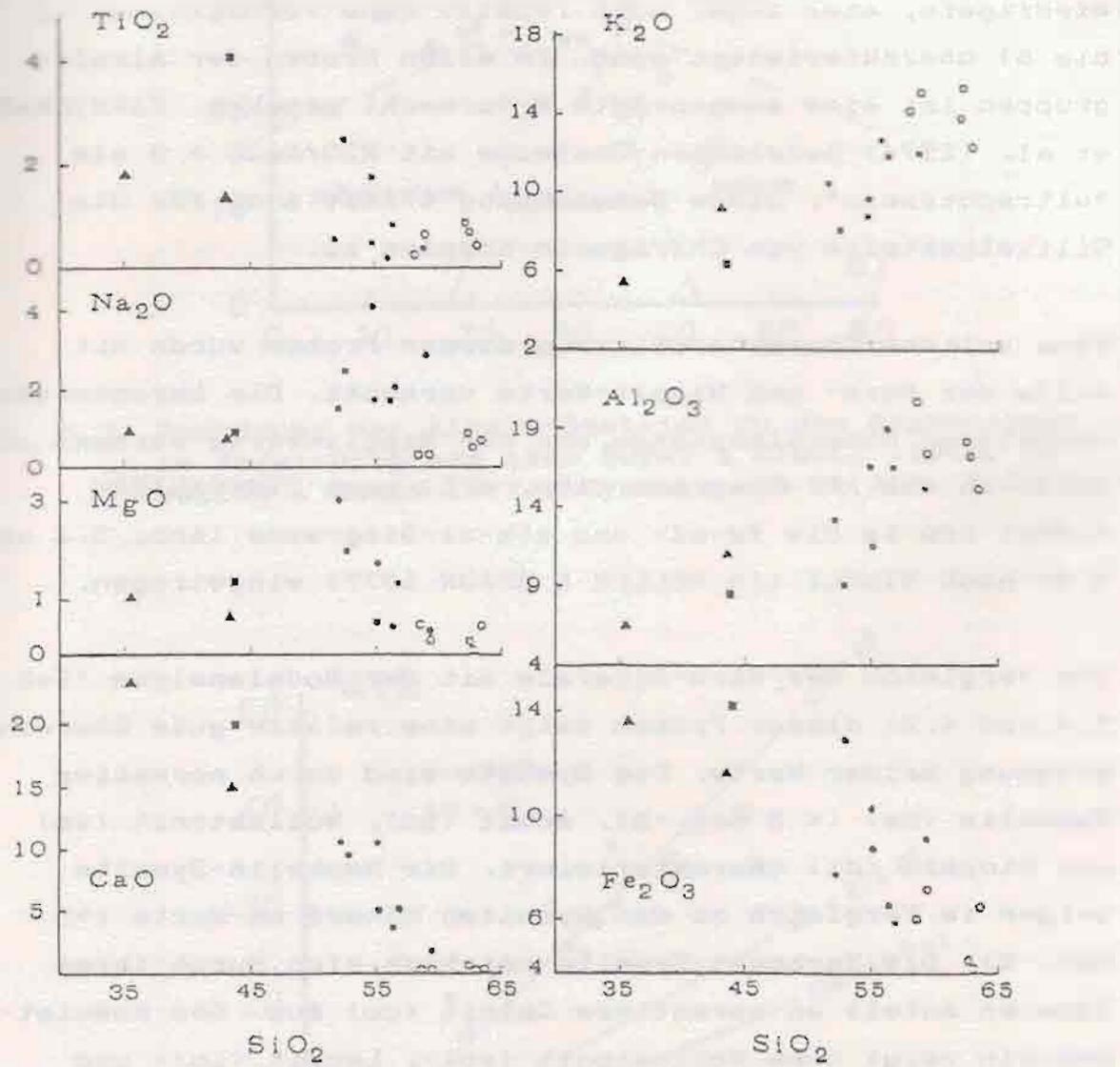


Abb. 5.2: HARKER-Diagramme (Gew.-%) für Alkali-Gesteine. Symbole: Alkali- und Nephelin-Syenite (●), Kumulatgesteine (■), Karbonat-Syenite (▲), Trachyte und Mikrosyenite (○), "high grade"-Fenite (□).

der analysierten Proben aber nicht aus, um eine klare Aussage treffen zu können.

Das K_2O/Na_2O -Verhältnis ist sehr variabel. Die "high grade"-Fenite (20-45) und die Trachyte (75) zeigen extrem hohe Werte, während die Nephelin-Syenite und Syenite durch niedrigere, aber immer noch relativ hohe Verhältnisse (2 bis 8) charakterisiert sind. In allen Proben der Alkali-
gruppen ist eine ausgeprägte K-Vormacht gegeben. CARMICHAEL et al. (1974) bezeichnen Gesteine mit $K_2O/Na_2O > 3$ als "ultrapotassic". Diese Bezeichnung trifft auch für die Silikatgesteine vom Chiriguelo-Komplex zu.

Eine weitere Charakterisierung dieser Proben wurde mit Hilfe der Norm- und Niggli-Werte versucht. Die berechneten normativen Mineralbestände und die Niggli-Werte wurden dafür in das APF-Diagramm (Abb. 4.4) nach STRECKEISEN (1976) und in die fm-al- und alk-al-Diagramme (Abb. 5.3 und 5.4) nach NIGGLI (in MÜLLER & BRAUN 1977) eingetragen.

Ein Vergleich der Norm-Mineralie mit der Modalanalyse (Tab. 5.4 und 4.2) dieser Proben zeigt eine relativ gute Übereinstimmung beider Werte. Die Syenite sind durch normative Nephelin (ne) (< 5 Gew.-%), Acmit (ac), Wollastonit (wo) und Diopsid (di) charakterisiert. Die Nephelin-Syenite zeigen im Vergleich zu den Syeniten höhere ne-Werte (> 5 Gew.-%). Die Karbonat-Syenite zeichnen sich durch ihren höheren Anteil an normativem Calcit (cc) aus. Das Kumulategestein zeigt hohe Wollastonit (wo)-, Leucit (lc)- und Ilmenit (il)-Werte. Die Trachyte (und "high grade"-Fenite) sind nach den CIPW-Berechnungen Quarz (qz)-, Korund (c)- und Hypersthen (hy)-normativ. Zudem sind sie durch extrem hohe Gehalte an normativem Orthoklas (or) gekennzeichnet.

Im fm-al-Diagramm (Abb. 5.3) zeigen die analysierten Alkali-Proben eine relativ große Streuung und liegen in den salischen, subalischen (Karbonat-Syenite und Kumulate), subfemischen und basalen Bereichen. Eine leicht negative

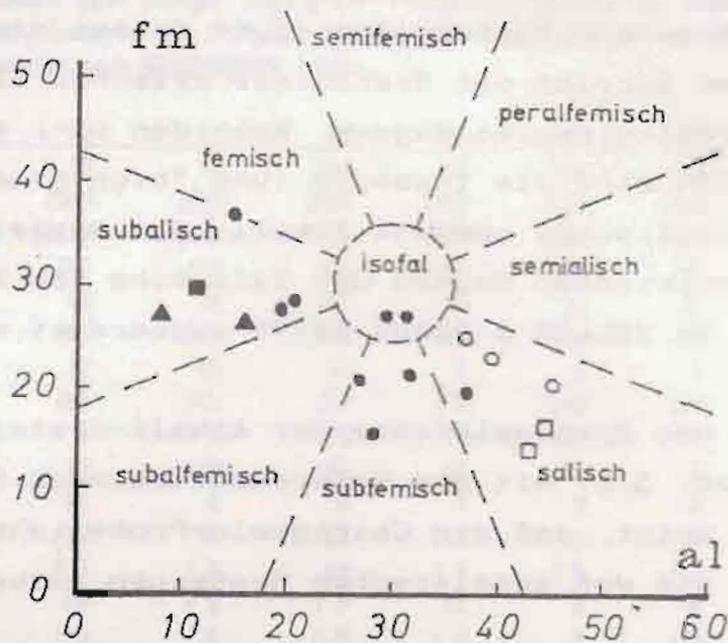


Abb. 5.3: Zuordnung der Alkali-Gesteine zu den Magmentypen im fm/al -Diagramm nach BURRI & NIGGLI (1945, in MÜLLER & BRAUN 1977). Symbole wie in Abb. 5.2.

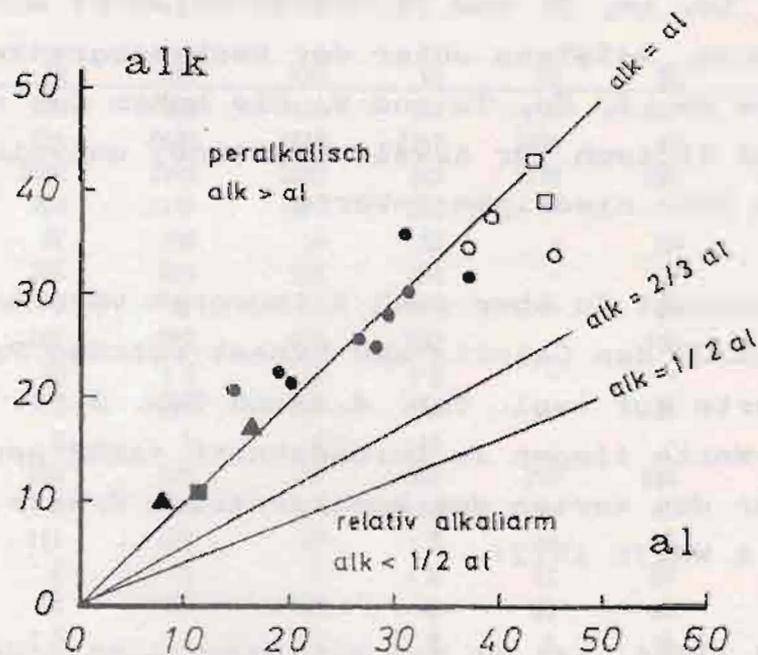


Abb. 5.4: Lage der Alkali-Gesteine im alk/al -Diagramm nach BURRI & NIGGLI (1945, in MÜLLER & BRAUN 1977). Symbole wie in Abb. 5.2.

Korrelation der fm-al Werte ist auch in diesem Diagramm zu erkennen. Im al-alk Diagramm (Abb. 5.4) fallen die Analysenwerte in den Bereich der Grenzlinie zwischen alkali-reichen und peralkalischen Magmen. Nach den si-, al-, alk-, fm- und c-Werten sind die Trachyte (und "high grade"-Fenite) den juvitischen und die Alkali- und Nephelin-Syenite den arkitischen Magmen der Kalireihe von BURRI & NIGGLI (1945, in MÜLLER & BRAUN 1977) zugeordnet worden.

Ein Vergleich der Spurenelemente der Alkali-Gesteine von Chiriguelo (Tab. 5.6) mit den Referenzdaten nach GERASIMOVSKY (1974) zeigt, daß die Chiriguelo-Proben eher den miaskitischen als den agpaitischen Gesteinen zuzuordnen sind.

Die Durchschnittswerte (in ppm) der analysierten Alkali-Gesteine (Rb: 162, Sr: 1622, Ba: 4735, Ce: 560, Cr: 44, La: 212, V: 349, Y: 26, Th: 47, Zr: 494, Zn: 97) zeigen, daß die Alkali-Gesteine durch hohe Werte der LIL*-Elemente: Ba, Sr, Nb, Ce, La, Zr und Th charakterisiert sind. Niedrige Werte, meistens unter der Nachweisgrenze, zeigen die Elemente As, B, Sn, Ta und W. Die hohen Ce- und La-Gehalte sind typisch für Alkali-Gesteine; untypisch sind dagegen die sehr niedrigen Y-Werte.

Sr, das bevorzugt Ca aber auch K isomorph verdrängt (VLASOV 1966), weist in den Calcit- und Granat-reichen Proben die höchsten Werte auf (vgl. Tab. 4.2 und Tab. 5.6). Die analysierten Sr-Werte liegen im Durchschnitt (1622 ppm) um das 4-fache über den Werten der kontinentalen Kruste (375 ppm nach JAKES & WHITE 1972).

Nach VLASOV (1966) ist in miaskitischen Alkali-Gesteine das Ca/Sr-Verhältnis kleiner als in anderen Gesteinsgruppen, was die Bildung von Sr-reichen Mineralien erklärt. HAGGERTI & MARIANO (1983) haben in "sanidine-aegirine-nepheline dykes" des Chiriguelo-Komplexes ein neues Sr-reiches Mine-

*LIL: large ion lithophile

Tab. 5.6: Spurenelemente (ppm) einiger "high grade"-Fenite (F), Syenite (S), Nephelin-Syenite (S), Trachyte (T), Karbonat-Syenite (KS) und Kumulatgesteine (A) mit Vergleichsdaten nach GERASIMOVSKY (1974).

Probe:	F3	S1	S2	S3	S4	NS2	NS3	NS4
Rb	118	79	70	248	181	232	148	126
Sr	449	2010	2426	3544	1469	1613	1403	2172
Ba	14603	10480	5448	3129	1844	4381	3501	1403
Ce	763	747	816	531	284	387	202	284
Cr	30	28	18	107	45	91	18	8
La	71	126	303	278	148	112	32	138
Sc	1	12	12	14	1	6	3	1
V	144	384	415	269	173	142	144	165
As	13	(5	(5	(5	(5	(5	(5	(5
Cu	63	40	138	44	17	71	6	(5
Mo	5	10	8	6	7	9	6	6
Nb	61	116	198	63	142	64	29	93
Ni	(5	(5	(5	12	(5	(5	(5	(5
Pb	17	20	(5	(5	11	5	6	96
Ta	(5	(5	8	(5	(5	7	(5	6
Th	6	31	47	52	30	23	25	45
U	(3	6	7	(3	9	(3	7	7
Y	9	27	23	14	8	11	4	9
Zn	31	54	64	87	114	50	63	74
Zr	182	814	693	130	1134	155	362	969
K/Rb	1024	909	884	322	399	522	663	523
K/Ba	8	7	19	25	21	51	28	47
Rb/Sr	0,26	0,04	0,03	0,07	0,12	0,14	0,10	0,06

Probe:	T1	T2	KS1	KS2	A1	R1	R2	R3
Rb	201	265	136	158	149	-	230	150
Sr	551	234	2623	1245	2349	1270	47	340
Ba	3819	5034	3105	3859	955	1170	690	650
Ce	284	757	1137	521	572	-	-	-
Cr	31	27	100	16	53	-	28	83
La	114	366	624	192	254	-	-	-
Sc	0	1	17	10	19	-	-	-
V	133	262	997	658	652	-	108	90
As	10	12	(5	15	(5	-	-	-
Cu	9	12	210	320	146	-	11	47
Mo	7	3	6	4	10	-	-	1
Nb	20	165	230	225	101	252	695	20
Ni	(5	(5	6	(5	15	-	12	58
Pb	26	111	100	60	(5	10	15	16
Ta	6	8	5	7	(5	21	60	2
Th	49	88	143	35	40	11	35	13
U	(3	(3	8	7	8	6	16	2
Y	6	19	52	33	119	-	-	-
Zn	148	185	211	127	49	-	210	83
Zr	123	208	590	319	742	518	3480	170
K/Rb	547	453	316	457	329	-	-	-
K/Ba	29	24	14	19	51	-	-	-
Rb/Sr	0,36	1,13	0,05	0,13	0,06	-	-	-

R1: Miaskite von Vishnevogorsk, Ural; R2: Apatite von Lovozero, Kola; R3: Durchschnittswerte von magmatischen Gesteinen in der Erdkruste (in GERASIMOVSKY 1974),

ral der Perowskit-Gruppe entdeckt. Für dieses Mineral wurde von o.g. Autoren der Name "strontian loparite" vorgeschlagen, was vom "Committee on New Minerals and New Minerals Names" akzeptiert wurde.

Rb, das nicht als Hauptelement in einem eigenständigen Mineral auftritt und eine große Affinität zu K besitzt, wird bevorzugt in den Gittern der Glimmer und Feldspäte durch isomorphe Substitution von K fixiert (WEDEPOHL 1978). Die Rb-Gehalte der analysierten Alkali-Gesteine variieren zwischen 70 und 250 ppm (Tab. 5.6). Der erwähnte Rb-Mittelwert (162) ist doppel so hoch wie der Durchschnittswert in der kontinentalen Kruste (85 ppm nach JAKES & WHITE 1972), aber ähnlich hoch wie der Durchschnittswert von magmatischen Gesteinen in der Erdkruste (150 ppm nach GERASIMOSKY 1974). Der Rb-Gehalt und das K/Rb-Verhältnis nehmen während der Differentiationskristallisation eines Magmas in der Restschmelze zu bzw. ab (VLASOV 1966, WEDEPOHL 1978). Diese Tendenz wird später (Abs. 5.8, S 136) diskutiert.

Nach SCHROLL (1976: 135) ist die Unterkruste durch Rb/Sr-Verhältnisse zwischen 0,003-0,009 und die Oberkruste durch Rb/Sr-Werte um 0,25 gekennzeichnet. Die Alkali- und Nephelin-Syenite des Chiriguero-Komplexes zeigen Rb/Sr-Werte zwischen 0,04-0,13. Auffallend sind die niedrigen Sr-Werte der analysierten Trachyte und damit zusammenhängend die höheren (0,36 bzw. 1,13) Rb/Sr-Werte. Diese hohen Rb/Sr-Werte der Trachyte sind denen der Quarz-Glimmerschiefer und der Fenite ähnlicher als denen der Alkali- und Nephelin-Syenite.

Ba, das im Kalifeldspat an Stelle von K eingebaut ist, zeigt eine positive Korrelation mit den Modalwerten vom Kalifeldspat (vgl. Tab. 4.2 und 5.6). Der Durchschnittswert (4735 ppm) liegt deutlich höher als der der kontinentalen Kruste (425 ppm nach JAKES & WHITE 1972) und der Alkali-

und Nephelin-Syenite (2753 bzw. 1427 ppm nach WEDEPOHL 1978).

Nach VLASOV (1966) und WEDEPOHL (1978) bilden Nb und Ta ein kohärentes Paar, das in den meisten Gesteinen gemeinsam auftritt und aufgrund ähnlicher Valenz-Wertigkeit und Isotopradien in geochemischen Prozessen ein gleiches Verhalten zeigt. So werden z.B. in Differentiationsprozessen Nb und Ta in den Spätphasen angereichert. Diese beiden Elemente zeigen jedoch eine Divergenz in ihrem Anreicherungsverhalten in den Syeniten, Nephelin-Syeniten, Karbonatiten und Alkali-Graniten. Nb ist bevorzugt in Alkali- und Nephelin-Syeniten und Karbonatiten angereichert, während Ta hauptsächlich in Alkali-Graniten und Pegmatiten erhöhte Gehalte aufweist.

In den Alkali-Gesteinen von Chiriguelo liegen die Ta-Werte immer unter 10 ppm. Der Nb-Gehalt variiert zwischen 20 und 230 ppm. Die Nb/Ta-Verhältnisse einiger Proben (S3: 25, NS4: 16, KS1: 20, KS2: 46, A1: 32) sind deutlich höher als der Nb/Ta-Durchschnittswert von Magmatiten (10,5 nach WEDEPOHL 1978). Das Nb/Ta-Verhältnis konnte nicht für alle Proben berechnet werden, weil die Ta-Werte oft unter der Nachweisgrenze (5ppm) liegen.

In den Syeniten und Nephelin-Syeniten von Chiriguelo ist Nb nicht in das eigenständige Pyrochlormineral eingebaut, denn mikroskopisch konnte Pyrochlor nicht nachgewiesen werden. Nb ist isomorph in Melanit, Titanit, Biotit, Erzminerale und Pyroxene anstelle von Ti eingebaut. Dies wird durch die deutlich positiv korrelierten Nb und TiO₂-Werte belegt (Abb. 5.5 und Tab. 5.6 und 5.4).

Die Zr-Gehalte der untersuchten Gesteine sind typisch für Miaskite. Zr zeigt ein ähnliches Verhalten wie Nb. Im Zr vs. Nb-Diagramm erkennt man eine positive Korrelation zwischen beiden Elementen (Abb. 5.5).

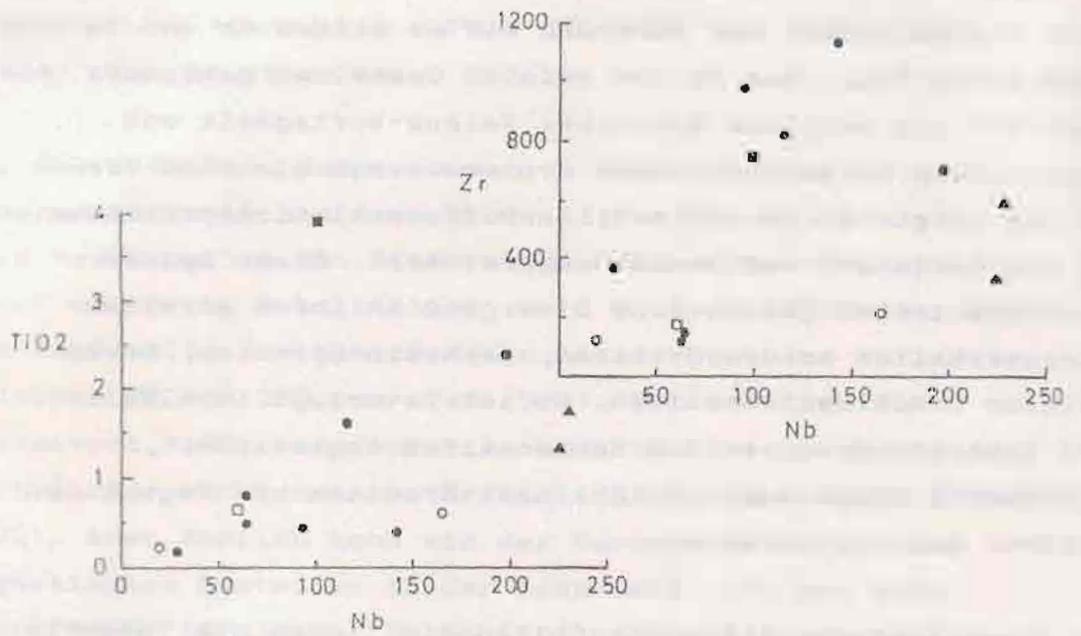


Abb. 5.5: Korrelationsdiagramme zwischen TiO₂ und Zr vs Nb für die untersuchten Alkali-Gesteine. Symbole wie in Abb. 5.2

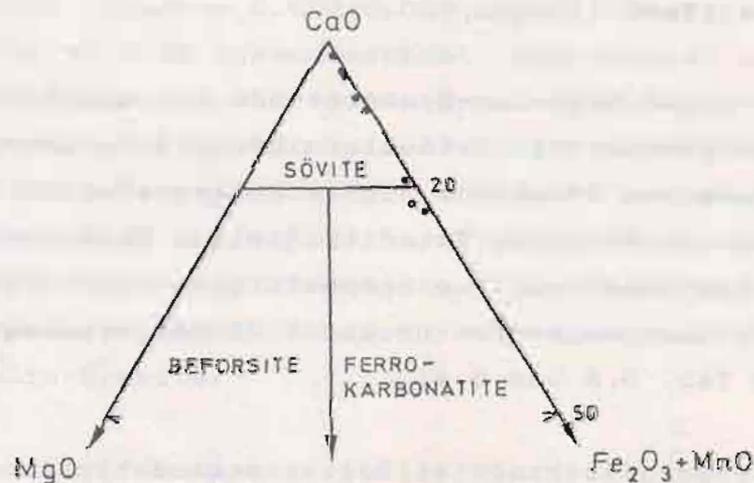


Abb. 5.6: Darstellung der untersuchten Karbonatite im Dreieck nach WOOLLEY (1982)

5.4 Karbonatite

Karbonatite sind allgemein durch eine erhöhte Konzentration der Hauptelemente Ca, Mg, Fe, Ti und P und im Gegensatz zu sedimentären und metamorphen Karbonatgesteinen durch eine Anreicherung der Spurenelemente Sr, Ba, Nb, SEE, Cu, Pb und Sr, F, Th und U (u. a. PECORA 1956, GOLD 1963 & 1966, WEINRICH 1966, BARBER 1974) charakterisiert. Dieser allgemeingültige Trend wurde auch im Chiriguelo-Komplex beobachtet.

Es ist bekannt, daß die chemische Zusammensetzung von Karbonatiten eine große Heterogenität der Haupt- und Spurenelemente innerhalb eines Komplexes aufweisen kann (u. a. VON ECKERMANN 1948, VERWOERD 1966a, NASH 1972, VARTIAINEN 1980, VON MARAVIC 1983). Inwieweit sich die verschiedenen Karbonatittypen von Chiriguelo nach chemischen Parametern differenzieren lassen, wird in diesem Abschnitt diskutiert.

Für diese Problemstellung wurden Haupt- und Spurenelemente von acht verschiedenen Karbonatiten und Silikokarbonatiten analysiert. Die Proben K-1, K-2, K-3, K-5 und K-6 sind Oberflächenproben, während die Proben K-2 und K-4 aus einer Tiefe von 87,2 bzw. 46,3 m stammen (siehe Probenplan, Anlage 2).

Chemisch gesehen sind die Karbonatite von Chiriguelo relativ homogen (Tab. 5.7). Zwischen Sövititen und Alvikiten sind keine wesentlichen Unterschiede zu erkennen. Die Hämatit-Alvikite unterscheiden sich durch ihre bedeutend höheren SiO₂-, Fe₂O₃- und P₂O₅-Gehalte.

Sowohl in ihren Haupt- als auch in ihren Spurenelementeverhältnissen zeigen die spät-intrusiven Gänge (Probe K-6) einen deutlichen Unterschied zu den anderen Varietäten. Besonders die Spurenelementgehalte sind für magmatische

Tab. 5.7: Haupt- und Spurenelemente der analysierten Karbonatite des Chiriguelo-Komplexes mit Vergleichsdaten nach GOLD (1966).

Hauptelemente (Gew.-%)

Probe:	Sövite		Bi-Sövite	Alvikit	Hämatit-Alvik.		Hydrot. Gang	Siliko-Alvik.	Gold 1966
	K-1	K-2	K-3	K-4	K-5	K-8*	K-6	K-7	
SiO ₂	0,64	3,12	5,01	1,28	13,29	10,76	17,13	21,52	5,67
TiO ₂	0,03	0,03	0,08	0,01	0,26	0,37	0,00	0,97	0,50
Al ₂ O ₃	0,11	0,25	0,59	0,13	0,25	0,20	0,04	4,98	1,77
Fe ₂ O ₃	1,59	4,32	3,43	1,76	9,60	12,26	0,07	8,22	8,00
MnO	0,37	0,54	0,16	0,22	0,30	0,39	0,33	0,25	0,78
MgO	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00	0,23	0,00	0,72	6,10
CaO	51,52	49,03	48,69	51,79	41,57	43,81	46,78	31,49	37,06
Na ₂ O	0,03	0,04	0,02	0,00	0,08	0,16	0,00	0,09	1,09
K ₂ O	0,04	0,19	0,32	0,05	0,45	0,25	0,02	4,36	0,87
P ₂ O ₅	0,50	0,54	1,21	0,60	10,90	6,37	0,01	1,27	1,73
SO ₃	1,71	0,78	0,83	1,27	0,15	n. b.	0,00	0,30	--
LOI	39,70	38,38	37,13	39,94	21,99	22,54	35,20	24,39	--
(CO ₂)	(37,76)	(36,93)	(34,58)	(38,87)	(19,94)	(21,45)	(34,48)	(21,46)	32,16
Summe	96,24	97,22	97,79	97,05	98,84	97,34	99,58	98,56	95,73

Spurenelemente (ppm)

Probe:	K-1	K-2	K-3	K-4	K-5	K-8*	K-6	K-7	
Rb	13	43	36	14	53	n. b.	9	97	52
Sr	1802	9631	3691	2230	5866	3700	655	2881	7526
Ba	29589	12132	15831	22024	3137	9523	216	7740	4031
Cr	18	7	18	3	27	n. b.	91	38	--
Ce	2331	1399	1180	1747	1628	n. b.	0	557	--
La	830	674	436	648	849	n. b.	17	336	--
Sc	13	14	14	14	12	n. b.	12	6	--
V	186	234	187	157	582	n. b.	32	563	105
As	(5	(5	7	27	15	n. b.	6	22	--
Cu	32	149	136	29	496	522	(5	102	--
Mo	4	8	4	9	5	n. b.	3	6	--
Nb	83	30	40	14	72	n. b.	(3	111	560 (+Ta)
Y	7	(3	7	14	17	n. b.	4	15	114
Pb	306	73	130	737	56	n. b.	100	51	--
Ta	(5	(5	(5	10	(5	n. b.	(5	(5	--
U	6	(3	6	7	12	n. b.	5	4	57
Th	27	107	48	43	143	n. b.	23	38	649
Zn	157	57	186	89	44	n. b.	22	97	--
Zr	41	133	75	33	135	n. b.	6	144	--
Sr/Ba	0,06	0,79	0,23	0,10	1,87	0,39	3,03	0,37	1,87
Ce/La	2,81	2,07	2,71	2,70	1,92	--	--	1,66	--
U/Th	0,22	--	0,12	0,16	0,08	--	0,22	0,10	0,09
Nb/Y	11,86	--	5,71	1,00	4,24	--	--	7,40	--
K/Rb	25	37	74	30	70	--	18	373	138
Rb/Sr	0,007	0,004	0,010	0,006	0,009	--	0,014	0,034	0,007

*: naßchemische Analyse

n. b.: nicht bestimmt

Karbonatgesteine untypisch. Diese Gesteine werden deshalb als hydrothermale Calcitgänge und nicht als Karbonatite (*sensu stricto*) angesehen. Die Siliko-Alvikite zeigen durch ihren höheren Anteil an Silikatmineralen höhere SiO_2 -, Al_2O_3 - und K_2O -Werte.

Die Konzentrationen der Hauptelemente der analysierten Karbonatitproben sind in Tabelle 5.7 wiedergegeben. Aus dieser Tabelle ist zu entnehmen, daß die Elemente Si, Fe und P relativ starke Streuungen aufweisen, während die Elemente Ti, Al, Mn, Mg, Na, K und Ca geringere oder keine Streuungen zeigen. Eine Korrelation zwischen mineralogischer und chemischer Zusammensetzung (vgl. Tab. 4.1 und 5.7) ist deutlich erkennbar. Der Modalanteil an Biotit kommt in der chemischen Analyse mit höheren Gehalten an Al_2O_3 und K_2O zum Ausdruck; die Modalanteile von Erzmineralen erscheinen mit hohen Fe_2O_3 - und TiO_2 -Werten, während die von Apatit und Quarz sich in höheren Anteilen an P_2O_5 bzw. SiO_2 ausdrücken.

In dem Klassifikationsschema (Abb. 5.6) von WOOLLEY (1982) wird deutlich, daß die Karbonatite von Chiriguelo im äußerst Mg-armen Sövitbereich liegen. Die biotitreichen Siliko-Alvikite und die Hämatit-Alvikite liegen an der Grenze des Sövit- und Ferrokarbonatitfeldes.

Die Haupt- und Spurenelemente der Karbonatite Chiriguelos zeigen im Vergleich zu den durchschnittlichen chemischen Zusammensetzungen der Karbonatite nach GOLD (1966), daß die Karbonatite von Chiriguelo:

- deutlich höhere Gehalte für CaO und CO_2 und deutlich niedrigere Werte für MgO haben,
- geringere bis ähnliche Al_2O_3 -, P_2O_5 -, K_2O -, Na_2O -, TiO_2 - und Fe_2O_3 -Gehalte aufweisen.

Die analysierten Spurenelemente der Karbonatite sind auch in Tabelle 5.7 wiedergegeben und schematisch für einige Elemente in Abbildung 5.7 dargestellt. Aus der Tabelle 5.7

ist zu entnehmen, daß nur die Variation der Spurenelemente Ba und Sr groß ist. Die Elemente Ce, La, Cu, Pb, Zn, Nb, Th, V, Sc, U und Y weisen geringe bis keine Streuung auf. Die Elemente Bi, Ni, Sn, Ta und W liegen in fast allen Fällen unter der Nachweisgrenze und werden deshalb nicht weiter diskutiert.

Karbonatite haben stets hohe Sr- und Ba-Gehalte, wobei im allgemeinen $Sr > Ba$ und das Sr/Ba-Verhältnis 10/1 beträgt (u. a. KAPUSTIN 1982, 1983; VERWOERD 1966a). In Chiriguelo ist dieser allgemein gültige Trend nicht erkennbar. Die Sr/Ba-Verhältnisse der Karbonatite sind < 1 (Ausnahme K-5). Die Sr-Gehalte liegen etwas unter den durchschnittlichen Werten für Karbonatite (VERWOERD 1966a: 4735 ppm, GOLD 1966: 7525 ppm, KAPUSTIN 1982: 4702-6260 ppm), während die Ba-Werte deutlich über den durchschnittlichen Gehalten liegen (VERWOERD 1966a: 1875 ppm, GOLD 1966: 4031 ppm, KAPUSTIN 1982: 460-760 ppm). Bemerkenswert ist, daß die höchsten Sr-Werte in aus der Tiefe stammenden (87 m) Gesteinen festgestellt wurden, während die höchsten Ba-Werte in an der Oberfläche gesammelten Gesteinen nachgewiesen wurden. Anhand der wenigen Analysen ist es zur Zeit noch nicht möglich festzustellen, ob es sich hierbei um einen Zufall oder einen Indiz für eine vertikale chemische Zonierung der Karbonatite handelt.

Die Nb-, Y- und Zr-Konzentrationen sind in den Karbonatiten relativ niedrig. Die Ursache dafür ist, daß die Karbonatite von Chiriguelo (mit Ausnahme von schmalen Karbonatitgängen) frei von Pyrochlor sind. Die höchsten Werte der Elemente Nb, Zr und Y wurden für die Hämatit-Alvikite und für die Siliko-Alvikite bestimmt. Das Verhältnis Nb/Y variiert zwischen 1 bis 12, was für Karbonatite typisch ist.

Hohe Werte von La und Ce mit einer Dominanz von Ce über La (Ce/La: 1,6-2,8) sind für die Karbonatite von Chiriguelo zu vermerken. Die U- und Th-Konzentrationen liegen deutlich

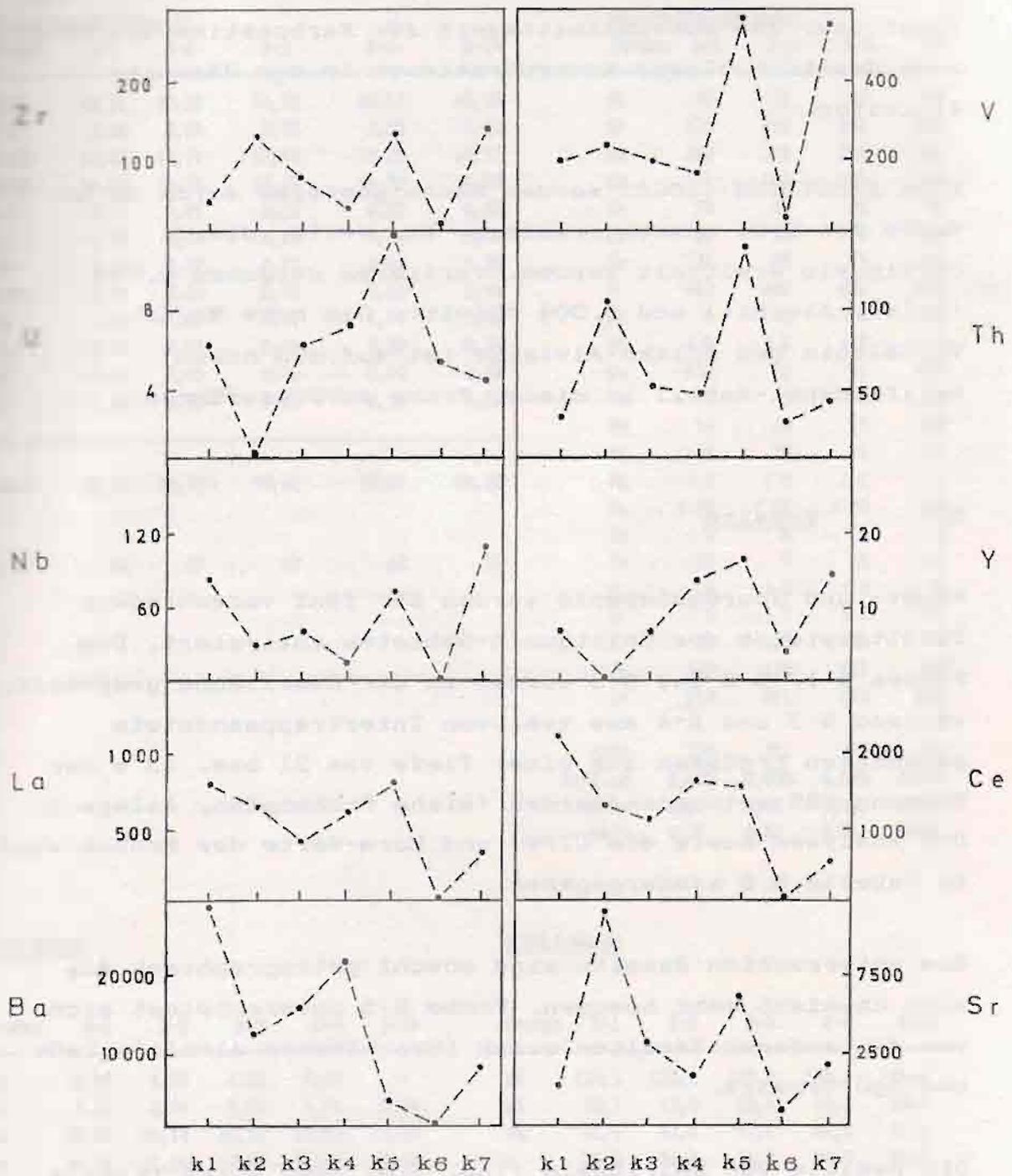


Abb. 5.7: Variation der Spurenelemente der untersuchten Karbonatite.

unter den Durchschnittswerten für magmatische Karbonatgesteine (vgl. GOLD 1966), wobei die höchsten Gehalte in den Hämatit-Alvikiten ermittelt wurden. Der V-Gehalt liegt immer über dem Durchschnittswert für Karbonatite und zeigt auch deutlich höhere Konzentrationen in den Hämatit-Alvikiten.

Nach ARMSTRONG (1968) werden Mantelgesteine durch Rb/Sr-Werte von 0,01 charakterisiert. Die Werte, die in Chiriguelo ermittelt wurden, variieren zwischen 0,034 (Siliko-Alvikit) und 0,004 (Sövit). Das hohe Rb/Sr-Verhältnis des Siliko-Alvikits ist auf den hohen Kalifeldspat-Anteil in dieser Probe zurückzuführen.

5.7 Basalte

Haupt- und Spurenelemente wurden für fünf verschiedene Basaltgesteine des Chiriguelo-Gebietes analysiert. Die Proben B-1, B-2 und B-5 wurden an der Oberfläche gesammelt, während B-3 und B-4 aus zwei von Intertrappsandstein getrennten Ergüssen aus einer Tiefe von 21 bzw. 43 m der Bohrung CBS entnommen wurden (siehe Probenplan, Anlage 2). Die Analysen sowie die CIPW- und Norm-Werte der Proben sind in Tabelle 5.8 wiedergegeben.

Die untersuchten Basalte sind sowohl petrographisch als auch chemisch sehr homogen. Probe B-5 unterscheidet sich von den anderen Basalten durch ihre höheren Alkali-, CaO- und MgO-Gehalte.

Die Basalte von Chiriguelo (Tab. 5.8) sind durch relativ hohe Fe- und Ca-Gehalte und extrem hohe Ti-Werte charakterisiert. Somit können diese Gesteine als "high-titanium"-Basalte (HiTi-Basalt) bezeichnet werden. Im Klassifizierungsschema nach DE LA ROCHE et al. (1980), modifiziert nach BELLIENI et al. (1981), liegen diese Gesteine im HiTi-Bereich des Tholeiit-Andesit-Basalt-Feldes (Abb. 5.9). Das

Tab. 5.8: Haupt- und Spurenelemente und Niggli- und Norm-Werte der analysierten Basalte des Chiriguelo-Komplexes.

Hauptelemente (Gew.-%)						Spurenelemente (ppm)				
Probe:	B-1	B-2	B-3	B-4	B-5*	Probe:	B-1	B-2	B-3	B-4
SiO ₂	49,91	49,21	48,98	48,61	48,38	Rb	30	31	29	47
TiO ₂	3,86	3,84	3,75	3,85	3,63	Sr	425	411	416	420
Al ₂ O ₃	12,42	12,71	12,45	12,25	11,97	Ba	360	318	336	365
Fe ₂ O ₃	14,60	14,76	15,19	14,90	14,88	Ce	151	158	144	166
MnO	0,24	0,21	0,20	0,27	0,33	Cr	78	15	28	98
MgO	4,19	4,34	4,33	4,45	5,06	La	91	91	79	116
CaO	8,70	8,72	8,71	8,68	9,32	Sc	31	29	29	31
Na ₂ O	2,34	2,30	2,41	2,21	2,94	V	463	482	458	483
K ₂ O	1,34	1,31	1,31	1,00	1,49	As	6	12	< 5	< 5
P ₂ O ₅	0,44	0,41	0,41	0,52	0,36	Bi	< 6	< 6	< 6	< 6
SO ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Cu	102	91	91	209
LOI	1,32	1,90	1,88	2,56	n. b.	Mo	5	5	8	13
						Nb	14	18	19	22
						Ni	10	15	11	24
Summe	99,38	99,70	99,62	99,31	98,36	Pb	< 5	< 5	< 5	< 5
						Sn	< 20	< 20	< 20	< 20
Mg #	66	67	67	68	72	Ta	< 5	8	5	< 5
						Th	12	7	6	10
						U	6	< 3	< 3	5
						W	< 5	7	< 5	< 5
						Y	39	35	34	39
						Zn	120	118	111	126
						Zr	213	211	210	248
						K/Rb	370	351	375	176
						Zr/TiO ₂	0,005	0,005	0,005	0,006
						Rb/Sr	0,07	0,08	0,07	0,11
						Nb/Y	0,36	0,51	0,56	0,56

CIPW-Werte

Probe:	B-1	B-2	B-3	B-4	B-5*
qz	5,95	4,96	4,03	6,06	—
or	8,16	8,04	8,04	6,21	9,04
ab	20,48	20,14	21,15	19,63	25,55
an	20,10	21,24	19,99	21,52	18,24
di	18,01	17,42	18,49	16,77	22,49
hy	16,01	16,95	17,14	18,13	6,76
ol	—	—	—	—	7,55
mt	2,68	2,73	2,80	2,78	2,73
il	7,58	7,56	7,39	7,65	6,88
ap	1,04	0,97	0,97	1,25	0,76

NIGGLI-Werte

Probe:	B-1	B-2	B-3	B-4	B-5*
si	134,1	130,6	129,3	130,1	118,4
al	19,7	19,9	19,4	19,3	18,4
fm	46,9	47,2	47,6	48,3	47,0
c	25,0	24,8	24,6	24,9	24,7
alk	8,4	8,1	8,4	7,4	9,4
ti	7,8	7,7	7,4	7,7	6,6
p	0,5	0,5	0,4	0,6	0,3
qz	0,6	-1,9	-4,2	0,2	-19,2
k	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2
mg	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4

*: naßchemische Analyse

n. b.: nicht bestimmt

Mg #: $100 \times \text{MgO}/\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$

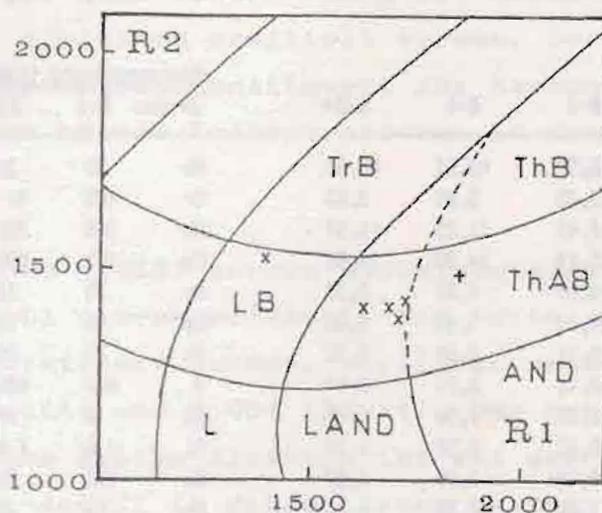


Abb. 5.8: Lage der analysierten Basalte (x) und Grünschiefer (+) des Chiriguano-Komplexes im R1/R2-Diagramm nach DE LA ROCHE et al. (1980) modifiziert nach BELLIENI et al. (1984). ThB: Tholeiitbasalte, ThAB: Tholeiit-Andesitbasalte, AND: Andesite, LAND: Latiandesite, L: Latite, LB: Latibasalte, TrB: "Transitional"-Basalte. R1: $4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; R2: $6Ca + 2Mg + Al$. Die gestrichelte Linie trennt die "high titanium" von "low titanium"-Bereiche.

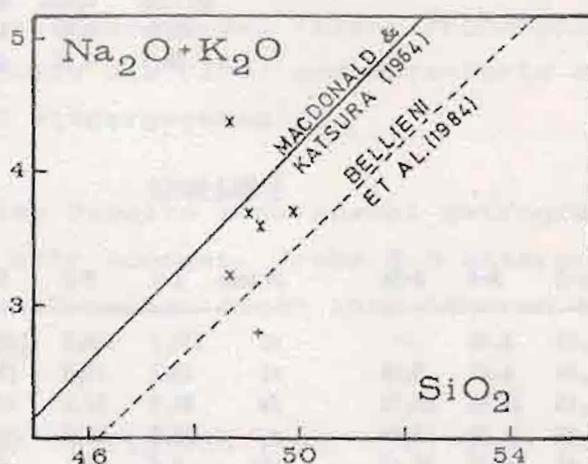


Abb. 5.9: Darstellung der untersuchten Basalte (x) und Grünschiefer (+) im Na₂O+K₂O vs SiO₂-Diagramm. Die durchgezogene Linie trennt das Subalkali- vom Alkali-Feld und die gestrichelte Linie das "high titanium"- vom "low titanium"-Feld.

SiO₂ vs. Na₂O+K₂O-Diagramm (Abb. 5.9) zeigt auch, daß es sich hier um HiTi-Tholeiitbasalt und nicht, wie MARIANO (1977) angenommen hat, um Alkali-Basalt handelt.

Die Basalte sind Quarz-normativ (3-5 Gew.-%) und zeigen stets hohe Gehalte an normativem Hypersthen. Auf Grund ihrer chemischen Zusammensetzung und dem normativen Mineralbestand kann man diese Gesteine als Quarztholeiitbasalt bezeichnen. Nach den Magmentypen von BURRI & NIGGLI (1945, in MÜLLER & BRAUN 1977) gehören diese Basalte zu den gabbroiden Magmen der Kalkalkalireihe.

In den Spurenelementgehalten (Tab. 5.8) zeigt sich auch die Homogenität dieser Gesteine. Im Vergleich zu den Durchschnittswerten für Tholeiitbasalt nach HESS & POLDERVAART (1967) sind diese Gesteine mit La, Ce, Zr, und Ba angereichert, während die Ni- und Cr-Gehalte relativ niedrig für Kontinentaltholeiite sind.

5.8 Isotopengeochemie

5.8.1 Einleitung

Seit der grundlegenden Arbeit von UREY (1947, zitiert in HOEFS 1987) haben zahlreiche Untersuchungen in den fünfziger, sechziger und siebziger Jahren gezeigt, daß die C-, O-, H- und S-Isotopenverhältnisse in verschiedenen Gesteinsgruppen charakteristische Werte aufweisen; diese Verhältnisse ermöglichen eine Aussage über die Herkunft des Stoffbestandes (u.a. EPSTEIN & TAYLOR 1967, TAYLOR 1974, FAURE 1977, HOEFS 1987).

5.3.2 Datenermittlung

Die Vorbereitung der Karbonatitproben (Trennung des Calcits, Zerkleinerung und Mahlung) erfolgte am Institut für Mineralogie und Mineralischer Rohstoffe der TU Clausthal. Die Verhältnisse der Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopen wurden aus CO₂, das aus dem Karbonat durch Reaktion mit 100 % H₃PO₄ bei 100°C freigesetzt worden ist, bestimmt. Die Isotopenverteilung wurde am "Stable Isotope Laboratory, R. S. M. A. S. *, University of Miami" analysiert.

Die Meßwerte sind als δ 13C- bzw. δ 18O-Werte gemäß der Gleichung (in HOEFS 1987):

$$\delta \text{ 13C (\%)} = \frac{(13\text{C}/12\text{C})_{\text{Pr}} - (13\text{C}/12\text{C})_{\text{St}}}{(13\text{C}/12\text{C})_{\text{St}}} \cdot 1000$$

$$\delta \text{ 18O (\%)} = \frac{(18\text{O}/16\text{O})_{\text{Pr}} - (18\text{O}/16\text{O})_{\text{St}}}{(18\text{O}/16\text{O})_{\text{St}}} \cdot 1000$$

dargestellt. Als Vergleichsmaterial für die gewonnenen Meßwerte wurde der Bezugstandard PDB (Belemnitella americana, Peedee-Formation, South Carolina) gewählt. Da sich für die Sauerstoffisotopen der Standard SMOW (Standard Mean Ocean Water) durchgesetzt hat, wurden die δ 18O-Werte (PDB) durch folgende Beziehung (COPLIN et al. 1983):

$$\delta \text{ 18O (SMOW)} = 1,03091 \delta \text{PDB} + 30,91 \text{ \textperthousand}$$

auf δ 18O-Werte (SMOW) umgerechnet.

Die Ergebnisse der C- und O-Isotopenuntersuchung sind in Tabelle 5.9 aufgeführt. Die δ 13C- und δ 18O-Werte geben an, um wieviele Promille der Gehalt an 13C bzw. 18O in den analysierten Proben höher (positive δ -Werte) oder niedriger (negative δ -Werte) als der Standard ist.

*: R. S. M. A. S.: Rosentiel School of Marine and Atmospheric Science

Pr: Probe

St: Standard

Tab. 5.9: Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopenzusammensetzung einiger Karbonatite und Silikokarbonatite des Chiriguelo-Komplexes

Probe	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Probe	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
K-1	-5,1	19,0	K-5	-7,3	11,9
K-2	-7,8	12,8	K-6	-4,7	21,9
K-3	-7,1	13,6	K-7	-6,7	14,5
K-4	-5,2	17,4	K-8	-7,2	14,0

Abb. 5.10: Relative Anreicherung und Verarmung des schweren Kohlenstoffs (^{13}C) bezogen auf den PDB Standard in natürlichen Kohlenstoff-Reservoirs. Zu bemerken ist die kleine Streuung der magmatogenen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte. Umgezeichnet nach HOEFS (1987).

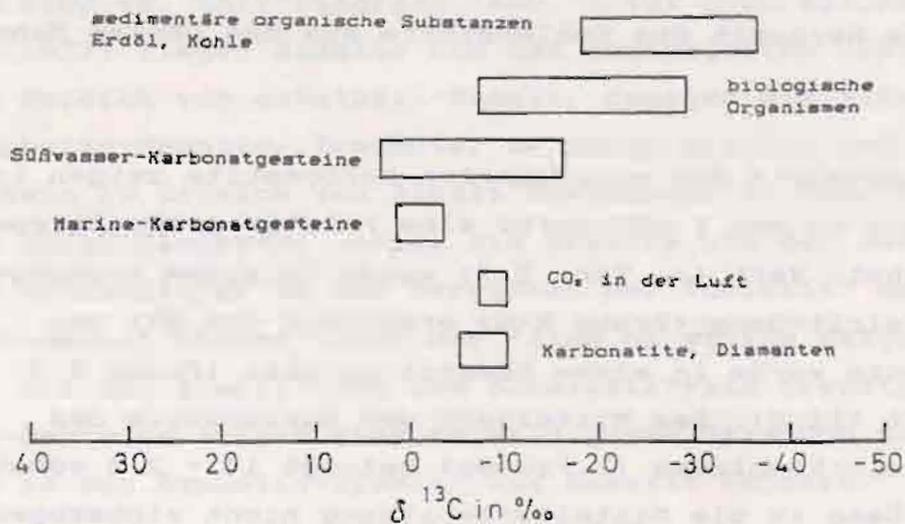
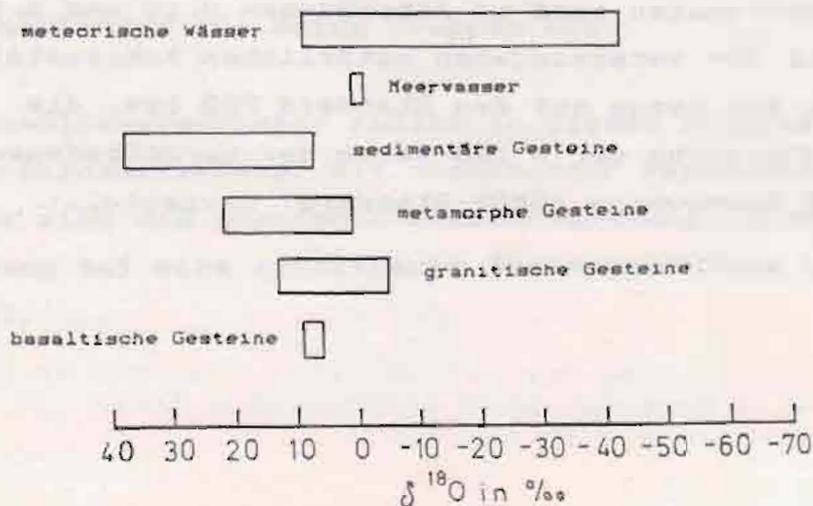


Abb. 5.11: Variationsbereiche der verschiedenen natürlichen Sauerstoff-Reservoirs (SMOW). Umgezeichnet nach HOEFS (1987).



5.8.3 Ergebnisse der Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopen Untersuchungen

Die Streuung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der analysierten Karbonatite und Silikokarbonatite (Tab. 5.9) ist sehr klein. Sie schwankt zwischen $-4,7$ und $-7,8$ %.; der Mittelwert der acht Proben beträgt $-6,4 \pm 1,2$ %.. Dieser Mittelwert ist den Karbonatiten vom Laacher See, von Alnö, Schweden ($-7,4$ bzw. $-5,5$ % nach TAYLOR et al. 1967) und vom Kaiserstuhl, ($-6,2$ % nach GONFIANTINI & TONGIORGI 1964) ähnlich.

Nach DEINES & GOLD (1973) sind $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen -2 und -8 typisch für Karbonatit, Diamant, Kimberlit und CO_2 in Flüssigkeitseinschlüssen von Dunit und deuten auf eine profunde Herkunft des Kohlenstoffs aus dem Oberen Mantel hin.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der analysierten Karbonatite zeigen im Gegensatz zu den $\delta^{13}\text{C}$ -Werte eine relativ große Streuung. Der höchste Wert (s. Tab. 5.9) wurde in einem hydrothermalen Calcit-Gang (Probe K-6) ermittelt ($21,9$); der niedrigste wurde in einem Hämatit-Alvikit (Probe K-5) bestimmt ($11,9$). Der Mittelwert der Karbonatite des Chiriguero-Komplexes (7 Proben) beträgt $14 \pm 2,5$ wobei der Calcit-Gang in die Mittelwertbildung nicht einbezogen wurde. Die analysierten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte weisen auf eine starke Anreicherung des schweren Sauerstoffs in Karbonatiten des Chiriguero-Komplexes hin.

Als Vergleichsdaten sind in Abbildungen 5.10 und 5.11 die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der verschiedenen natürlichen Kohlenstoff-Reservoirs mit Bezug auf den Standard PDB bzw. die Variationsbereiche der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der verschiedenen Sauerstoff-Reservoirs (SMOW-Standard) dargestellt.

5.9 Diskussion der geochemischen Ergebnisse

Eine zusammenfassende Darstellung der analysierten Silikatgesteine ist in Abbildung 5.12 zu sehen. Aufgrund ihrer unterschiedlichen chemischen Zusammensetzung sind die Karbonatite nicht in dieses Diagramm einbezogen worden. In den ab-an-or- und den CaO-K₂O-Na₂O-Diagrammen kommen die großen chemischen Unterschiede zu den Tholeiitbasalten und die ausgeprägte Kali-Vormacht der Silikatgesteine zum Ausdruck. Die relativ große Streuung in der chemischen Zusammensetzung der Alkali-Gesteine wird in dem CaO-K₂O-Na₂O-Diagramm deutlich.

In dem SiO₂ vs. Nb/Y-Diagramm (Abb. 5.13) nach WINCHESTER & FLOYD (1977) liegen Basalte und der analysierten Grünschiefer im Bereich von subalkali-Basalt, dagegen die Alkali- und Nephelin-Syenite, Trachyte, Karbonat-Syenite und Kumulatgestein im Bereich von Alkali-Gesteinen. In Abb. 5.14 (DE LA ROCHE-Diagramm) liegen die Basalte und der analysierte Grünschiefer in den Bereichen der Tholeiit- und Andesit-Basalt-Felder unter der "line of silica saturation", die das Alkali- von dem Subalkali-Feld trennt. Die Alkali-Gesteine zeigen eine relativ große Streuung und liegen in den Nephelin-Syenit- und Essexit-Feldern.

Auffallend in dem DE LA ROCHE-Diagramm ist, daß sowohl die "high grade"-Fenite wie die Trachyte in den selben Bereich fallen. Ähnliche chemische Zusammensetzungen, hohe K₂O/Na₂O-, K/Rb- und Rb/Sr-Verhältnisse deuten auf eine gemeinsame Genese für beide Gruppen hin.

Die Quarz-Glimmerschiefer fallen in diesem Diagramm in das Rhyolith-Rhyodacit-Feld. Mit zunehmender Fenitisierung verändert sich die chemische Zusammensetzung (siehe Pfeil) in Richtung auf eine syenitische Zusammensetzung (s. auch Abb. 4.3).

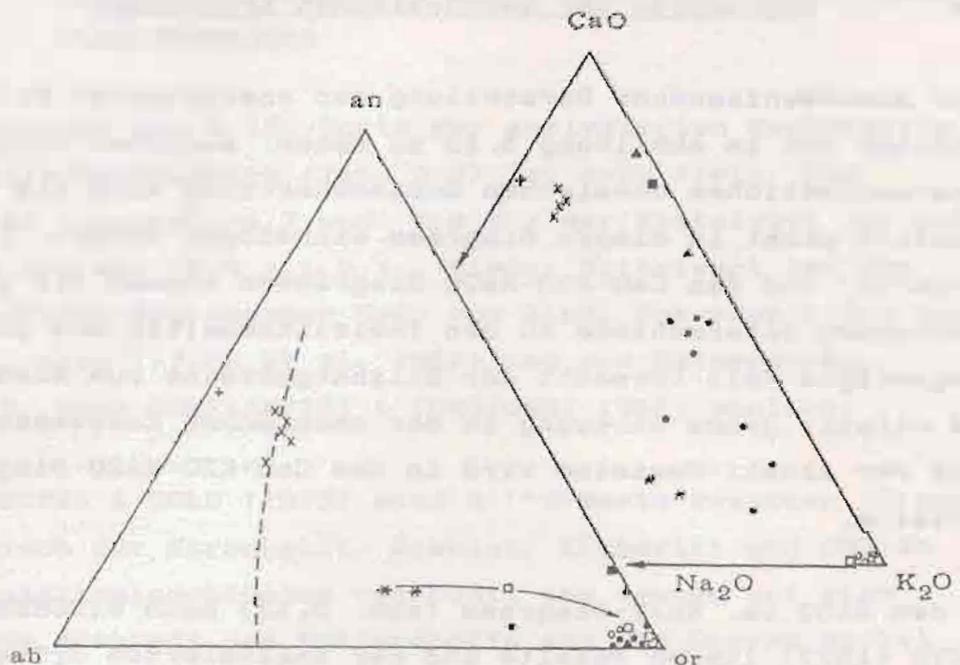


Abb. 5.12: Darstellung der analysierten Gesteine in den CaO-K₂O-Na₂O - und normativen an-ab-or-Diagrammen. Die gestrichelte Linie im an-ob-or-Diagramm trennt das Na- vom K-Feld (IRVINE & BARAGAR 1971); der Pfeil zeigt die chemische Veränderung mit zunehmender Fenitisierung. Symbole: Basalte (x), Grünschiefer (+), Glimmerschiefer (x), Karbonat-Syenite (▲), Kumulatgesteine (■), Alkali- und Nephelyn-Syenite (●), Trachyte (○), Fenite (□).

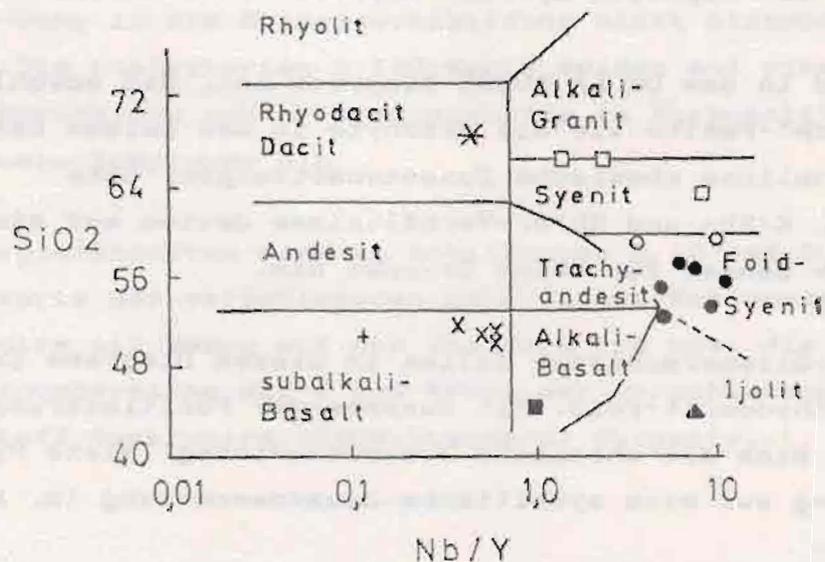


Abb. 5.13: Darstellung der untersuchten Gesteine im SiO₂-Nb/Y-Diagramm nach WINCHESTER & FLOYD (1977). Symbole wie in Abb. 5.12.

Die Metasomatose-Berechnungen haben gezeigt, daß die Fenitisierung in Chiriguayo überwiegend die Zufuhr von K, (und Fe) und die Abfuhr von Na, Mg und Ca einschließt. Al, Mn, Ti und Phosphat blieben stabil oder wurden nur in kleinen Mengen zu- oder abgeführt. Si ist mit zunehmender Fenitisierung nicht mehr stabil geblieben und wurde ebenfalls weggeführt.

Da nur eine begrenzte Zahl von chemischen Analysen vorliegt und die Berechnung der Stoffverschiebungen ohne den Volumenfaktor und die Dichte des Eduktes und der Metasomatite vorgenommen wurde (was besonders "high grade"-Fenite betrifft und nach GRESENS 1967, APPLEYARD & WOOLLEY 1979 und GRANT 1986 zu empfehlen ist), sollten die berechneten Stoffbilanzen eher qualitativ betrachtet werden. Da andererseits die berechneten Stoffverschiebungen mit den petrographischen Beobachtungen gut übereinstimmen, können die Resultate als annehmbare Näherung an die im Chiriguayo-Komplex abgelaufene Fenitisierung angesehen werden.

Die Metasomatose hat, wie schon beschrieben, eine mineralogische Homogenisierung der Quarz-Glimmerschiefer bewirkt. Diese Verheinheitlichung des Mineralbestandes in Gesteinen, die von Fenitisierungsprozessen beeinflusst wurden, ist von BORODIN & PAVLENKO (1974: 529) wie folgt erklärt worden:

"...metasomatic zones displaying a decreasing number of minerals may result from a differential mobility of the components..."

As the components of the rocks passed into the mobile state without saturating the metasomatic solution, the minerals of the mobile components disappeared successively leaving monomineralic residual zones behind. In the alkaline metasomatites Al_2O_3 is usually less mobile. Monomineralic microcline or albite zones are consequently formed during maximal metasomatic alteration."

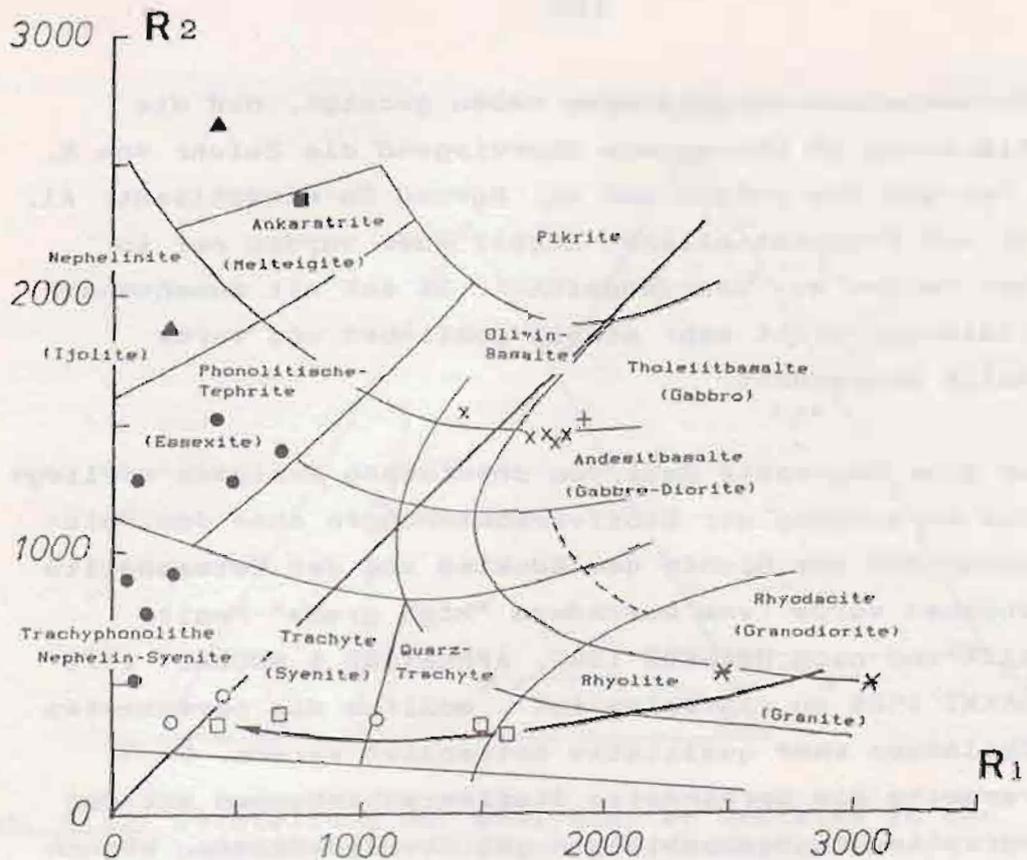


Abb. 5.14: Lage der untersuchten Gesteine im R1/R2-Diagramm nach DE LA ROCHE et al. (1980). Symbole wie in Abb. 5.12. R1: $4Si + 11(Na+K) - 2(Ti+Fe)$; R2: $6Ca + 2Mg + Al$.

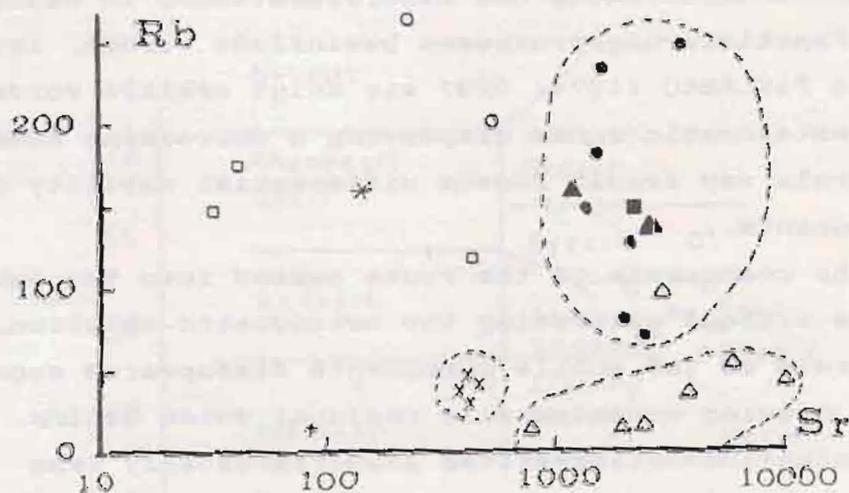


Abb. 5.15: Korrelationsdiagramm zwischen Rb und Sr der analysierten Gesteine. Symbole wie in Abb. 5.12. Karbonatite (○).

Fenitierungsprozesse werden oft zwei unterschiedlichen Typen (u.a. VERWOERD 1966a, VARTIAINEN & WOOLLEY 1976, HEINRICH 1978) zugeordnet:

- 1) K-Metasomatose und
- 2) Na-Metasomatose

Die K-Fenitierung ist durch Neubildung von Kalifeldspat gekennzeichnet, während die Na-Fenitierung durch Albit-, Aegirin- und Eckermannitbildung charakterisiert ist.

Mit abnehmender Temperatur ist die Mobilität des K größer als die des Na (ORVILLE, 1963); deshalb entsteht oft eine vertikale Zonierung der Fenite in den Karbonatitkomplexen nämlich K in den oberen und Na in den tieferen Bereichen. In Chiriguelo sind an der Oberfläche nur Fenite mit Kali-Vormacht nachgewiesen worden. Daraus kann man schließen, daß kein tiefliegendes Niveau des Komplexes aufgeschlossen ist.

Die Existenz einer Na-Metasomatose ist für den tieferen Bereich des Chiriguelo-Komplexes anzunehmen. Wie aus Bohrung CB4 beschrieben wurde, deuten in einer Tiefe von ca. 100 m ein deutliches, ungleichkörniges Gefüge, eine blastische Verwachsung von Kalifeldspat und Aegirin und das Auftreten von Nephelin-Adern auf eine Na-Metasomatose hin.

Die Verhältnisse K/Rb und Rb/Sr werden in der geologischen Literatur als Indikatoren für magmatische Differentiationsprozesse verwendet (u.a. WEDEPOHL et al., 1978). Sollten die verschiedenen Gesteinsgruppen, die in Chiriguelo auftreten, durch magmatische Differentiation entstanden sein, so müßten sie in den K/Rb vs. Rb- und Rb vs. Sr-Diagrammen (Abb. 5.15 und 5.16) einen einheitlichen Trend aufweisen (z.B. abnehmende K/Rb-Werte mit zunehmenden Rb-Gehalten).

In den o.g. Diagrammen, in die auch die Werte für Karbonatite, Basalte und Fenite einbezogen wurden, sind keine Differentiationstrends erkennbar. Die Analysenpunkte können

vielmehr zu verschiedenen Feldern für die unterschiedlichen Gruppen zusammengefaßt werden, was für eine getrennte Genese von Basalten und Alkali-Gesteinen spricht.

Eine zusammenfassende Darstellung der Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopen zeigt Abbildung 5.17. Als Vergleichsdaten sind ebenfalls die Variationsbereiche der Karbonatite von einigen bekannten Komplexen mit einbezogen. Aus diesem Diagramm ist zu entnehmen, daß die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Karbonatite des Chiriguelo-Komplexes den von anderen Komplexen ähneln. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sind jedoch höher. Wie die Arbeit von BLATTNER & COOPER (1974) angibt, sind Anreicherungen der Karbonatite in den schweren Sauerstoffisotopen auf spät-magmatische oder sekundäre Austauschprozesse zurückzuführen.

Nach SCHROLL (1976) können hydrothermale Wässer mit Silikat- bzw. Carbonatmineralen einen Isotopenaustausch erfahren. Durch diesen Prozeß können die erwähnten Minerale an schweren Isotopen erheblich angereichert werden. Von diesem Austauschprozess ist Sauerstoff stärker als andere Elemente (z. B. Kohlenstoff oder Wasserstoff) betroffen, weil das Sauerstoffangebot in den hydrothermalen Lösungen größer ist. Mit dieser Feststellung korrespondiert der besonders hohe Wert der Probe K-6, die aus einem hydrothermalen Calcit-Gang stammt.

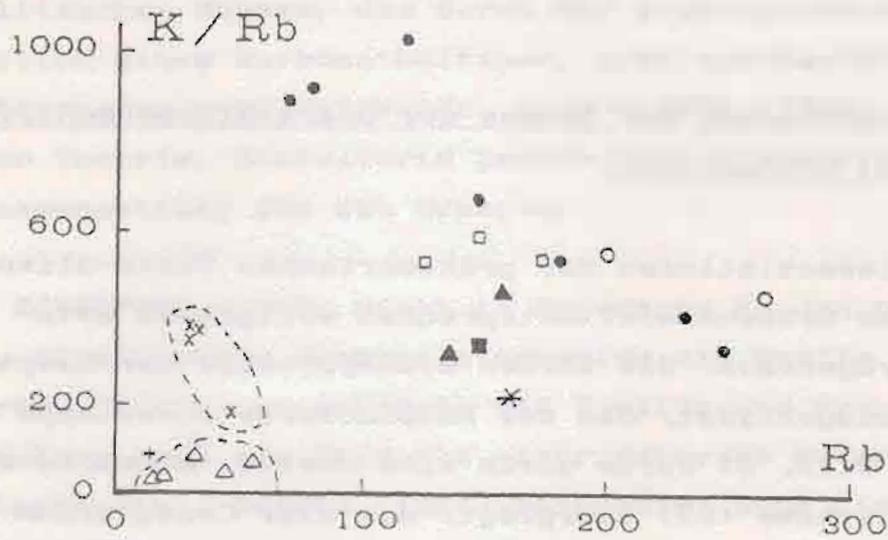


Abb. 5.16: Korrelationsdiagramm zwischen dem K/Rb-Verhältnis und Rb der untersuchten Proben. Symbole wie in Abb. 5.12. Karbonatite (Δ)

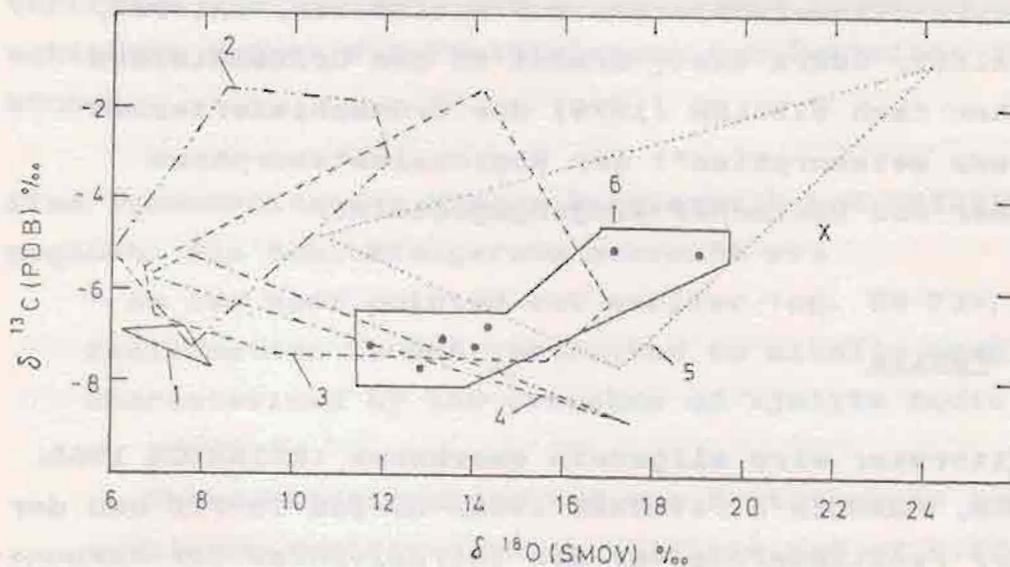


Abb. 5.17: Variationsbereiche der $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Karbonatite des Chiriguelo-Komplexes mit Vergleichsbereichen von bekannten Karbonatit-Komplexen. 1) Laacher See, BRD; 2) Alnö, Schweden; 3) Kaiserstuhl, BRD; 4) Magnet Cove, USA; 5) Rangwa, Kenya; 6) Chiriguelo, Paraguay; X) Calcit-Gang vom Chiriguelo-Komplex. Umgezeichnet nach DEINES & GOLD (1973).

6 Genese und Entwicklung des Chiriquelo-Komplexes

6.1 Bemerkungen zur Genese der Quarz-Glimmerschiefer und Grünschiefer

Die Mineralassoziationen der präkambrischen Quarz-Glimmerschiefer und Grünschiefer entsprechen weitgehend metamorphen Paragenesen. Sie wurden syndeformativ zur Hauptfoliation ausgebildet, die der Hauptdeformationsetappe (D1) zugeordnet wird. D1 wurde durch eine zweite, schwächere Deformationsphase (D2) überprägt, die zwar Crenulation hervorrief, während der aber keine neue Mineralparagenese gebildet wurde.

Die im Kap. 4 beschriebenen Mineralbestände aus Muskovit, Phengit, Quarz, \pm Biotit, \pm Epidot, \pm Chlorit und \pm Granat in den Quarz-Glimmerschiefern und Aktinolith, Chlorit, Epidot, Albit, Quarz und \pm Granat in den Grünschiefern entsprechen nach WINKLER (1979) der Grünschieferfazies ("low-grade metamorphism") der Regionalmetamorphose pelitischer und basischer Ausgangsgesteine.

6.2 Fenite

In der Literatur wird allgemein anerkannt (HEINRICH 1966, McKIE 1966, BORODIN & PAVLENKO 1968, LE BAS 1977), daß der Prozeß der Fenitisierung vor der Intrusivphase der Karbonatite und Alkali-Gesteine stattfindet. Seit der Arbeit von BRÖGGER (1921), der den Begriff "Fenit" eingeführt hat, haben sich Geologen mit der Frage beschäftigt, ob die Fenitisierung durch die Einwirkung eines silikatischen oder eines karbonatitischen Magmas verursacht wird.

BRÖGGER (1921) hatte die Fenitisierung im Fen, Norwegen, und bei Alnö, Schweden, der Wirkung eines ijolitischen-melteigitischen Magmas zugeschrieben. KING & SUTHERLAND

(1960) interpretierten die Fenitisierung als Produkt eines ijolitischen Magmas, das durch die fraktionierte Kristallisation eines karbonathaltigen, alkaliperidotitischen Muttermagmas gebildet wurde. Auch GARSON (1965) vertrat diese Theorie, postulierte jedoch eine kimberlitische Zusammensetzung für das Urmagma.

VON ECKERMANN (1948) sieht im Gegensatz zu den o.g. Autoren eine alkalireiche Karbonatitschmelze als Quelle der fenitisierten Fluide und erklärte die Ijolite und Syenite des Alnö-Komplexes als Produkte einer extremen Metasomatose (Ultrafenite). DAWSON (1964) betrachtet auch die Fenitisierung als Folge eines primären karbonatitischen Magmas. LE BAS (1977) hat beide Auffassungen vereint und unterscheidet eine karbonatitische (Kalium-Metasomatose) und eine ijolitische (Na-K-Metasomatose) Fenitisierung. VERWOERD (1966a), SUTHERLAND (1965b) und WOOLLEY (1969) vertreten die Ansicht, daß verschiedene Prozesse und verschiedene Magmen zur Fenitisierung von Gesteinen führen können.

Eine Zusammenfassung dieser Problematik hat HEINRICH (1966) gegeben. Als Schlußfolgerung schreibt er:

" As has been pointed out earlier (pp. 69-73), fenitization is not restricted to alkalic complexes characterized by the presence of ijolite bodies.... "

...These relationships and the fact that in some complexes fenitization is multiple and of different relative ages, makes it abundantly clear that fenitization is not a phenomenon that can be assigned exclusively either to ijolites or to carbonatites. Rather, it must be concluded that fenitization is wall-rock alteration characteristic of alkalic rocks in general including carbonatites, in some cases."

Da im Chiriguelo-Komplex keine magmatischen Alkaligesteine der Urtit-Ijolit Melteigit-Reihe nachgewiesen wurden, muß

die Kali-Fenitisierung entweder von syenitischen Schmelzen oder vom Karbonatitmagma verursacht worden sein. Die Prozesse der Kali-Fenitisierung werden aus den folgenden Gründen der Wirkung des Alkali-Silikatmagmas zugeschrieben:

- Fenite gehen in syenitische Gesteine über.
- Die Alkali- und Nephelin-Syenite zeigen eine ausgeprägte K-Vormacht und können somit eine K-Fenitisierung bewirken.
- Karbonatite wurden nur als kleine Intrusivkörper im Zentrum des Komplexes festgestellt.
- Die untersuchten Bohrungen (vgl. Abs. 3.8.) unterstützen auch nicht die These, daß in der Tiefe (bis 400 m) große Körper von ijolitischen oder karbonatitischen Gesteinen (außer denjenigen, die sich im Zentrum des Komplexes befinden) auftreten.

Die für eine Feldspatisierung in Frage kommende Temperatur wurde von LE BAS (1981) zwischen 400 und 500° C angegeben. FERGUSON & CURRIE (1971) geben nach Untersuchungen von Feldspäten in den Feniten von Callander Bay, Ontario, eine untere Temperaturgrenze von 450° C an, wobei die Metasomatose in Richtung höherer Temperaturen durch die beginnende Aufschmelzung begrenzt wird. VARTIAINEN & WOOLLEY (1976) geben 600° C und mehr für den inneren Bereich der Fenitierungsareole an. Aus diesen Arbeiten geht hervor, daß im Chiriguelo-Komplex eine Temperatur von mehr als 400° C für die K-Metasomatose geherrscht haben muß.

Eine Vorstellung von der chemischen Zusammensetzung der Fluide, die die Metasomatose bewirkten, kann aus der geologischen Literatur und den Ergebnissen der chemischen und petrographischen Untersuchungen im Chiriguelo-Komplex gewonnen werden. Nach McKIE (1966) sind fenitisierte Lösungen an H₂O und CO₂ angereichert. Nach VARTIAINEN & WOOLLEY (1976) ist F ein effektives Agens für die Migration von Elementen. Nach FERGUSON & CURRIE (1971) ist NO₃⁻ in dem Temperaturbereich (400 - 650° C), in dem Fenitisierung stattfindet, nicht stabil. Nach BURNHAM (1967, zitiert in

FERGUSON & CURRIE 1971), zeigen die Elemente Ca, Fe, Mg und Fe in destilliertem Wasser, selbst unter hohem Druck und hoher Temperatur, keine große Migrationsfähigkeit. Sie weisen jedoch in Lösungen mit mäßigen bis hohen Konzentrationen von Cl^- relativ hohe Mobilität auf.

Aus den erwähnten Arbeiten geht hervor, daß die Lösung, die die Fenitisierung hervorgerufen hat, aus H_2O , CO_2 , Cl^- und F^- zusammengesetzt gewesen sein kann. Da Quarz das erste Mineral ist, das verdrängt wurde und ein hoher Anteil an Kalium zugeführt wurde, muß auch die Lösung SiO_2 -untersättigt und das K/Na-Verhältnis sehr hoch gewesen sein.

6.3 Alkali-Gesteine

Die normale Kristallisationsfolge (z.B. Kristallisation des Sanidins vor dem Nephelin; Biotit nach Granat und Aegirin) und der stark oszillierende Zonarbau der Granate, Pyroxene und Feldspäte, der durch metasomatische Prozesse schwer zu erklären ist, lassen auf eine magmatische Kristallisation der Alkali- und Nephelin-Syenite schließen.

Für die Genese des syenitischen Magmas wurden drei Hauptmöglichkeiten in Betracht gezogen:

- 1) fraktionierte Kristallisation oder Liquid-Entmischung von basanitischen, peridotitischen oder ijolitischen bzw. nephelinitischen Stammagmen,
- 2) partielle Aufschmelzung des Mantels und
- 3) partielle Aufschmelzung der Kruste.

Da im Chiriguelo-Gebiet weder nephelinitische bzw. ijolitische noch alkali-ultramafische Magmen gefunden wurden und nach WILKINSON & STOLZ (1983) keine großen Volumina von phonolitischen bzw. nephelin-syenitischen Magmen durch Differentiation von nephelinitischen Magmen entstehen können, wird die Hypothese der Differentiations-

kristallisation für Chiriguelo als unwahrscheinlich angesehen.

FERGUSON & CURRIE (1971) haben für die Genese der Karbonatite und Nephelin-Syenite von Callander Bay, Ontario, zwei Ereignisse von Flüssig/Flüssig-Trennung eines karbonatführenden nephelinitischen Magmas postuliert. Obwohl diese Hypothese eine Möglichkeit bietet, die Karbonatit-Syenit-Assoziation von Chiriguelo zu erklären, wurden weder Hinweise für Liquid-Entmischung (z.B. Ocelli-Strukturen) noch, wie schon erwähnt, alkali-ultramafische Magmen erkannt. Man könnte zwar vermuten, daß ein alkali-ultramafisches Stammagma durch seine große Dichte in tieferem krustalen Bereich steckengeblieben ist. Daten, die auf solche Vorgänge hindeuten, gibt es jedoch nicht.

Die niedrigen Mg/Mg+Fe-Werte und die relativ hohen Rb/Sr-Verhältnisse der Syenite und Nephelin-Syenite deuten darauf hin, daß es sich bei diesen Gesteinen nicht um primär magmatisches Material aus dem Mantel handelt. In der geologischen Literatur (u.a. BOWEN 1928, SØRENSEN 1974, CARMICHAEL et al. 1974, BEST 1982) werden auch die Alkali- und Nephelin-Syenite nicht als aus dem Mantel stammende Magmen angesehen. BAILEY (1976) weist jedoch darauf hin, daß diese Möglichkeit experimentell noch nicht nachgewiesen wurde.

Eine Entstehung der Alkali-Gesteine des Chiriguelo-Komplexes durch partielle Aufschmelzung der Kruste kann das krustale Rb/Sr-Verhältnis und die hohen Werte der LIL-Elemente (Rb, Ba, Zr, Th, K, u.a.) und der Alkali- und Nephelin-Syenite erklären.

Nach BAILEY (1974) können Gesteine der unteren Kruste durch den Zustrom von flüchtigen Bestandteilen metasomatisiert und anschließend partiell aufgeschmolzen werden, was zu anatexitischen Schmelzen nephelin-syenitischer oder

syenitischer Zusammensetzung führen kann. BAILEY (1974: 440-441) schreibt hierzu:

"an influx of volatiles from the underlying mantle could bring about partial melting in the lower crust. Not only would the volatiles induce melting by critically changing the overall chemical composition, they would actually carry heat into the lower crust and raise the temperature. ... (volatile influx) has the double function of reducing the melting range of the rocks and focussing the heat where it will have the maximum effect. It also provides a heat-transfer process that is much more rapid than any that are normally invoked."

Die Arbeit von STOSCH & LUGMA (1984) über Xenolithe des Eifel-Gebietes beweisen, daß Gesteine der unteren Kruste metasomatisch überprägt sind. Auch MOROGAN & MARTIN (1985) sind aufgrund der Untersuchung von Xenolithen in Oldoinyo Lengai, Tansania, der Meinung, daß H₂O-, CO₂- und Alkali-reiche Schmelze aus dem Mantel die untere Kruste metasomatisiert haben.

Die experimentellen Arbeiten von BAILEY & SCHAIRER (1966) und NOLAN (1966) bestätigen ebenfalls eine krustale Herkunft für syenitische Magmen. In ihren Arbeiten haben die o.g. Autoren festgestellt, daß durch Aufschmelzung von metasomatisch überprägten krustalen Gesteinen nephelin-syenitische Schmelzen entstanden.

Aufgrund der beschriebenen chemischen Eigenschaften der Alkali-Gesteine des Chiriguelo-Komplexes und gestützt auf die Arbeiten der o.g. Autoren wird folgendes Modell, das die Karbonatit/Alkaligesteinsassoziation und die chemische Zusammensetzung der Alkali-Gesteine und Karbonatite erklärt, für die Genese des Chiriguelo-Komplexes angenommen: "Zufluß flüchtiger Bestandteile eines Karbonatitmagmas + krustale Metasomatose + krustale Anatexis = Alkali-Magmen".

Dieses Modell ist eine veränderte Fassung der Hypothese von HOLMES (1950): Karbonatite + Sial = Alkalisilikatgesteine. POWELL & BELL (1974: 419) haben durch Berechnung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - und Rb/Sr -Verhältnisse gezeigt, daß die Hypothese von HOLMES (1950) möglich ist.

Die im Chiriguelo-Komplex nachgewiesenen Granat + Aegirin + Biotit-Gesteine wurden aufgrund ihrer Gefüge, Mineralparagenese und Lage in den Bohrkernen als Kumulate interpretiert. Sie wurden durch lokale, gravitative Absaigerung der ersten ausgeschiedenen Minerale Pyroxen und Granat während der fraktionierten Kristallisation des Alkalisilikatmagmas gebildet.

Die analysierten Trachyte und Mikrosyenite zeigen chemischen Zusammensetzungen, die denen der "high grade"-Fenite ähnelt, eine Tatsache, die auf eine gemeinsame Genese hinweist. Kalitrachyte, die in Zusammenhang mit afrikanischen Karbonatit-Komplexen auftreten, wurden von SUTHERLAND (1965b) und LE BAS (1977) als letzte Stufe der Metasomatose interpretiert. LE BAS (1977: 237) schreibt:

"An associate of the feldspathization process is the production of intrusive trachytes, well seen in both Kenya and Uganda...

They are not considered as rheomorphic equivalents of the orthoclasites, but the products of fluidization along fractures, and that the actual crystallization probably occurs from the potassium rich fluidized system."

Aufgrund der Ähnlichkeit der chemischen Analysen von Trachyten und "high grade"-Feniten kann die vorgenannte These auch für die Genese der in die "high grade"-Fenite intrudierten Trachytgänge (Probe T1 und T2) angewendet werden. Trachytgänge, die die Glimmerschiefer durchschlagen haben, sind remobilisierte "high grade"-Fenite oder hypabissale Äquivalente der Syenitgesteine.

Die Karbonat-Syenite wurden aufgrund der petrographischen Ergebnisse (sekundär gebildeter Calcit und Reaktionsgefüge) als Hybrid-Gesteine interpretiert. Sie sind Syenite, die von den Karbonatiten teilweise karbonatisiert wurden.

6.4 Karbonatite

Seit den Arbeiten von HÖGBOM (1895) in Alnö, Schweden und BRÖGGER (1921) im Fen, Norwegen, waren bis Anfang der 60er Jahre der Ursprung und die Entstehung der Karbonatite Thema zahlreicher, heftiger wissenschaftlicher Diskussionen. In den Monographien von VERWOERD (1966a), TUTTLE & GITTINS (1966) und HEINRICH (1966) ist das Problem der Karbonatit-Magmenbildung diskutiert und sind die verschiedenen Hypothesen bis zu dieser Zeit zusammengestellt.

Die wichtigsten Hypothesen sind:

- 1) Aufschmelzung von Kalksteinen oder Marmoren,
- 2) Hydrothermale Entstehung,
- 3) "Juvenil" magmatischer Ursprung.

1) Mobilisierung und Aufschmelzung von Kalksteinen oder Marmoren.

BRÖGGER (1921) interpretierte die intrusiven Karbonatgesteine vom Fen, Norwegen als magmatische Gesteine, deren primäre Herkunft nicht nachzuweisen ist. Diese Gesteine wurden durch Kristallisation eines Karbonatitmagmas gebildet, das durch die vermutete Aufschmelzung oder Assimilation von Marmoren in größeren Tiefen entstanden ist. Besonders SHAND (1947) und DALY (1933) haben sich der Hypothese der Kalkstein-Assimilation bedient, um die Genese der Alkali-Gesteine zu erklären.

2) Hydrothermale Entstehung.

Die hydrothermale Genese wurde von BOWEN (1924) postuliert, nachdem SMYTH & ADAMS (1923) einen sehr hohen Schmelzpunkt des reinen Calcites (1340°C) durch experimentelle Arbeiten festgestellt hatten. Mehrere russische Autoren (zitiert in SMIRNOV 1970) sind ebenfalls der Meinung, daß die sibirischen Karbonatitvorkommen als postmagmatische, hydrothermale Gesteine entstanden sind.

3) "Juvenil" magmatischer Ursprung.

Aus den detaillierten geologischen, petrographischen und geochemischen Untersuchungen von Karbonatitkomplexen, den experimentellen Arbeiten zur Karbonatbildung (z.B. WYLLIE & TUTTLE 1960) und der Beobachtung von Na-Karbonatitergüssen in dem Vulkan Oldoinyo Lengai, Tansania (DAWSON, 1962a und 1962b), hat sich die Hypothese eines juvenilen magmatischen Ursprungs der Karbonatitschmelze (VON ECKERMANN 1948) als die zutreffendste erwiesen. Folgende Tatsachen stellen überzeugend die magmatische Herkunft der Karbonatite dar:

- Auftreten in Bereichen von Grabensystemen in kontinentalen Kratonen,
- Zusammenhang mit Alkalisilikatgesteine,
- Intrusives und extrusives Verhalten der Karbonatite gegenüber den Nebengesteinen,
- Auftreten von Nebengestein xenolithen in den Karbonatiten,
- Metasomatische Verdrängung der Nebengesteine durch die Karbonatite (Fenitisierung, Biotitisierung, Karbonatisierung, usw.),
- Fluidaltextur der Karbonatite,
- Anreicherung der Karbonatite an Spurenelementen, die in sedimentären Karbonatgesteine fehlen oder in extrem niedrigen Konzentrationen zu finden sind (La, Ce, Y, Ba, Sr, Zr, Nb, Th, U, usw.),
- Werte der Isotopenverhältnisse $18\text{O}/16\text{O}$, $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ und $13\text{C}/12\text{C}$, die auf eine Mantel-Herkunft deuten,
- Beweise durch experimentelle Arbeiten, daß Karbonatitschmelze in oberflächennahen Verhältnissen

und unter niedrigem Druck (1000-1 Bar) und Temperatur (< 700°C) existieren können,

- Feststellung durch experimentelle Arbeiten, daß die Mineralparagenese Calcit-Apatit-Silikatminerale-Fluorit-Baryt aus Karbonatitmagmen primäre Ausscheidungen sein können.

Zwei magmatische Hypothesen wurden postuliert:

a) Das Muttermagma ist alkali-ultrabasischer Natur. Der Karbonatit ist ein Differentiat dieses Magmas. Als mögliche Urmagmen sind Alkaliperidotite, Pyroxenite, Kimberlite und Nephelinite bzw. Ijolite anzusehen (DAVIES 1952, SAETHER 1958, WILLIAMS 1959, WIMMENAUER 1963, FERGUSON & CURRIE 1971, LE BAS 1977, u. a.).

Nach WATKINSON & WYLLIE (1971), WYLLIE & HAAS (1965) und BOETTCHER & WYLLIE (1969) können CaCO₃-reiche Restschmelzen durch fraktionierte Kristallisation einer karbonat-führenden, nephelin-reichen Schmelze entstehen.

Aus den Arbeiten von BARTH & RAMBERG (1966), KOSTER VAN GROOS & WYLLIE (1966, 1973), FERGUSON & CURRIE (1971), LE BAS (1977), CULLERS & MEDARIS (1977) und FREESTONE & HAMILTON (1980) geht hervor, daß Liquid-Entmischungen eine wichtige Rolle bei der Entstehung von Karbonatitschmelzen aus SiO₂-untersättigten und CO₂-reichen Silikatmagmen spielen.

b) Das Urmagma ist karbonatitischer und primärer Herkunft (VON ECKERMANN 1948, HOLMES 1950 u. a.). Nach den experimentellen Arbeiten von WYLLIE & HUANG (1975, 1976) und KOSTER VAN GROOS (1975a) können Karbonatitmagmen durch partielle Aufschmelzung von CO₂- und H₂O-reichen ultrabasischen Gesteinen unter hohem Druck (10-35 Kbar) entstehen.

Nach WYLLIE (1977) spielt das CO₂/H₂O-Verhältnis und der Anteil an Alkalien eine entscheidende Rolle bei der Ent-

wicklung und Trennung in eine karbonatitische und silikatische Schmelze eines mafischen Ausgangsmagmas, das durch partielle Aufschmelzung aus dem Mantel entstanden ist. WYLLIE (1980) vertritt die Meinung, daß Mantel-Metasomatose die erste Phase der Genese von Nephelinit-, Karbonatit- und Kimberlitmagmen ist.

DAWSON (1980) ist nach Untersuchungen der Einschlüsse von Kimberliten zu dem Schluß gekommen, daß H₂O und CO₂ Bestandteile des Oberen Mantels sind. Die Arbeiten von WYLLIE & HUANG (1976), IRVING & WYLLIE (1975) und GREEN (1972) haben gezeigt, daß CO₂ eine wichtige Komponente des Mantels ist. GREEN (1972) behauptet, daß CO₂ als freies Gas im Mantel auftreten könne. Dagegen haben EGGLEER (1973) und KOSTER VAN GROOS (1975a) überzeugend argumentiert, daß CO₂ im Mantel an die Karbonatphase gebunden ist.

AMUNDSEN (1987) hat in Lherzolithxenolithen von Spitsbergen, Norwegen, karbonatitische, basaltische und ultramafische Schmelzanteile nachgewiesen und ist zu dem Schluß gekommen, daß durch Hoch-Temperatur-Liquid-Entmischung (Silikat-Silikat und Karbonat-Silikat) einer Ausgangschmelze ("protoliquid with kimberlitic affinities") karbonatitische, basaltische und ultramafische Magmen im Mantel entstehen können.

Aus den oben erwähnten Arbeiten geht hervor, daß die Kontroverse über die Genese der Karbonatite trotz der gegenwärtig allgemein akzeptierten magmatischen Herkunft neue Fragen aufgeworfen hat:

- Sind die Karbonatitmagmen primärer oder sekundärer Herkunft ?
- Wo, wie und durch welchen Mechanismus haben sich die Karbonatitschmelzen gebildet ?
- Welche Rolle spielen die Liquid-Entmischungsprozesse im Hinblick auf die Genese des Karbonatitmagmas ?
- Welchen Einfluß hat die fluide Phase (F, Cl, S, H₂O, CO₂) auf die Magmenbildung; woher stammt das CO₂ und

wie ist das CO₂/H₂O Verhältnis in karbonatitischen Magmen ?

- Spielen metasomatische Prozesse des Mantels eine Rolle bei der Genese von Karbonatitschmelzen ?

Um die Genese der Karbonatite von Chiriguelo zu erklären, wurden die zwei genannten magmatischen Hypothesen geprüft:

- 1) Sind die Karbonatite primär magmatische Schmelzen oder
- 2) stammen die Karbonatitmagmen sekundär aus einer karbonatführenden Silikatschmelze?

Aus folgenden Gründen wird eine primär magmatische Bildung, die aus dem Mantelmaterial hervorgeht, angenommen:

- Das ¹³C/¹²C-Isotopenverhältnis und die Rb/Sr-Werte deuten auf einen Mantel-Ursprung hin.
- Die Alkali- und Nephelin-Syenite sind nicht als Mantelmaterial anzusehen.
- Kein anderes Alkali-Muttermagma (aus dem die Karbonatite durch fraktionierte Kristallisation oder Liquid-Entmischung entstehen können) wurde im Chiriguelo-Gebiet bis zu einer Tiefe von 400 m nachgewiesen.

Bei Annahme einer Genese der Karbonatitschmelze im Erdmantel muß jedoch die hohe Konzentration der lithophilen Spurenelemente Ba, Sr, Zr, U, Th, SEE usw. erklärt werden.

BOETTCHER et al. (1979) und MENZIES et al. (1987) haben bewiesen, daß Teile des Mantels durch flüchtige Bestandteile metasomatisiert und an CO₂, K, Ba, Ti, SEE, u. a. angereichert sind. Nach Untersuchungen von Peridotitxenolithen sind COMIN-CHIARAMONTE et al. (1986) zu der Schlußfolgerung gekommen, daß der Mantel unter Paraguay metasomatisiert und an K, P, Ba, Ce, Na, Rb, Sr und Zr angereichert ist.

Nach WYLLIE (1980) ist Mantel-Metasomatose die erste Phase der Genese von nephelinitischen, alkali-basaltischen und karbonatitischen Magmen. Folglich wird angenommen, daß die

Karbonatitschmelze des Chiriguelo-Komplexes durch partielle Aufschmelzung (kleiner als 5 % ?) eines an inkompatiblen Elementen angereicherten Mantels entstanden ist.

6.5 Basalte

Die petrographischen und chemischen Untersuchungen der Basalte des Chiriguelo-Komplexes zeigen, daß es sich bei dieser Gesteinsgruppe um Tholeiitbasalte und nicht um Alkalibasalte, wie MARIANO (1977) postulierte, handelt. Obwohl diese Basalte mit den Alkaligesteinen zeitlich und räumlich assoziiert sind, können diese beiden Gruppen jedoch aufgrund des großen Unterschiedes in ihrer chemischen Zusammensetzung nicht genetisch (*sensu stricto*) verbunden sein.

Die Geländeuntersuchungen haben ergeben, daß die Basalt-ergüsse die westlichste Erscheinung des kontinentalen Basaltvulkanismus des Paraná-Beckens darstellen. Nach der Intrusion der Alkali- und Karbonatitgesteine ist der Chiriguelo-Komplex teilweise von den Ergüssen überdeckt worden.

Der kontinentale Basaltvulkanismus des Paraná-Beckens hängt mit der Trennung des Gondwana-Kontinents in mesozoischer Zeit zusammen (BELLIENI et al., 1984, 1986; FODOR et al., 1985 u. a.). Nach der chemischen Untersuchung von Basaltgesteinen des gesamten Paraná-Beckens haben BELLIENI et al. (1984, 1986) dieses Becken in drei unterschiedliche Zonen unterteilt: N-, S- und Zentralgebiet. Im südlichen Gebiet werden "low titanium"-Basalte (niedrige TiO_2 -Gehalte und Werte der inkompatiblen Elemente) nachgewiesen, während im nördlichen Gebiet die Basalte durch hohe TiO_2 -, Ba-, La-, Ce-, Zr- und P-Werte ("high titanium"-Basalte) charakterisiert sind. Das Zentralgebiet des Beckens in Ost-Paraguay und NW-Argentiniens zeigt eine kontinuierliche Schwankung von inkompatiblen Elementen und TiO_2 (von kleiner als 2 bis

größer als 3 Gew.-%). In den im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Gebieten wurden nur "high titanium"-Basalte nachgewiesen.

Nach BELLIENI et al. (1986), FODOR et al. (1985) und SCHOBENHAUS et al. (1984) haben die Basalte des Paraná-Beckens einen oberen Mantelursprung mit krustaler Kontamination. Die Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung zwischen "high and low titanium"-Basalte wurden nach BELLIENI et al. (1986) auf unterschiedliche chemische Zusammensetzung des Mantelmaterials zurückgeführt. Dagegen hat FODOR (1987) unterschiedliche "degrees of partial melting" postuliert.

6.6 Petrogenetisches Modell zur Entwicklung und Gesteinsassoziation des Chiriquelo-Komplexes

Aufgrund der geologischen, petrographischen und geochemischen Daten und den bisherigen Diskussionen über die Genese der verschiedenen Gesteinsgruppen wird folgendes Modell zur Genese und Entwicklung des Chiriquelo Komplexes vorgeschlagen:

- a) Die Aufspaltung des Gondwanakontinents in eine südamerikanische und eine afrikanische Platte in jurassisch-kretazischer Zeit führte zum regionalen "swelling", zu einer Entlastung der Kruste und vermutlich durch partielle Aufschmelzung (kleiner als 5 %) des tieferen Mantels unter Zufluß von CO₂ zur Bildung von alkali-ultramafischen und karbonatitischen Schmelzen. In den oberen Bereichen des Mantels sind durch höhere Raten (10 bis 20 %) partieller Aufschmelzung pikritische Magmen entstanden, die durch Differentiation zu Tholeiitbasalten führten.
- b) Assoziiert mit dieser Kontinent-Trennung wurden alte präkambrische Störungen reaktiviert ("Wealdenian

reactivation" nach ALMEIDA 1983). In NE-Paraguay bildeten sich in den sogenannten Ponta Porá- und Capitán Bado-Störungszonen bevorzugt Kanäle für den Aufstieg der Magmen. Die Foci des Alkali-Magmatismus sind durch die Komplexe von Chirigué, Sarambí, Guazú und Tayay gekennzeichnet.

- c) Die flüchtigen Bestandteile der Karbonatit-Schmelze bewirkten eine progressive Metasomatose der krustalen Gesteine, was zur partiellen Anatexis und Bildung von syenitischen Schmelzen führte.
- d) Die Intrusion syenitischer Magmen in präkambrische Schiefer ist das älteste magmatische Ereignis im Chirigué-Gebiet. Durch den fortschreitenden Aufstieg der Magmen sind die Schichten des Paraná-Beckens und seines Unterbaus angehoben, aufgewölbt und zu einer kuppelartigen Struktur verstellt worden. Der Fluidanteil der Alkali-Magmen bewirkte eine progressiv schwache, mittlere bis starke Metasomatose des intrudierten Grundgebirges mit Bildung von "low, medium and high grade"-Kalifeniten.
- e) Die Alkaligesteine und Fenite wurden von den Karbonatiten (Sövite und Alvikite) durchschlagen. Es kam zu lokaler Brekzierung ("vent-breccia") und Karbonatisierung der Alkali-Gesteine. Die Karbonatit-Intrusion erfolgte in drei Stadien: Sövit, Alvikit und hämatitischer Alvikit.
- f) Eine postmagmatisch-hydrothermale Phase führte zur Bildung hydrothermalen Calcit-Gänge, zur Biotitisierung der Pyroxene und Granate, zur Zeolitisierung des Nephelins und zur lokalen Silifizierung der Alkali-Gesteine. Vermutlich sind auch die Karbonatite in dieser Phase an schweren Sauerstoffisotopen deutlich angereichert worden.

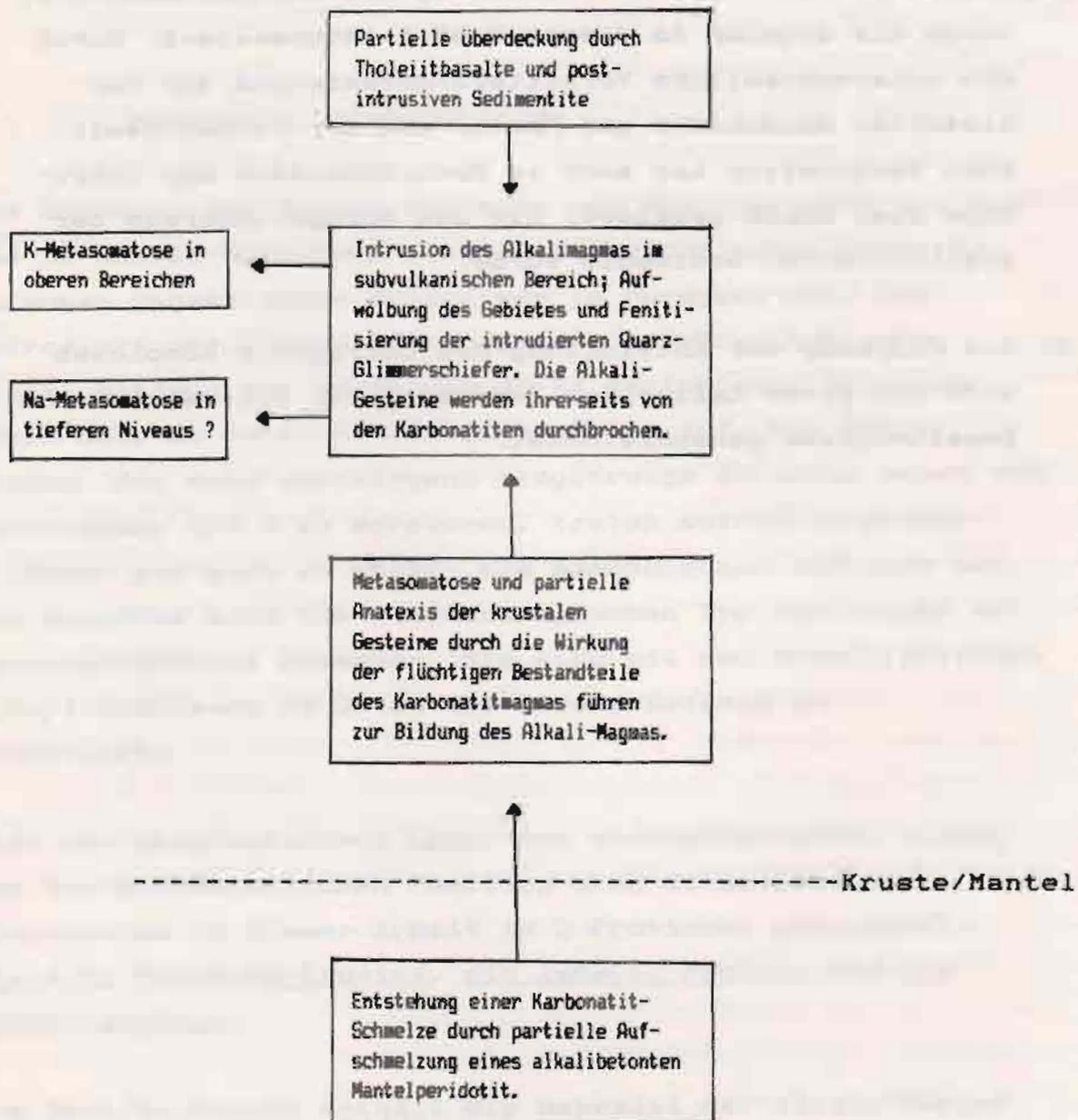


Abb. 6.1: Modell für die Genese und Gesteinsassoziation des Chiriguelo-Komplexes. Es wird angenommen, daß partielle Aufschmelzung ($< 5\%$) eines alkalibetonten Mantelperidotits unter Paraguay (COMIN-CHIARAMONTI et al. 1986) und Flüssig/Flüssig-Trennung in Sinne von AMUNDSEN (1987) zur Bildung eines Karbonatitmagma führte. Die Karbonatitschmelze steigt in krustalen Bereich, reagiert (bzw. deren flüchtige Bestandteile) mit den Nebengestein und bewirkte eine partielle Anatexis der Kruste in Sinne von BAILEY (1974), was zur Bildung von Alkali-Magmen führte.

- g) Da die Intrusion eine Verstärkung des Reliefs bewirkte, wurde die Erosion in diesem Gebiet intensiviert. Durch die unterschiedliche Verwitterungsresistenz der verkieselten Sandsteine und Fenite und der leicht löslichen Karbonatite hat sich im Zentralbereich der Intrusion eine Senke gebildet, die zum Ablagerungsraum der postintrusiven Sedimente wurde.
- h) Die Endphase der Entwicklung des Chiriguelo-Komplexes wird von einer teilweisen Bedeckung der Intrusion durch Basaltergüsse gekennzeichnet.

7 Schlußfolgerungen aus den Untersuchungen

7.1 Regionale Untersuchungen

Die Effusion von Basalt-Ergüssen und die Intrusion von mehr als 30 Alkali-Komplexen stellen die wichtigsten phanerozoischen magmatischen Ereignisse in Paraguay dar. Die Intrusivkörper treten überwiegend als subzylindrische Stöcke entlang von NW-SE und NE-SW gerichteten Störungszonen oder in deren Kreuzungsbereichen auf. Die Intrusionen, die eine überwiegend ringförmige Struktur haben und Durchmesser bis 9 km erreichen, treten sowohl in präkambrischen als auch in paläo- bis mesozoischen Abfolgen auf. Die Komplexe sind vom intrakratonischen Typ und hängen mit Dehnungstektonik zusammen. Sie sind mit den brasilianischen Alkali-Komplexen im Osten des Paraná-Beckens zu korrelieren.

Nach der geographischen Lage, dem petrographischen Aufbau und der geotektonischen Position sind diese Alkali-Intrusionen in dieser Arbeit in 3 Provinzen gegliedert: die Alto Paraguay-Provinz, die Amambay-Provinz und die Zentralprovinz.

Die Zentralprovinz enthält die Mehrzahl der Alkali-Körper von Paraguay. Die Massive dieser Provinz treten im Bereich der NW orientierten Asunción-Antiform auf und bestehen aus Essexit, Shonkinit, Alkali- und Foid-Syenit, Syenodiorit, Latit, Trachyt, Phonolith, Basanit und Nephelinit.

Die Intrusiva der Alto Paraguay-Provinz sind aus Syenit, Foyait, Trachyt und Phonolith gebildet und befinden sich in der Umgebung der Apa-Antiform.

Die Amambay-Provinz liegt am Kreuzungsbereich zwischen NE-SW orientierten Antiformstrukturen und NW-SE streichenden Störungen. Die Komplexe zeigen einen unterschiedlichen

lithologischen Aufbau. Der ringförmig ausgebildete Sarambí-Komplex besteht aus Pyroxenit und Syenit mit untergeordneten Karbonatitgängen. Die kegelförmige Erhebung vom Guazú-Komplex besteht aus einem zentralen Shonkinit-Stock und radialen Lamprophyrgängen. Basische und ultrabasische Gesteine werden im Tayay-Komplex vermutet. Auffallend sind die riesigen Fenitierungsareolen, die sich im Sarambí- und Chiriguélo-Komplex entwickelt haben.

Radiometrische Datierungen (u.a. COMTE & HASUI 1971, PALMIERI & ARRIBAS 1975, BITSCHENE & LIPPOLT 1984) haben ergeben, daß die Mehrzahl der Alkaligesteine älter als 100 Ma (Jura - Kreide) sind, mit einem statistischen Maximum bei 120-140 Ma. Eine jüngere (Eozän) Intrusionsphase (35-45 Ma) ist nur in der Zentralprovinz nachgewiesen worden.

Die brasilianischen Alkali-Komplexe sind zwei Intrusions-Ereignissen zugeordnet worden (HERZ 1977, ULBRICH & GOMEZ 1981, ALMEIDA 1983). Die älteste Intrusivphase ist 100-140 Ma, die jüngere 100-60 Ma alt. Karbonatit-Komplexe der zweiten Intrusion-Ereignisse sind von besonderer ökonomischer Bedeutung, weil wichtige Nb-, P-, SEE- und Ti-Lagerstätten mit diesen Intrusivkörpern zusammenhängen (Tapira, Araxá, Catalao, Serra Negra u.a.). Karbonatit-Intrusionen dieser zweiten Phase wurden in Paraguay nicht gefunden.

Die Existenz unentdeckter Intrusionen ist in Paraguay nicht auszuschließen. Die Suche nach diesen Komplexen sollte sich nach den erwähnten Antiformstrukturen oder deren Kreuzungsbereichen orientieren.

7.2 Geologie des Chiriguélo-Komplexes

Der Karbonatit-Komplex von Chiriguélo (Cerro Corá) gehört zu der Amambay-Provinz und weist eine typische tektonische

Position im Bereich tiefgreifender Störungen im intrakontinentalen Gebiet auf.

Die Geländeuntersuchungen im Rahmen dieser Arbeit haben ergeben, daß es sich beim Chiriguelo-Komplex um eine domartige Struktur mit karbonatitischen Kern und konzentrisch angeordneten Rahmengesteinen handelt.

Die ältesten Gesteine im Chiriguelo-Gebiet sind präkambrische Quarz-Glimmerschiefer und untergeordnet Grünschiefer, die vermutlich eine metamorphe vulkanosedimentäre Abfolge darstellen. Auffällig in den Glimmerschiefern sind die nahezu senkrecht stehenden Foliationen und die weitgehenden metasomatischen Umwandlungen, die durch den Einfluß der Alkali-Intrusion entstanden sind. Die Fenitisierung nimmt in Richtung auf das Zentrum der Intrusion zu.

Der innere Teil der domartigen Struktur wird von massigen Feniten und Alkali- und Foid-Syeniten eingenommen. Trachytgänge sind in diesen Gesteinen untergeordnet vorhanden.

Im Zentrum des Komplexes treten Gangschwärme von karbonatitischen Gesteinen (Sövit, Alvikit, Siliko-Alvikit) auf, die eine dreiphasige Platznahme erkennen lassen. Sie sind nur in einem Bereich von 200 m x 400 m aufgeschlossen und zeigen Spuren der beginnenden Verkarstung. Das K-Ar-Alter eines Biotit-Präparates ergab 128 ± 7 Ma für den Sövit.

An postintrusiven Gesteinen treten innerhalb des Komplexes Konglomerate, Brekzien, grob- bis feinkörnige Sandsteine und Basaltergüsse auf. Die Basalte (Alto Paraná-Formation) sind mit der Serra Geral-Formation auf brasilianischem Territorium vergleichbar.

Im Umfeld des Alkali-Komplexes ist die gesamte, aus dem Paraná-Becken bekannte devonische bis kretazische Gesteinsabfolge in einer Mächtigkeit von ca. 1400 m

aufgeschlossen. Diese Sedimentabfolge, die die bekannte Gondwana-Abfolge einschließt, beginnt mit einer 120-150 m mächtigen Folge verkieselter Sandsteine (Itapopó-Formation). Aufgrund der größeren Verwitterungsresistenz bilden sie morphologisch ausgeprägte Ringwälle. Darüber folgt eine heterogene Serie von Sandsteinen, Siltiten, Warviten und Diamiktiten (Aquidabán-Gruppe) und schließlich eine Abfolge fein- bis mittelkörniger Sandsteine (Misiones-Formation).

Das mächtige Schichtpaket der Independencia-Formation (Oberes Permokarbon), das im zentralen und südlichen Gebiet Ost-Paraguays zwischen der Aquidabán-Gruppe und der Misiones-Formation auftritt, wurde im Chiriguelo-Gebiet nicht gefunden.

Der Chiriguelo-Komplex erscheint in seinem tieferen Aufbau als eine zonierte, heterogene Intrusion. Der obere Bereich (bis ~ 85 m Tiefe) ist überwiegend von Feniten gebildet. Diese sind meist verwittert, grobkörnig, reich an Feldspat und arm an mafischen Komponenten. Der Anteil an Mafiten und auch an Foiden nimmt zur Tiefe hin zu.

Da die Basalt-Ergüsse in den Bohrkernen vom Intertrapp-Sandstein getrennt sind, wird deutlich, daß die Basalte mehrphasig mit mindestens einem großen Ruheintervall ausgeflossen sind.

In den Karbonatitkernen wurden keine großen primär magmatischen Apatit- und Pyrochlor-Mineralisationen nachgewiesen.

7.3 Petrographische Untersuchungen

In dieser Arbeit wurden Metamorphite und insbesondere Magmatite bzw. Metasomatite selektiv bearbeitet. Die verschiedenen Formationen des Schichtpaketes des Paraná-

Beckens, die rings um den Chiriguelo-Komplex aufgeschlossen sind, wurden petrographisch auf Anzeichen von Metasomatose untersucht.

Der Chiriguelo-Komplex weist eine Gesteinsassoziation von Karbonatiten + Syenitgesteinen + Kalifeniten auf. Primär magmatische Alkalisilikatgesteine wie Ijolite, Nephelinite oder Alkaliperidotite wurden nicht nachgewiesen. Somit unterscheidet sich dieser Komplex von bekannten ostafrikanischen und brasilianischen Komplexen, die eine Karbonatit + Ultramafit + Fenit- oder Karbonatit + Nephelinit (Ijolite) + Fenit-Assoziation zeigen.

Die Magmatite des Chiriguelo-Komplexes sind durch eine Vielfalt von Gesteinstypen charakterisiert, die drei Gruppen zugeordnet werden können:

- Alkaligesteine
- Karbonatitgesteine
- Basaltgesteine

Alkali- und Nephelin-Syenite machen den Hauptanteil der Alkali-Gesteine aus. Untergeordnet kommen auch Karbonat-Syenite, Kumulatgesteine, Trachyte und Mikrosyenite vor. Die Syenite bestehen aus Kalifeldspat, Aegirin, Granat, Biotit, Calcit, Titanit, Apatit und Erzmineralen. Umgewandelter Nephelin ist Hauptkomponent des Foid-Syenites. Die Karbonat-Syenite sind durch hohe Modalanteile von Calcit charakterisiert. Granat tritt anstelle von Aegirin als das mafische Hauptmineral in diesen Gesteinen auf.

Die Kumulatgesteine bestehen überwiegend aus Melanit und Aegirin, die von Biotit verdrängt werden. Die Trachyte sind porphyrisch ausgebildet und zeigen ausgeprägte Fluidaltextur. Sie sind aus großen idiomorphen Sanidin-Einsprenglingen, die in einer Erzmineral-Aegirin-Kalifeldspat-Grundmasse liegen, ausgebildet. Plagioklas, Orthopyroxen, Olivin und Amphibol fehlen in den Alkali-Gesteinen völlig.

Die Karbonatite sind in grobkörnige Sövite und feinkörnigere Alvikite gegliedert. Die Mineralparagenese der Karbonatite besteht aus Calcit und Biotit als Hauptkomponente und Quarz, Baryt, Apatit, Kalifeldspat und Erzminerale als Nebenkomponten. Apatit, und seltener Pyrochlor, sind Hauptkomponente in einigen Proben. Die Siliko-Alvikite und Karbonat-Syenite stellen den Übergang zwischen Karbonatiten einerseits und Alkali- bzw. Nephelin-Syeniten andererseits dar.

Die Basalte zeigen eine Mineralassoziaton, die sich von den Alkali-Gesteinen deutlich unterscheidet. Sie bestehen aus Ca-reichen Plagioklas, Olivin, Augit und Titanomagnetit. Sie sind blasig, amygdaloid, oder kompakt ausgebildet und zeigen subophitische oder porphyrische Strukturen.

Die Grünschiefer im Rahmen des Komplexes weisen nematoblastische Gefüge mit stark geschieferten Texturen auf. Die Mineralparagenese besteht aus Aktinolith, Chlorit, Epidot, Albit, Quarz und Granat. Metasomatische Veränderungen wurden in den Grünschiefern nicht beobachtet.

Die Gefüge der Quarz-Glimmerschiefer sind granolepidoblastisch und die Texturen geschiefert. Der primäre Mineralbestand besteht aus Quarz, Muskovit, Phengit, Feldspat und Biotit. Als Akzessorien sind Epidot, Klinzoisit, Granat, Chlorit, Turmalin, Titanit, Zirkon und Calcit zu beobachten. Durch den Einfluß der Alkali-Intrusion sind diese Gesteine weitgehend metasomatisch umgewandelt. Die Verdrängung von Quarz und Glimmer, Trübung der Feldspäte, Neubildung von Kalifeldspäten und Rotfärbung durch Hämatit und Fe-Hydroxide weisen auf diese Umwandlung hin.

Metasomatisch geprägte Schiefer, in denen das ursprüngliche Gefüge und die Mineralparagenese immer noch zu erkennen

sind, wurden als "low and medium grade"-Fenite benannt. Die "high grade"-Fenite sind extrem feldspatreiche, grobkörnige, massig ausgebildete Gesteine, die als Endprodukte der Feldspatisierung des intrudierten Grundgebirges interpretiert wurden.

7.4 Geochemische Untersuchungen

Aufgrund der chemischen Analysen und der berechneten Stoffverschiebungen wurde festgestellt, daß die Metasomatose der Quarz-Glimmerschiefer eine Zufuhr von K und Fe bei gleichzeitiger Abfuhr von Na, Mg und Ca einschließt. Mit zunehmender Fenitisierung wurde auch Si weggeführt. Chemisch zeichnen sich die Fenite durch hohe Rb/Sr- und K_2O/Na_2O -Verhältnisse und niedrigere CaO-, MgO- und Na₂O-Werte aus. Die Trachyte weisen chemische Zusammensetzungen auf, die den Feniten ähnlich sind.

Die schwach miaskitischen Alkali- und Nephelin-Syenite sind geochemisch durch eine ausgeprägte K-Vormacht ausgezeichnet. Diese Eigenschaft trifft auch auf andere Alkali-Komplexe von Paraguay wie Ybyturuzú (BITSCHENE & LIPPOLT 1986) und Sapukai (PALMIERI & ARRIBAS 1975) zu.

Die Karbonatite sind in ihrer chemischen Zusammensetzung sehr homogen. Sie sind gekennzeichnet durch relativ hohe CaO-, CO₂- und Ba- und niedrigere MgO-, Sr-, Nb-, Y- und Zr-Werte im Vergleich zu anderen Karbonatiten. Die $\delta^{13}C$ -Werte der Karbonatite des Chiriguelo-Komplexes sind den von anderen Komplexen ähnlich; die $\delta^{18}O$ -Werte sind hingegen deutlich gegenüber anderen Karbonatitvorkommen erhöht.

Die in Chiriguelo auftretenden Basalte gehören zu den Kontinental-Tholeiiten. Obwohl sie zeitlich und räumlich mit den Alkali-Gesteinen assoziiert sind, ist dies keine genetische (*sensu-stricto*) Assoziation. Die Basalte haben nach der Alkali-Intrusion das Chiriguelo-Gebiet überdeckt.

7.5 Zur Genese

Die mineralogischen Zusammensetzungen der Grünschiefer und Quarz-Glimmerschiefer entsprechen Paragenesen, die bei einer regionalen Metamorphose der Grünschieferfazies entstanden sind.

Da die Grünschiefer nur lokal als kleine Vorkommen am Rand der Intrusion auftreten und im Gegensatz zu den Quarz-Glimmerschiefern kompakter sind, boten sie den Lösungen eine geringere Wegsamkeit; aus diesem Grund wurden sie nicht metasomatisiert.

Aufgrund der vorhandenen Daten wird ein Modell postuliert, in dem das syenitische Magma durch Anatexis im krustalen Bereich entstanden ist. Modelle, in denen Alkali- und Nephelin-Syenite aus mafischen oder nephelinitischen Muttermagmen durch fraktionierte Kristallisation oder Flüssig/Flüssig-Trennung entstehen, sind schwer zu erklären, da kein Stammagma nachgewiesen werden kann und Zeichen von Liquid-Entmischung nicht erkannt worden sind. Man könnte zwar vermuten, daß ein mögliches Urmagma aufgrund seiner größeren Dichte im tieferen krustalen Bereich steckengeblieben ist. Beweise für diese Mutmaßungen sind jedoch nicht vorhanden.

Die Aegirin-Melanit-Biotit-Gesteine wurden als Kumulate interpretiert, die sich durch lokale Konzentration von früh ausgeschiedenen Pyroxenen und Granaten gebildet haben. Die Kalitrachyte sind als remobilisierte Fenite anzusehen oder als Gesteine, die durch "fluidization" entstanden sind. Die Karbonat-Syenite werden als hybride Gesteine interpretiert.

Die Karbonatite sind als primär magmatische Magmen anzusehen. Vermutlich sind sie im Mantel-Bereich durch partielle Aufschmelzung im Sinne von WYLLIE & HUANG (1975), KOSTER VAN GROOS (1975b), und WYLLIE (1980) entstanden.

Die Tholeiitbasalte hängen mit dem basischen Vulkanismus des Paraná-Beckens zusammen. Diese basischen Ergüsse sind nach FODOR (1987) durch Differentiation-Kristallisation aus pikritischen Magmen entstanden, welche ihrerseits einer unterschiedlichen partiellen Aufschmelzung (5 bis 20 %) des oberen Mantels entstammen.

8 Resumen

8.1 Complejos alcalinos del Paraguay

La efusión de coladas basálticas y la intrusión de más de 30 complejos alcalinos en el Jurásico-Cretácico constituyen los eventos magmáticos más importantes en el Paraguay durante el Fanerozoico. Los cuerpos intrusivos fueron emplazados como "stocks" subcilíndricos, preferentemente a lo largo o en las zonas de cruce de estructuras antiformales y zonas de fallamiento de direcciones NE-SW y NW-SE (fig. 2.4).

Los complejos, que muestran estructuras anulares con diámetros de hasta 9 km, fueron emplazados en unidades precámbricas y en formaciones paleo-mesozóicas (fig. 2.2). Las intrusiones son del tipo intracratónico y están asociadas a fenómenos tectónicos de distensión. Los complejos alcalinos del Paraguay son similares en edad y composición petrológica a los intrusivos máficos y alcalinos del borde oriental de la Cuenca del Paraná en el Brasil y deben, por lo tanto, ser correlacionados con los mismos (fig. 2.3).

Los intrusivos del Paraguay fueron divididos en este trabajo -según la posición geográfica, asociación tectónica y composición petrológica- en tres provincias: Alto Paraguay, Amambay y Central (fig. 2.4).

La Provincia Central contiene la mayoría de los cuerpos alcalinos del Paraguay. Los masivos se hallan localizados en la región de la Antiforma de Asunción y se componen de exesitas, shonkinitas, sienitas alcalinas y foidicas, sienodioritas, latitas, traquitas, basanitas y nefelinitas.

Los intrusivos de la Provincia del Alto Paraguay están formados por foyaitas, traquitas y fonolitas y se encuentran localizados en el área de la Antiforma del Apa.

Los complejos de la Provincia de Amambay se hallan localizados en zonas de intersección de estructuras antifor-
males de rumbo NE-SW con zonas de fallamiento de dirección
NW-SE. (figs. 2.4 y 2.5). Los masivos alcalinos se caracte-
rizan por presentar una gran variedad litológica. La es-
tructura anular del Complejo de Sarambí (fig. 2.6) está
formada por intrusiones centrales de piroxenitas y sienitas
en las cuales se encuentran -en forma subordinada- pequeños
diques de carbonatita. La estructura cónica del Complejo de
Cerro Guazú (fig. 2.7) esta formada por un stock central de
shonkinita y diques radiales de lamprófiros. Se presume que
el Cerro Tayay está constituido de rocas básicas y/o ultra-
básicas. Aureolas de fenitización caracterizan a algunos de
estos intrusivos (p. ej. Chiriguelo y Sarambí).

Dataciones radiométricas compiladas en este trabajo (COMTE
& HASUI 1971, PALMIERI & ARRIBAS 1975, BITSCHENE & LIPPOLT
1984, entre otros) han demostrado que la mayoría de los
intrusivos poseen edades mayores de 100 Ma con un máximo
estadístico de entre 120-140 Ma. Una segunda fase intrusiva
de entre 35-45 Ma ha sido comprobada en la Provincia Cen-
tral. Una lista de los complejos, hasta ahora conocidos en
el Paraguay, es proporcionada en la tabla 1.

El emplazamiento de los complejos alcalinos del Brasil ha
sido asignado a dos eventos intrusivos. Los masivos de la
primera etapa poseen edades entre 100-140 Ma, mientras que
los de la segunda muestran edades entre 60-100 Ma. Los
complejos carbonatíticos del evento intrusivo más joven
poseen una importancia económica especial, ya que a ellos
se encuentran asociadas importantes mineralizaciones de Nb,
Ti, tierras raras y fosfatos (p. ej. Tapira, Araxá, Catalao
y Serra Negra). Complejos carbonatíticos de este segundo
evento intrusivo no fueron hasta ahora descubiertos en el
Paraguay.

Sin embargo, como el Paraguay fue geológicamente muy poco
explorado, no se descarta la existencia de intrusiones aún

no descubiertas. Areas de interés para la exploración son las regiones situadas a lo largo o en la zona de cruce de las estructuras NW-SE y NE-SW señaladas en la fig. 2.4.

8.2 Geología del Complejo de Chiriguelo

La intrusión carbonatítica de Chiriguelo (Cerro Corá) se encuentra ubicada 25 km al SW de Pedro Juan Caballero en la Provincia de Amambay y presenta las siguientes coordenadas geográficas: latitud 22° 37'S y longitud 55° 57'W.

Las labores de campo realizadas para este trabajo demostraron que el Complejo de Chiriguelo se caracteriza por presentar una estructura dómica con un núcleo central de carbonatitas y rocas de caja dispuestas en forma concéntrica (figs. 3.1 y 3.2).

Las rocas más antiguas que afloran en el área del complejo son esquistos cuarzo-muscovíticos y esquistos verdes. Esta secuencia fue designada con el nombre de Grupo Cerro Corá y constituye una serie vulcano-sedimentaria, metamorfozada en la facie de esquistos verdes. El Grupo Cerro Corá es probablemente equivalente a una secuencia metasedimentaria conocida en el Brasil con el nombre de Grupo Cuiabá y a la cual se le asigna una edad Proterozoico Superior. Consecuentemente esta edad le fue asignada -por analogía- al Grupo Cerro Corá.

Los esquistos cuarzo-muscovíticos presentan cambios metamórficos (finitización) producidos por efecto de las rocas intrusivas. La finitización, que aumenta en dirección al centro del complejo, está representada por deformación mecánica (fracturamiento) y los siguientes cambios mineralógicos:

- 1) reemplazamiento de cuarzo y muscovita,
- 2) formación de feldespatos alcalinos y

3) formación de hematita e hidróxidos de hierro, que le imparten a estas rocas una coloración rojiza.

La porción interior del complejo se encuentra formada por fenitas masivas, sienitas foidicas y alcalinas y -en forma subordinada- por diques de traquita. Sedimentos postintrusivos y coladas toleíticas se encuentran recubriendo parcialmente a las fenitas y sienitas (véase mapa geológico en el anexo 1 y un corte esquemático del complejo en la fig. 3.3).

En una pequeña superficie de 200 por 400 m localizada en el centro del complejo y caracterizada por una incipiente karstificación afloran rocas carbonatíticas (sovitas, alvikitas y silicocarbonatitas). Una edad de 128 ± 7 Ma fue determinada para las sovitas por medio del método potásio-argonio en un preparado de biotita (archivos de la DRM-MOPC).

Los sedimentos postintrusivos que recubren parcialmente el centro del complejo están constituidos por brechias, conglomerados y areniscas. Las coladas basálticas, que también cubren parte del complejo, pertenecen a la Formación Alto Paraná. Esta formación es el equivalente paraguayo de la Formación Serra Geral en el Brasil.

La secuencia estratigráfica de la Cuenca del Paraná se encuentra expuesta, con un espesor aproximado de 1300 m, alrededor del complejo intrusivo. Este paquete sedimentario, que contiene la conocida secuencia del Gondwana, está constituida en su porción inferior de areniscas blanco-grisáceas de grano medio, de alta madurez y selección. En esta unidad se observó que esporádicamente aparecen intercaladas finas camadas (~ 10 cm) conglomeráticas. El nombre de Formación Itapopó fue adoptado en este trabajo para esta arenisca. Esta formación presenta, debido a una silicificación secundaria, una gran resistencia a la erosión y forma colinas anulares prominentes

que sobresalen claramente en las fotografías aéreas (fig. 3.1).

La posición estratigráfica y las características litológicas de esta unidad son similares a las de la Formación Furnas del Brasil, con la cual la Formación Itapopó podría ser correlacionada.

Estratigráficamente por encima de la Formación Itapopó se encuentra una secuencia sedimentaria clástica de aproximadamente 800 m de espesor caracterizada por presentar grandes variaciones litológicas verticales y horizontales y estar compuestas por siltitas, varvitas, diamictitas y areniscas. Este paquete sedimentario de origen fluvio-glacial, glacio-lacustre y glacio-marino corresponde al Grupo Aquidabán.

Finalmente por encima del Grupo Aquidabán yacen areniscas de grano fino a medio, bien redondeadas y seleccionadas y de alta madurez. Estas rocas fueron identificadas como pertenecientes a la Formación Misiones. El perfil estratigráfico del área de Chiriguelo es proporcionado en la figura 3.5.

En las regiones central y sur del Paraguay Oriental existe entre el Grupo Aquidabán (Permocarbónico Inferior) y la Formación Misiones (Jurásico) un paquete sedimentario conocido como Grupo Independencia. Esta unidad sedimentaria no fue observada en el área de Chiriguelo.

Chiriguelo constituye un complejo heterogéneo constituido en sus porciones superficiales principalmente por fenitas de grano grueso, muy meteorizadas y formadas casi esencialmente por feldespatos alcalinos. En sus porciones inferiores se encuentra compuesto por sienitas alcalinas y foidicas. En testigos de perforación se observó que la cantidad de feldespatoides y minerales máficos es mayor en rocas que se encuentran a mayor profundidad. De lo ante-

riormente descrito se puede deducir que el complejo de Chiriguelo presenta una zonación vertical en su conformación litológica.

8.3 Petrografía

En este trabajo fueron estudiadas petrográficamente las rocas metamórficas, magmáticas y metasomáticas del área de Chiriguelo. Las diversas formaciones, que se encuentran incluidas en la secuencia sedimentaria de la Cuenca del Paraná y que afloran en los bordes del complejo intrusivo, fueron investigadas con el fin de determinar, si las mismas habían sido alteradas metasomáticamente por efecto de la intrusión.

El Complejo de Chiriguelo presenta una asociación de rocas que incluye carbonatitas, rocas sieníticas y fenitas potásicas. Rocas primarias silicatadas como ijolitas, nefelinitas o peridotitas, que son componentes principales de los conocidos complejos brasileños y africanos, no fueron determinadas en esta intrusión.

Las rocas magmáticas fueron clasificadas en tres grupos:

- rocas alcalino-silicatadas
- rocas carbonatíticas
- rocas basálticas

Sienitas foidicas y alcalinas constituyen las rocas más abundantes del primer grupo. En forma subordinada se determinaron también sienitas carbonáticas, traquitas, microsienitas y rocas acumuladas ("cumulate rocks").

Las sienitas están compuestas por feldespatos alcalinos (sanidina de baja temperatura), egirina, granada (melanita), biotita, calcita, titanita, apatita y minerales opacos. Nefelina, altamente alterada, es componente esencial de las sienitas foidicas. Las sienitas carbonáticas se

caracterizan por presentar un alto contenido de calcita. La composición mineralógica y las texturas microscópicas de las rocas sieníticas pueden observarse en la tabla 4.1 y en las ilustraciones 4.2d, 4.4, 4.5a-d, 4.6a-c y 4.7c.

Las rocas acumuladas están constituidas principalmente por melanita y egrina. Estos 2 minerales se hallan parcialmente reemplazados por biotita (figuras 4.7 a y b). Las traquitas presentan textura porfirica con una marcada textura fluidal en algunos especímenes. Estas rocas están formadas por fenocristales de sanidina rodeados de una matriz que consiste de minerales opacos, egrina y feldespato alcalino (fig. 4.6d). Minerales del grupo de las plagioclasas, de los ortopiroxenos, de la olivina o de los anfíboles no fueron observados en muestra alguna del grupo de las rocas alcalino-silicatadas .

Calcita es el componente principal de las carbonatitas. Minerales del grupo dolomita-ankerita fueron determinados como lamelas microscópicas de exsolución en unas pocas muestras. Las carbonatitas fueron clasificadas de acuerdo a su granulometría en sovitas (de grano medio a grueso) y alvikitas (de grano fino). La paragénesis mineral de las carbonatitas comprende calcita y biotita como componentes principales y como accesorios cuarzo, baritina, apatita, feldespato alcalino y minerales opacos. Apatita y más raramente pirocloro constituyen componentes principales en unas muestras (figuras 4.8a-d y 4.9a).

Con el nombre de silico-alvikita o silicocarbonatita se designaron a aquellas carbonatitas con contenido de minerales silicatados (biotita, feldespato alcalino y/o egrina) entre 30 y 50 % en volumen. Las silicocarbonatitas presentan una composición mineralógica intermedia entre las sienitas carbonáticas por un lado y las carbonatitas por el otro (figuras 4.7d y 4.9b).

Los basaltos muestran una asociación mineral que se distingue claramente de las rocas alcalinas. Estas rocas básicas están formadas por plagioclasa, augita, olivina alterada y titanomagnetita y se presentan en forma compacta, vesicular o amigdaloida, exhibiendo además texturas subofíticas o porfíricas (figuras 4.9c y d).

Los esquistos verdes, que fueron localizados en el borde norte de la intrusión, muestran textura nematoblástica con una foliación bien marcada. La paragénesis mineral consiste de actinolita, clorita, epidoto, clinozoisita, albita, cuarzo, granada y minerales opacos (fig. 4.1c). Evidencias de cambios metasomáticos no fueron observados en estas rocas.

La textura de los esquistos cuarzo-muscovíticos es grano-lepidoblástica, la esquistocidad muy acentuada. La composición mineralógica primaria consiste de cuarzo, muscovita, fengita, feldespato y biotita. Como componentes accesorios fueron observados epidoto, clinozoisita, granada, clorita, turmalina, titanita, circón, calcita y minerales opacos (figuras 4.1a y b).

Los esquistos cuarzo-muscovíticos, que presentan evidencias de cambios metasomáticos, pero en los cuales la textura y/o la composición mineralógica primaria pueden aún ser observadas parcialmente, fueron designados como fenitas de grado medio ("medium-grade fenites"). En las fenitas de alto grado ("high-grade fenites") ya no se observan evidencias de las texturas o composiciones mineralógicas primarias. Estas rocas se caracterizan por ser de granulación grosera y estar compuestas casi esencialmente de feldespato alcalino. Las fenitas de alto grado fueron interpretadas como producto final del proceso de fenitización que tuvo lugar en Chiriguelo.

Basado en cálculos de balance de masa por medio de la celda de Barth, y bajo la presunción de que el aluminio se mantuvo inmóvil, se determinó que la fenitización de los esquistos cuarzo-muscovíticos fue producida por introducción de potasio y hierro férrico con substracción simultánea de sodio, magnesio y calcio (tablas 5.3a y b y fig. 5.1). Con un incremento del grado de fenitización se produjo también una remoción de la sílice (tabla 5.3c). Las fenitas de alto y bajo grado se caracterizan por presentar altos valores en las relaciones Rb/Sr y K_2O/Na_2O , así como también bajos contenidos de CaO , MgO y Na_2O (tablas 5.1, 5.2, 5.3 y 5.4).

Las sienitas alcalinas y foidicas son ligeramente miascíticas y se caracterizan por presentar un contenido de potasio extremadamente elevado. Estas rocas presentan además concentraciones altas de elementos trazas incompatibles (Rb, Ba, Ce, La, Nb, Th, Zr y U) y tenores bajos de elementos compatibles como Ni y Cr. Valores altos de potasio parecen ser una característica particular de los complejos alcalinos del Paraguay, ya que contenidos elevados de este elemento fueron determinados también en Sapukai (PALMIERI y ARRIBAS 1975) y en Ybyturuzú (BITSCHENE y LIPPOLT 1986).

Las sienitas muestran una heterogeneidad relativamente elevada. Los análisis químicos realizados en algunas muestras son presentados en las tablas 5.4, 5.5 y 5.6 y gráficamente en las ilustraciones 5.2, 5.3 y 5.4. Las traquitas tienen composiciones químicas similares a las fenitas de alto grado.

Las carbonatitas de Chiriguelo muestran composiciones químicas relativamente homogéneas (tabla 5.7 y figuras 5.6 y 5.7). En comparación con valores promedios de carbonatitas (p. ej. GOLD 1966) se caracterizan por presentar concentraciones elevadas de calcio, bario y dióxido de carbono y bajas de magnesio, estroncio, niobio, ytrio y

zirconio. Los valores de isótopos de carbón ($\delta^{13}C$) son similares y los de oxígeno ($\delta^{18}O$) superiores a los de otras carbonatitas (tabla 5.9 y figura 5.17). El enriquecimiento de las carbonatitas del Complejo de Chiriguelo con el isótopo pesado de oxígeno fue atribuido a una fase hidrotermal.

Los basaltos, que muestran concentraciones elevadas de Fe, Ca y Ti y presentan cuarzo e hipersteno en la norma, son de composición toleítica y no alcalina. Aunque los mismos se encuentran temporal y localmente relacionados con las rocas alcalinas, la asociación no es en sentido estricto genética. Se ha concluido que estas coladas, que están relacionados con los grandes derrames basálticos de la Cuenca del Paraná, recubrieron el área de Chiriguelo luego de la intrusión de las rocas alcalinas.

8.5 Evolución

La intrusión de magmas sieníticos en los esquistos cuarzo-muscovíticos es el evento magmático más antiguo en el área de Chiriguelo y marca el inicio de la evolución del complejo. Por efecto de la intrusión de este magma se produjo un levantamiento de las capas sedimentarias de la Cuenca del Paraná y la formación de la estructura cómica. La porción fluida del magma ocasionó también una fenitización de los esquistos, generándose de esta manera fenitas potásicas.

Las rocas sieníticas y las fenitas fueron posteriormente intruidas por carbonatitas (sovitas y alvikitas). Una fase hidrotermal, posterior a la intrusión de las carbonatitas, trajo como consecuencia la formación de diques de calcita, la biotización de los piroxenos y las granadas, la alteración de la nefelina y la silificación local de las rocas alcalinas. Es probable que en esta fase, las carbonatitas se hayan enriquecido en el isótopo de oxígeno pesado.

Los procesos erosivos fueron intensificados debido a que la intrusión produjo un acentuamiento del relieve. Por la diferencia en resistencia a la erosión de las areniscas y fenitas periféricas y las carbonatitas centrales se produjo una depresión central. Esta cuenca se constituyó en receptáculo de depósito de sedimentos postintrusivos.

La fase final del desarrollo del complejo de Chiriguelo se caracteriza por un recubrimiento parcial del complejo por lavas basálticas.

8.6 Génesis

La composición mineralógica de los esquistos verdes y de los esquistos cuarzo-muscovíticos corresponden a una paragénesis de metamorfismo regional de bajo grado (facie de esquistos verdes). Los esquistos verdes no fueron fenitizados debido a que los fluidos responsables de la fenitización no pudieron percolar estas rocas, ya que las mismas son más compactas que los esquistos cuarzo-muscovíticos.

Las rocas sieníticas fueron interpretadas -en base a su composición química y petrográfica- como productos de consolidación de un magma formado por anatexis de rocas corticales bajo influjo de fluidos carbonatíticos. Las carbonatitas son rocas magmáticas primarias originadas en el manto, posiblemente por fusión parcial del mismo, tal como es sugerido en los modelos de WYLLIE y HUANG (1975), KOSTER VAN GROSS (1975b) y WYLLIE (1980).

Modelos que contemplan la posibilidad de que los magmas sieníticos y carbonatíticos se hayan originados por cristalización fraccionada, inmiscibilidad de líquidos u otros fenómenos de diferenciación magmática fueron considerados como improbables, debido a la ausencia de magmas primarios ("parental magmas"). La posibilidad de que dichos

magmas se hayan consolidados a grandes profundidades y por lo tanto no afloren en superficie no debe, sin embargo, ser descartada.

Las rocas ultrabásicas observadas en los testigos de perforación fueron interpretadas por su composición química y texturas petrográficas como rocas acumuladas. Las traquitas son consideradas como productos de fluidización o fenitas parcialmente removilizadas.

- ALBEE, A.L. (1962): Relationship between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorites series. - Amer. Miner., 47: 851-870.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1954): Botucatu, um deserto triásico da America do Sul. - Dep. Nac. Prod. Min., Not. Prelim. e Estud., 86; Rio de Janeiro.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1983): Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas da região meridional da plataforma sul-americana. - Rev. Bras. Geociênc., 13 (3): 139-158; São Paulo.
- AMARAL, G., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. & REYNOLDS, J.H. (1966): Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. - Geochim. Cosmochim. Acta, 30: 159-189.
- AMARAL, G., BUSHEE, J., CORDANI, U., KAWASHITA, K. & REYNOLDS, J. (1967): Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. - Geochim. Cosmochim. Acta, 31: 117-142; New York.
- AMUNDSEN, H.E.F. (1987): Evidence for liquid immiscibility in the upper mantle. - Nature, 327: 692-695.
- APPLEYARD, E. (1980): Mass Balance Computation in Metasomatism: Metagabro / Nephelin Syenite Pegmatite Interaction in Northern Norway. - Contr. Miner. Petr., 73: 131-144.
- APPLEYARD, E. & WOOLLEY, A. (1979): Fenitization: An example of the problems of characterizing mass transfer and volume changes. - Chem. Geol., 26: 1-15; Amsterdam.
- ARMSTRONG, R.L. (1968): A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth. - Rev. Geophys., 6: 175-99.
- ARRIBAS, A. & LATORRE, C. O. (1982): El origen de la disyunción columnar en areniscas. Caso de las cuarcitas de Areguá (República del Paraguay). - Tecniterrae, VIII, 48: 7-18; Madrid.
- BAILEY, D.K. (1966): Carbonatite volcanoes and shallow intrusions in Zambia. - In: TUTTLE, O.F. & GITTINS, J. (ed.), Carbonatites: 127-154; New York (Interscience).
- BAILEY, D.K. (1974): Origin of alkaline magmas as a result of anatexis: melting in the deep crust. - In:

- SØRENSEN, H. (ed.), *The Alkaline Rocks*: 436-442; London (Wiley).
- BAILEY, D.K. (1974): Continental rifting and alkaline magmatism. In: SØRENSEN, H. (ed.), *The Alkaline rocks*: 148-159; London (Wiley).
- BAILEY, D.K. (1976): Applications of experiments to alkaline rocks. - In BAILEY, D.K. & MAC DONALD, R. (ed.), *The evolution of the Crystalline Rocks*: 419-469; London (Academic).
- BAILEY, D.K. (1980) : Volatile flux, geotherms and the generation of the kimberlite-carbonatite-alkaline magma spectrum. - *Min. Mag.* 43: 695-699.
- BAILEY, D.K. and SCHAIRER, J.F. (1966): The system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ at 1 atmosphere, and the petrogenesis of alkaline rocks. - *J. Petrol.*, 7: 114-170.
- BANCROFT, G.M., SHAM, T.K., RIDDLE, C., SMITH, T.E. & TUREK, A. (1977): Ferric/Ferrous-Iron Ratios in Bulk Rock Samples by Mössbauer Spectroscopy - The Determination of Standard Rock Samples G-2, GA, W-1 and Mica-Fe. - *Chem. Geol.*, 19: 277-284; Amsterdam.
- BARBER, C. (1974): The geochemistry of carbonatites and related rocks from two carbonatite complexes, South Nyanza, Kenya. - *Lithos*, 7: 53-63.
- BARTH, T.F.W. (1948): Oxygen in rocks: a basis for petrographic calculations. - *J. Geology*, 56: 50-60.
- BARTH, T.F.W. & RAMBERG, I.B. (1966): The Fen Circular Complex. - In TUTTLE, O.F. & GITTINS, J. (ed.), *Carbonatites*: 225-257; London (Interscience).
- BEDER, R. (1923): Sobre un hallazgo de fósiles pérmicos en Villarrica (República del Paraguay). - *Bol. Acad. Nac. Cienc.*, 27; Córdoba.
- BEDER, R. & WINDHAUSEN, A. (1918): Sobre la presencia del Dévónico en la parte media de la República del Paraguay. - *Bol. Acad. Nac. Cienc.*, 23; Córdoba.
- BELLIENI, G, PICCIRILLO, E.M. & ZANETTIN, B. (1981): Classification and nomenclature of basalts. - IVGS Subcommission on the Systematics of Igenous Rocks. - *Cir. 34, Contribution*, 87: 1-19.
- BELLIENI, G., BROTZU, P., COMIN-CHIARAMONTI, P., ERNESTO, M., MELFI, A., PACCA, I. G. u. PICCIRILLO, E.M. (1984): Flood Basalt to Rhyolite Suites in the Southern Parna Plateau (Brazil): Paleomagnetism, Petrogenesis and Geodynamic Implications. - *J. Petrol.*, Part. 3, 25: 579-628.

- BELLIENI, G., COMIN-CHIARMONTI, P., MARQUES, L.S., MARTINEZ, L.A., MELFI, A.J., NARDY, A.J.R., PICCIRILLO, E.M. & STOLFA, D. (1986): Continental flood basalts from the central-western regions of the Parana plateau (Paraguay and Argentina): petrology and petrogenetic aspects. - *Neues Jahrbuch für Miner.*, 154, (2): 111-139; Stuttgart.
- BERBERT, C. & TRIGUIS, G. (1973): Carbonatito de Pedro Juan Caballero, Paraguai. - *Congr. Bras. Geol.*, 27, Resumos, 1: 77-78; Aracajú.
- BERTONI, G. T. (1940): Constitución geológica, clima y producciones minerales del Paraguay. - *Rev. Soc. Cient. del Paraguay*, 6; Asunción.
- BEST, M.G. (1982): *Igenous and Metamorphic Petrology*. - 1. Auflage: 630 S.; San Francisco (Freeman).
- BHASKARA Rao, A. & MENDONCA JUNIOR, T. (1985): Estruturas dos Exofenitos do domo de Catalao I, estado de Goiás. - *Contribucoes á Geologia e á Petrologia. Boletim Especial do Núcleo de Minas Gerais, SBG*, 63-70; Belo Horizonte.
- BITSCHENE, P. & LIPPOLT, H. (1984): Geologie der Cordillera del Ybytyruzú in Ost-Paraguay. Ein mesozoischer Alkali-Intrusiv-Komplex am Westrand des Paraná-Beckes. - *9. Geowiss. Lateinamerika-Koll., Tagungsheft 33*; Marburg.
- BITSCHENE, P., LIPPOLT, H. & Aretz, J. (1985): Tertiärer Vulkanismus im Ostparaguay (Asunción Provinz) und Rifting-Prozesse am Westrand der südamerikanischen Plattform. - *Fortschr. Miner.*, 63 (1): 26; Aachen.
- BITSCHENE, P. & LIPPOLT, H. (1986): Acid Magmatites of the Brasiliano Cycle in East Paraguay. - *Zbl. Geol. Paläont., Teil I, H. 9/10*: 1457-1468; Stuttgart.
- BLATTNER, P. & COOPER, A.F. (1974): Carbon and oxygen isotopic composition of carbonatite dikes and metamorphic country rocks of the Haast Schist Terrain, New Zealand. - *Contr. Miner. Petr.*, 44: 17-27.
- BOETTCHER, A.L. & WYLLIE, P.J. (1969): The System CaO-SiO₂-CO₂-H₂O: III Second critical endpoint on the melting curve. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33: 611-632.
- BOETTCHER, A.L., O'NEIL, J.R., WINDOM, K.E., STEWART, D.C. & WILSHIRE, H.G. (1979): Metasomatism of the upper mantle and the genesis of kimberlites and alkali basalts. - In BOYD, F.R. & MEYER, H.O.A. (ed.), *The Mantle Sample: Inclusions in Kimberlites and other Volcanics*. Amer. Geophys. Union: 713-182; Washington DC.

- BOETTNER, R. (1947): Estudio geológico desde Puerto Fonciere hasta Toldo-Cué. - Rev. Fac. Qim. Farm., UNA, 6/7: 9-14; Asunción.
- BORODIN, L.S. & PAVLENKO, A.S. (1974): The role of metasomatic processes in the formation of the formation of alkaline rocks. - In: SÖRENSEN, H. (ed.), The Alkaline Rocks: 515-534; London (Wiley).
- BOSE, P.N. (1884): Geology of the Lower Narbada Valley between Nimáwar and Káwant. - Geol. Surv. India Mem., 21: 1-72.
- BOWEN, N.L. (1924): The Fen Area in Telemark, Norway. - Amer. J. Sci., 8: 1-11; New Haven.
- BOWEN, N.L. (1926): The Carbonate rocks of the Fen area in Norway. - Amer. J. Sci., 12: 499-502.
- BOWEN, N.L. (1928): The Evolution of the Igneous Rocks. - 1. Auflage: 332 S.; Princeton.
- BRAUNS, R. (1926): Die Bedeutung des Laacher See in mineralogischer und geologischer Hinsicht. - Natur Heimat, 1: 15-41.
- BRÖGGER, W.C. (1921): Die Eruptivgesteine des Kristiana-Gebietes, IV. Das Fen Gebiet in Telemark, Norwegen. - Norsk. Vidensk. Selsk. Skift. I, Math. Naturv. Kl., No. 9, 12: 402 S.
- BROWN, P.E. (1964): The Songwe scarp carbonatite and associated feldspathization in the Mbeya Range, Tanganyika. - Q. J. Geol. Soc., 120: 223-240.
- BURNHAM, C.W. (1967): Hydrothermal fluids at the magmatic stage. - In BARNES, H.L. & HOLT, R. (ed.), Geochemistry of hydrothermal deposits: 36-74; New York (Winston)
- BURRI, C. & NIGGLI, P. (1945): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranean Orogens I. - Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender, Bd. 3; Zürich.
- BURRI, C. (1959): Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlagen. - 334 S.; Basel (Birkhauser).
- CARMICHAEL, I., TURNER, F. & VERHOOGEN, J. (1974): Igneous Petrology. - 739 S.; New York (McGraw-Hill).
- CARNIER, K. (1911): Reisen in Mato Grosso und Paraguay. - Mitt. Geogr. Ges., 61: 18-44; München.
- CARNIER, K. (1913): Einige Bemerkungen über die isolierten Gebirge im Tiefland des Paraguay. - Mitt. Geogr. Ges., 8: 7-32; München.

- COMIN-CHIARAMONTI, P., DEMARCI, D., GIRARDI, V.A.V., PRINCIVALLE, F. & SINIGOI, S. (1986): Evidence of mantle metasomatism and heterogeneity from peridotite inclusions of northeastern Brazil and Paraguay. - *Eart. Plan. Sc. Let.*: 203-217; Amsterdam.
- COMTE, D. & HASUI, H. (1971): Geochronology of Eastern Paraguay by the potassium-argon method. - *Rev. Bras. Geociênc.*, 1, (1): 33-43; São Paulo.
- COOPER, A.F., GITTINS, J. & TUTTLE, O.F. (1975): The system $\text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{K}_2\text{CO}_3 - \text{CaCO}_3$ at 1kbar and its significance in Carbonatite Petrogenesis. - *Amer. J. Sci.*, 275: 534-560.
- COPLIN, T., KENDALL, C. & HOPPLE, J. (1983): Comparison of stable isotope reference samples. - *Nature*, 302: 236-238.
- CULLERS, R.L. & MEDARIS, G. (1977): Rare earth elements in carbonatite and cogenetic alkaline rocks: Examples from Seabrook Lake and Callander Bay, Ontario. - *Contr. Miner. Petr.*, 65: 143-153.
- DAEMON, R.R. & QUADROS, L.P. (1969): Biostratigrafia e Palinologia do Paleozóico Superior da Bacia do Paraná. - *Petrobras, Rel. Desul*, 384; Ponta Grossa.
- DAEMON, R.P. & QUADROS, L.P. (1970): Biostratigrafia do Neopaleozoico da Bacia do Paraná. - *Am. XXIV Congr. Bras. Geol.*
- DALY, R.A. (1933): *Igneous Rocks and the Depth of the Earth*. - New York (Mc Graw Hill).
- DAVIES, K.A. (1952): The building of Mount Elgon. - *Geol. Surv. Uganda, Memoir VII*, 62.
- DAWSON, J.B. (1962a): The Geology of Oldoinyo Lengai. - *Bull. Volcan*, 24: 349-387.
- DAWSON, J.B. (1962b): Sodium carbonate lavas from Oldoinyo Lengai, Tanganyika. - *Nature*, 195: 1075-1076.
- DAWSON, J.B. (1964): Reactivity of the cations in carbonate magma. - *Proc. Geol. Soc. Can.*, 15: 103-113.
- DAWSON, J.B. (1980): Xenoliths in Kimberlite and Kimberlite Genesis. - In *ders. Kimberlites and their Xenoliths*, 110-187; Heidelberg (Springer).
- DEANS, T., SUKHESWALA, R.N., SETHNA, S.E. & VILADKAR, S.G. (1972): Metasomatic feldspar rock (potash fenites) associated with the fluorite deposits and carbonatites of Amba Dongar, Gujarat, India. - *Trans. Inst. Mining Metals.*, B, 81: 1-9.

- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1966): An Introduction to the Rock-Forming Minerals. - 528 S.; London (Longman).
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, S. (1983): An introduction to the Rock Forming Minerals. - 13. Auflage: 528 S.; London (Longman).
- DEGRAFF, J., FRANCO, R. & ORUE, D. (1981): Interpretación geofísica y geológica del valle de Ypacaraí (Paraguay) y su formación. - Rev. Assoc. Geol. Argentina, 36 (3): 240-256; Buenos Aires.
- DEGRAFF, J. (1985): Late Mesozoic crustal extension and rifting on the western edge of the Parana basin, Paraguay. - Geol. Soc. Am. Abstr. Progr., 1 S.; Washington.
- DEINES, P. & GOLD, D.P. (1973): The isotopic composition of carbonatite and kimberlite carbonate and their bearing on the isotopic composition of deep-seated carbon. - Geochim. Cosmochim. Acta., 37, 1709-1733.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLANDE, P. & MARCHAL, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses. Its relationships with current nomenclature. - Chem. Geol., 29: 183-210.
- DRUECKER, M. (1981): Chiriguano carbonatite complex. Status report. - T.A.C., intern. rep., 5 S.; Asunción.
- DRUECKER, M. & GAY, S. (1985): Mafic dike swarms associated with Mesozoic rifting in Eastern Paraguay. - Geol. Soc. Can., Abstr., 1 S.; Toronto.
- DU GRATY, A. (1865): La République de Paraguay. - Mineraux., 407 S.; Bruxelles (C. Maquardt).
- ECKEL, E.B. (1959): Geology and mineral resources of Paraguay. A reconnaissance. - U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 327, 110 S.; Washington.
- ECKERMANN, H.v. (1948): The alkaline district of Alnö Island. - Sverg. Geol. Undersök., Ser. Ca., 36.
- EGGLER, D.H. (1973): Role of CO₂ in melting process in the mantle. - Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab, 72: 457-467; Washington.
- EGGLER, D.H. (1978): The effect of CO₂ upon partial melting of peridotite in the system Na₂O - CaO - Al₂O₃ - MgO - SiO₂ - CO₂ to 35 kbar, with an analysis of melting in a peridotite - H₂O - CO₂ system. - Amer. J. Sci. 278, 305-343.

- EPSTEIN, S & TAYLOR, H.P. (1967): Variation of $^{18}O/^{16}O$ in minerals and rocks. - In: ABELSON, P.H. (ed.) *Researches in geochemistry*, 2: 29-62; New York (Wiley).
- FACETTI, J.F. & PRATS, M. (1973): Correlaciones de escandio, tierras raras y otros elementos en el stock de Arruá-i. - *Rev. Soc. Cient. Paraguay*, 13: 7-17; Asunción.
- FAURE, G. (1977): *Principles of Isotope Geology*. 464 S., New York (Wiley).
- FERGUSON, J. & CURRIE, K.L. (1971): The Geology and Petrology of the Alkaline Carbonatite Complex at Callander Bay, Ontario. - *Geol. Surv. of Canada, Bull.* 217: 103 S.; Ottawa.
- FERSMANN, A. (1929): Geochemische Migration der Elemente und deren wissenschaftliche und wirtschaftliche Bedeutung, erläutert an vier Mineralvorkommen: Chibina-Tundren, Smaragdgruben, Uran-Grube Tuja-Mujun-Wüste, Karakumy. - *Abh. prakt. Geol. Berglehre*, 18, 1-116.
- FLETCHER, C. & LITHERLAND, M. (1981): The geology and tectonic setting of the Velasco Alkaline Province, Eastern Bolivia. - *J. Geol. Soc. London*, 138: 541-548; London.
- FLETCHER, C.J., APPLETON, J.D., WEBB, B.G. & BASHAM, I.R. (1981): Mineralization in the Cerro Manomó carbonatite complex, eastern Bolivia. - *Trans. Instr. Min. Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.)*, 90: 37-50.
- FODOR, R.V., CORWIN, C & ROISENBERG, A (1985): Petrology of Serra Geral (Parana) continental flood basalts, southern Brazil: crustal contamination, source material, and South Atlantic magmatism. - *Contr. Miner. and Petrol.*, 91: 54-65.
- FODOR, R.V. (1987): Low- and high-TiO₂ flood basalts of southern Brazil: origin from picritic parentage and a common mantle source. - *Earth and Plan. Sc.Let.*, 84: 423-430.
- FREESTONE, I.C. & HAMILTON, D.L. (1980): The role of liquid immiscibility in the Genesis of Carbonatites - An experimental study. - *Contr. Miner. Petr.* 73: 105-117.
- GARSON, M.S. (1965): Carbonatites in Southern Malwi. - *Geol. Surv. Malawi, Bull* 15: 128 S.
- GAST, P.W. (1968): Trace element fractionation and the origin of theleitic magma types. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32: 1057-1068.

- GERASIMOVSKY, V.I. (1974): Trace elements in Selected Groups of Alkaline Rocks. - In: SÖRENSEN, H. (ed.), The Alkaline Rocks: 402-412; London (Wiley).
- GIES, H. & KASPER, R. (1972): Zur Geochemie und Lagerstättenkunde von Niob und Tantal. - Erzmetall, 10: 521-525 u. 12: 632-638.
- GOLD, D.P. (1963): Average Chemical Composition of Carbonatites. - Econ. Geol., 58: 988-99.
- GOLD, P. (1966): The average and typical chemical composition of carbonatites. - Proc. 4th. Gen. meeting Inter. Mineral. Assoc., (1964): 83-91; India.
- GOLDSCHLAG, M. (1913): Beitrag zur Kenntnis der Petrographie Paraguays und des angrenzenden Gebietes von Mato Grosso. - Diss., Univ. Jena, 59 S.; Jena.
- GONFIANTINI, R. & TONGIORGI, E (1964): La composition isotopique des carbonatites du Kaiserstuhl. - In Report EUR 1827 d.e.f. of the European Atomic Energy Comm.: 193-199 (L.V. Wambecke).
- GRANT, J.A. (1986): The Isocon Diagram - A Simple Solution to Gresens' Equation for Metasomatic Alteration. - Econ. Geol., 81: 1976-1982.
- GREEN, D.H. (1970): The origin of basaltic and nephelinitic magmas. - Trans. Leic. Lit. Phil. Soc., 64: 28-54.
- GREEN, H.W. (1972): A CO₂ charged asthenosphere. - Nature Phys. Sci., 238: 617-620.
- GRESENS, R.L. (1967): Composition - Volume relationships of metasomatism. - Chem. Geol., 2: 47-65.
- GROSSI SAD, J. H. (1972): Relatório preliminar sobre as possibilidades minerais do complexo ígneo de Chiriguelo em Pedro Juan Caballero, Paraguay. - GEOSOL, rel. intern., 42 S.; Belo Horizonte.
- GROSSI SAD, J.H. u. Resente Filho, s.t. (1973): Resultados dos trabalhos de pesquisa executados no complexo de Chiriguelo, Pedro Juan Caballero-Paraguai. - GEOSOL, rel. intern., 8 S; Belo Horizonte.
- HAGGERTY, S. & MARIANO, A. (1983): Strontian-loparite and strontio-chevkinite. Two new minerals in rheomorphic fenites from the Parana basin carbonatites, South America. - Contr. Miner. Petr., 84: 365-381; Heidelberg.
- HALES, F.W. (1980): An interpretation of the data from the airborne magnetic surveys in northern areas of Eastern Paraguay. - T.A.C., int. rep., 19 S.; Asunción.

- HARRINGTON, H.S. (1950): Geología del Paraguay Oriental. - Fac. Cienc. Exact., Fis. y Mat., Contr. Cient., Serie E, Geol., 1: 1-88; Buenos Aires.
- HART, S.R. & ALLEGRE, C.J. (1980): Trace Element constraints on magma genesis. - In: HARGRAVES, R.B. (ed.), Physics of magmatic process, 121-159; (Princeton University Press).
- HATCH, F.H., WELLS, A.K., u. WELLS, M.K. (1972): Petrology of the igneous rocks. - 13. Auflage: 551 S.; London (Murby).
- HERZ, N. (1977): Timing of spreading in the South Atlantic. Informations from Brazilian alkalic rocks. - Geol. Soc. Amer. Bull., 88: 101-112; New York.
- HEINRICH, E.W. (1966): The Geology of Carbonatites. - 555 S.; New York (Rand Mc Nally).
- HEINRICH, E.W. (1978): Contrasts in the Anatomy of neighboring Alkalic-Carbonatitic Complexes. - Proceedings of the First International Symposium on Carbonatites: 23-26; Poços de Caldas.
- HEINRICH, E.W. u. MOORE, D.G. (1970): Metasomatic potash feldspar rocks associated with igneous alkalic complexes. - Canad. Miner. 10, 571-584.
- HESS, H.H. & POLDERVAART, A. von (1967): Basalts. The Poldevaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition. - 1: 482 S.; New York (Interscience).
- HIBSCH, J. (1891): Einige Gesteine aus Paraguay. - Tscherm. Miner. Petr. Mitt., 12: 253- 255; Wien.
- HOEFS, J. (1987): Stable Isotope Geochemistry. - Berlin (Springer).
- HÖGBON, A.G. (1895): Über das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö. - Geol. Fören. Förth., 17: 100-160, 214-256.
- HOGARTH, D.D. (1977): Classification and nomenclature of the pyrochlor group. - Amer. Mineral., 62: 403-410.
- HOLMES, A. (1950): Petrogenesis of katungite and its associates. - Amer. Mineral., 35: 772-792.
- HUANG, W.L. u. WYLLIE, P.J. (1974): Eutectic between Wollastonite and Calcite contrasted with thermal barrier in MgO -SiO₂ - CO₂ at 30 kilobars, with applications to kimberlite - carbonatite petrogenesis. - Eart. Plan. Sc. Let., 24: 305-310.

- HUANG, W.L. & WYLLIE, P.J. (1976): Melting relationships in the systems CaO - CO₂ and MgO - CO₂ to 33 kilobars. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40: 129-132.
- HUTCHINSON, D.S. (1979): Geology of the Apa High. - T.A.C., int. rep., 46 S.; Asunción.
- IRVINE, T. & BARAGAR, W. (1971): A guide of a chemical classification of the common volcanic rocks. - *Canad. J. Earth Sc.*, 8: 523-548; Ottawa.
- IRVING, A.J. & WYLLIE, P.J. (1975): Subsolidus and melting relationships for calcite, magnesite and the join CaCO₃ - MgCO₃ to 36 Kb. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39: 35-53.
- JAKES, P. & WHITE, A.J.R. (1972): Major and trace element abundances in volcanic rocks of organic areas. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83: 29-40.
- KANZLER, A. & LIPPOLT, H. (1986): Das prä-ordovizische Grungebirge im südlichen Ost-Paraguay nach Feldstudien und ersten Altersbestimmungen. - *Berliner Geowiss. Abh.*, A, *Geowiss. Lateinamerika-Koll*, Sonderband 10: 153-154; Berlin.
- KAPUSTIN, YL. (1966): Geochemistry of rare earth elements in carbonatites. - *Geochem. Intern.*, 3, 2: 1054-1064.
- KAPUSTIN, YL. (1982) Geochemistry of strontium and barium in carbonatites. - *Geochem. Intern.*, 19, 38-48.
- KAPUSTIN, YL. (1983): Strontium and Barium Geochemistry in Carbonatite Complexes. - *Geochem. Intern.*, 29: 1-14.
- KARPOFF, M. (1965): Observations géologiques au SE d'Asuncion. - *C. R. Acad. Sc.*, 261 (25): 5558-5560; Paris.
- KING, B.C. & SUTHERLAND, D.S. (1960): Alkaline rocks of eastern and southern Africa. - Part I-III, *Sci. Progr.*, 48: 298-321, 504-524, 709-720.
- KING B.C. & SUTHERLAND, D.S. (1966): The carbonatite complex of eastern Uganda. - In: TUTTLE, O.F. & GITTINS, J., *Carbonatites*: 73-126; New York (Interscience).
- KOGARKO, L.N. (1974): Role of volatiles. - In: SØRENSEN, H. (ed.), *The Alkaline Rocks*: 474-487; London (Wiley).
- KOSTER van GROOS, A.F. (1975a): The effect of high CO₂ pressures on alkalic rocks and its bearing on the formation of alkalic ultrabasic rocks and the associated carbonatites. - *Amer. J. Sci.*, 275: 163-185.

- KOSTER van GROOS, A.F. (1975b): The distribution of strontium between coexisting silicate and carbonate liquids at elevated pressures and temperatures. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39: 27-34.
- KOSTER van GROOS, A.G. & WYLLIE, P.J. (1966): Liquid immiscibility in the system $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2$ at pressures to 1kb. - *Amer. J. Sc.* 264: 234-255.
- KOSTER van GROOS, A.G. & WYLLIE, P.J. (1973): Liquid immiscibility in the join $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{CO}_3 - \text{H}_2\text{O}$. - *Amer. J. Sc.*, 273: 465-487.
- KRESTEN, P. (1983): Carbonatite Nomenclature. - *Geol. Rundschau*, 72, 1: 389-395; Stuttgart.
- KRESTEN, P. & MOROGAN, V. (1986): Fenitization at the Fen complex, southern Norway. - *Lithos*, 19: 27-42.
- KUKHARENKO, A.A. u. DONTSOVA, E.I. (1962): A contribution to the problem of the genesis of carbonatites. - *Econ. Geol. USSR* 1, (3-4): 1-46 (English transl. 1964).
- LE BAS, M.J. (1977): Carbonatite-Nephelinite Volcanism, An African Case History. - 347 S.; London (Wiley).
- LE BAS, M.J. (1979): Carbonatite-Nephelinite Volcanism, An African Case History. - 347 S.; London (Wiley).
- LE BAS, M.J. (1981): Carbonatite Magmas. - *Min. Mag.*, 44: 133-144.
- LE MAITRE, R. (1976): The chemical variability of some common igneous rocks. - *J. Petrol.*, 17: 589-637; Oxford.
- LIVIERES, R. & QUADE, H. (1986): Der Alkali-Komplex von Chiriguélo, Nordost-Paraguay. - *Berliner Geowiss. Abh., A, Geowiss. Lateinamerika-Koll., Sonderband* 10: 157-158; Berlin.
- LIVIERES, R. & QUADE, H. (1987): Distribución Regional y Asentamiento tectónico de los complejos alcalinos del Paraguay. - *Zbl. Geol. Paläont., Teil I*(7/8): 791-805; Stuttgart.
- LLOYD, F.E. & BAILEY, D.K. (1975): Light element metasomatism of the continental mantle: The evidence and the consequences. - *Phy. Chem. Earth*, 9: 389-416.
- LOPEZ VERGARA, M.L. (1978): Manual de Fotogeología. - J.E.N., 2. Auflage: 294 S.; Madrid.
- MACDONALD, G. A. & KATSURA, T. (1964): Chemical Composition of Hawaiian Lavas. - *J. of Petrol.*, 5: 82-133.

- MARAVIC, H.C. (1983): Geochemische und petrographische Untersuchungen zur Genese des niobführenden Karbonatit/Cancrinit-Syenitkomplexes von Lueshe, Kivu/NE-Zaire. - Diss. TU Berlin: 330 S.; Berlin.
- MARAVIC, H.v., MORTEANI, G. & ROETHE, G. (1983): die Niobreichen Verwitterungserze des Karbonatits von Lueshe/Zaire. - Erzmetall, 1: 29-35.
- MARIANO, A.N. (1977): Preliminary Exploration for carbonatites and alkaline complexes in Paraguay. - T.A.C. unveröffent. Bericht: 34 S.; Asunción.
- MARIANO, A. (1978): Report in alkaline rocks. Exploration in southern Paraguay and supplement on exploration in the area of P.J. Caballero. - T.A.C., int. rep., 127 S.; Asunción.
- MARIANO, A. & DRUECKER, M. (1985): Alkaline igneous rocks and carbonatites of Paraguay. - Geol. Soc. Amer., Abstr., 1 S.; Washington.
- McKIE, D. (1966): Fenitisation. - In: TUTTLE, O.F. & GITTINS, J. (ed.), Carbonatites: 201-294; New York (Interscience).
- MELFI, A. J. (1967): Potassium-Argon ages for core samples of basaltic rocks from Southern Brazil. - Geochim. Cosmochim. Acta, 31: 1079-1089.
- MENZIES, M, HALLIDAY, A., PALACZ, Z., HUNTER, R., UPTON, P. & HAKESWORTH, C. (1987): Evidence from mantle xenoliths for an enriched lithospheric keel under the Outer Hebrides. - Nature, 325: 44-47.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1974): Petrogenetic model for the origin of carbonatites. - Lithos, 7: 275-278.
- MÖLLER, P., PAREKH, P.P. & SIMON, P. (1976): Discussion of REE Distribution patterns of carbonatites and alkalic rocks. - Lithos, 13: 171-179.
- MOROGAN, V. & MARTIN, R.F. (1985): Mineralogy and partial melting of fenitized crustal xenoliths in the Oldoinyo Lengai carbonatitic volcano, Tanzania. - Amer. Min., 70: 1114-1126.
- MÜLLER, G. & BRAUN, E. (1977): Methoden zur Berechnung von Gesteinsnormen. - Clausthaller Tekt. Hefte, 15: 126 S.; Clausthal-Zellerfeld (E. Pilger).
- MÜLLER, G. & RAITH, M. (1981): Methoden der Dünnschliffmikroskopie. - Clausthaller Tekt. Hefte, 14: 115 S.; Clausthal-Zellerfeld (E. Pilger).

- NASH, W.P. (1972): Mineralogy and Petrology of the Iron Hill Carbonatite Complex, Colorado. - Geol. Soc. of Amer. Bull., 83: 1361-1382.
- NOLAN, J. (1966): Melting-relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - NaAlSiO_4 - $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$ - $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ -alkaline undersaturated rocks. - Q. J. Geol. Soc., 122: 199-157; London.
- NORTHFLEET, A., MEDEIROS, R. & MÜHLMANN, H. (1969): Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. - Bol. Tecn. Petrobras, 12 (3): 291-346; Rio de Janeiro.
- OEА (Organización de los Estados Americanos) (1975): Cuenca del Plata. República del Paraguay - Proyecto Aquidabán. Desarrollo de la región nororiental. - 197 S.; Washington.
- OPORTO, R. & ORUE, D. (1978): Mapa Fotogeológico y Radiométrico (Cerro Corá) - unveröffent. Karte; Asunción.
- ORVILLE, P.M. (1963): Alkali ion exchange between vapour and feldspar phases. - Amer. J. Sci., 261: 201-237.
- PALMIERI, J., PFLUGFELDER, P. & CUEVAS, F. (1974): Contribución a la geología regional del area de Nea - Cerro Sarambí. - Rev. Soc. Cient. Paraguay, 14: 62-66; Asunción.
- PALMIERI, J. & ARRIBAS, A. (1975): El complejo alcalino-potásico de Sapukai (Paraguay Oriental). - Congr. Ibero-Amer. Geol. Econ., 2, 4: 267-300; Buenos Aires.
- PALMIERI, J. & VELAZQUEZ, J. (1982): Geología del Paraguay. - Col. apoyo a cátedra, 65 S.; Asunción (Napa).
- PATINO, A (1978): Chiriguelo - Preliminary Report. - T.A.C., 11 S., -unveröffent. Bericht; Asuncion.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. - Earth Plan. Sc. Let., 19: 290-300.
- PECORA, W.T. (1956): Carbonatites: A review. - Bull. Soc. Amer., 67: 1537-1556; Boulder.
- PETRI, S. & FULFARO, V. (1983): Geologia do Brasil. Fanerozóico. 631 S.; São Paulo (USP).
- PINEAU, F. u. JAVOY, M. (1969): Determination des rapports isotopiques $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ dans diverses carbonatites. Implications genetiques. - C.R. Acad. Sci., 269: 1930-1933; Paris.
- PINEAU, F., JAVOY, M. & ALLEGRE, C.J. (1973): Etude systematique des isotopes de l oxygene, du carbone et

- du strontium dans les carbonatites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 2363-2377.
- PÖHLMANN, R. (1886): Gesteine aus Paraguay. - *N. Jb. Min. Geol.*, 1: 244-248; Stuttgart.
- POWELL, J.L. & BELL, K. (1974): Isotopic composition of Strontium in Alkalic Rocks. - In SÖRENSEN, H. (ed.), *The Alkaline Rocks*: 412-421; London (Interscience).
- PREMOLI, C. & VELAZQUEZ, J. (1981): Preliminary reconnaissance for uranium in Paraguay. - In: I.A.E.A., *Uranium deposits in Latin America. Geology and exploration*: 37-52; Wien.
- PUTZER, H. (1962): Die Geologie von Paraguay. - *Beitr. reg. Geol. Erde*, 2: 182 S.; Berlin.
- PUTZER, H. (1976): Metallogenetische Provinzen in Südamerika. - 297 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- PUTZER, H. & VAN DEN BOOM, G. (1962): Über einige Vorkommen von Alkaligesteinen in Paraguay. - *Geol. Jb.*, 79: 423-444; Hannover.
- QUADE, H. (1986): Die Säulensandsteine der Cerro Coi bei Areguá/Zentral-Paraguay. - *Berliner Geowiss. Abh.*, A, *Geowiss. Lateinamerika-Koll.*, Sonderband 10: 170; Berlin.
- RADAMBRASIL, Projeto (1982): Folha SF.21 Campo Grande. - *Levant Rec. Nat.*, 28: 412 S.; Rio de Janeiro.
- RASS, I.T., LAPUTINA, I.P. & BYKOVA, V.S. (1979): Genetic criteria and mineralization of carbonatites. - *Geochem. Intern.* 7: 66-74.
- ROCK, N.M.S. (1976): Fenitisation around the Monchique alkaline complex, Portugal. - *Lithos*, 9, 4: 263-279; Oslo.
- RODRIGUES, C. & SANTOS LIMA, P.R. (1984): Carbonatitic complexes of Brazil, *Geology*. - CBMM: 3-13; São Paulo.
- RUBIE, D.C. (1982): Mass transfer and volume change during alkali metasomatism at Kisingiri, western Kenia. - *Lithos*, 15: 99-109.
- SAETHER, E. (1958): The Alkaline Rock Province of the Fen Area in Southern Norway. - *Det. Kgl. Norske Vid. Selsk. Skr.*, 1: 150 S.
- SANDERS, G. (1981): Cerro Sarambi alkaline complex. Status report. - T.A.C. unveröffent. Bericht: 7 S.; Asunción.
- SCHOBENHAUS, C. CAMPOS, D., DERZE, G. & ASMUS, H. (1984): *Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa*

- geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, escala 1:2.500.000, Rep. Fed. Brasil, Min. Minas e Energ., Dep. Nac. Prod. Min: 501 S.; Brasília.
- SCHROLL, E. (1975): Analytische Geochemie. - Methodik, Bd. I: 292 S; Stuttgart (Enke).
- SCHROLL, E. (1976): Analytische Geochemie, - Grundlage und Anwendungen, Bd. II: 374 S.; Stuttgart (Enke).
- SHAND, S.J. (1947): Eruptive rocks. - 3. Auflage: 488 S.; New York (Wiley).
- SMIRNOV, V.J. (1970): Karbonatitlagerstätten. - In ders: Geologie der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe, VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie: 134-150.
- SMYTH, F.H. & ADAMS, L.H. (1923): The system calcium oxide-carbon dioxide. - J. Am. Chem. Soc., 45: 1167-1184.
- SØRENSEN, H. (1974): The Alkaline Rocks. - 1. Auflage: 590 S.; London (Wiley).
- STOSCH H.G. & LUGMA, G.W. (1984); Evolution of the lower continental crust: granulite facies xenoliths from the Eifel, West Germany. - Nature, 311: 368-370; London.
- STORMER, J.C., GOMEZ, C.B. & TORQUATO, J.R. (1975): Spinel Lherzolites Nodules in Basanites Lavas from Asunción, Paraguay. - Rev. Bras. Geoc., 5: 176-185; Rio de Janeiro.
- STRECKEISEN, A. (1974): Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematic of Igneous rocks. - Geol. Rundschau 63, 2: 773-786.
- STRECKEISEN, A. (1976): To each plutonic rock its proper name. - Earth Sci. Rev., 12: 1-33; Amsterdam.
- STRECKEISEN, A. (1980): Classification and Nomenclature of Volcanic rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks. IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. - Geol. Rundschau, 69, 1: 194-207.
- SUTHERLAND, D.S. (1965a): Nomenclature of the potassic-feldspathic rocks associated with carbonatites. - Geol. Soc. Amer. Bull., 76: 1409-1412.
- SUTHERLAND, D.S. (1965b): Potash-trachytes and ultrapotassic rocks associated with the carbonatite complex of the Toror Hills, Uganda. - Miner. Mag., 35: 363-378.
- SUTHERLAND, D.S. (1969): Sodid amphiboles and pyroxenes from fenites in East Africa. - Contr. Miner. Petr., 24: 114-135.

- TAYLOR, S.R. (1965): The Application of Trace Element Data to Problems in Petrology. In: AHRENS, L.A., PRESS P., RUNCORN, S.K. & UREY, C., Physics and Chemistry of the Earth, 6: 133-214; Oxford (Pergamon).
- TAYLOR, H.P. (1974): The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermed alteration and ore deposition. - *Econ. Geol.*, 69: 843-883.
- TAYLOR, H.P., FRECHEN, J. & DEGENS, E.T. (1967): Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See district, West Germany, and Alnö district, Sweden. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31: 407-430.
- THOMAS & ASSOCIATES (1976): Preliminary ERTS interpretation. Southeastern Paraguay. - T.A.C. unveröffent. Bericht: 19 S.; Asunción.
- TRÖGER, W.E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. - 2. Auflage, Teil 2, Textband: 822 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- TUTTLE, O.F. & GITTINS, J. (1966): Carbonatites. - 590 S.; New York (Wiley).
- ULBRICH, H. & GOMES, C. (1981): Alkaline rocks from continental Brazil. - *Earth Sci. Rev.*, 17: 135-154; Amsterdam.
- USSING, N.V. (1912): Geology of the country around Julianehaab, Greenland. - *Meddr. Grönland*, 38: 1-376.
- UREY, H.C. (1947): The thermodynamic properties of isotopic substances. - *J. Chem. Soc.*, 1947: 562-581.
- VARTIAINEN, H. (1980): The Petrography, Mineralogy and Petrochemistry of the Sokli Carbonatite Massif, Northern Finland. - *Geol. Surv. of Finland, Bull.*, 313: 126 S.
- VARTIAINEN, H. & WOOLLEY, A.R. (1976): The petrography, mineralogy and chemistry of the fenites of the Sokli carbonatite intrusion, Finland. - *Geol. Surv. of Finland, Bull.*, 250: 87 S.
- VERA MORINIGO, G. & PENAYO, B. (1967): Las rocas eruptivas alcalinas de Sapukai. - *Inst. de Cienc., Univ. Nac. Asunción, Publ. Série C, Invest. no. 9*: 12 S.; Asunción.
- VERWOERD, W.J. (1966a): South African carbonatites and their probable mode of origin. - *Annale Univ. van Stellenbosch*, 41, Serie A, 2: 215 S.
- VERWOERD, W.J. (1966b): Fenitisation of basic igneous rocks. In: TUTTLE, O.F. & GITTINS, I (ed.). - *Carbonatites*: 295-311; New York (Interscience).

- VLASOV, K.A. (1966): Geochemistry and Mineralogy of Rare Elements and Genetic Types of their Deposits. - II: 630 S. Jerusalem (Israel Program for Scientific Transl.).
- WATKINSON, D.H. & WYLLIE, R.J. (1971): Experimental study of the composition join $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - CaCO_3 - H_2O and the genesis of alkalic rock carbonatite complexes. - *J. Petr.* 12: 357-378.
- WEDEPOHL, K.H. (1978): Handbook of Geochemistry. - Berlin (Springer).
- WIENS, F. (1986): Zur lithostratigraphischen, petrographischen und strukturellen Entwicklung des Rio Apa Hochlandes, Nordost-Paraguay. - Clausthaler Geowiss. Diss., 19: 280 S.; Clausthal.
- WIENS, F. & QUADE, H. (1986): Lithostratigraphie des Präkambriums im Apa-Hochland von Nordost-Paraguay. - Berliner Geowiss. Abh., A, Geowiss. Lateinamerika-Koll., Sonderband 10: 191-192.
- WILLIAMS, G.E. (1959): The origin of carbonatites and related alkaline rocks. - *Geol. Surv. Uganda Rec.*: 1955-1956, 9-31.
- WILKINSON, J.F.G. & STOLZ, A.J., (1983): Low-pressure fractionation of strongly undersaturated alkaline ultrabasic magma: the olivine-melilite-nephelinite at Moiliili, Oahu, Hawaii. - *Contr. Miner. Petr.*, 83: 363-374.
- WIMMENAUER, W. (1963): Beiträge zur Petrographie des Kaiserstuhls: Teil VI Die Karbonatite und Teil VII Zur Petrogenese des Kaiserstuhls. - *N. Jb. Min. Abh.*, 99: 231-276.
- WIMMENAUER, W. (1985): Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine. - 382 S.; Stuttgart (Enke).
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977): Geochemical Discrimination of Different Magma Series and their Differentiation Products using immobile Elements. - *Chem. Geol.* 20: 325-343.
- WINKLER, H.G.F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks. - 5. Auflage: 348 S.; Berlin (Springer).
- WOOLLEY, A.R. (1969): Some aspects of fenitisation with particular reference to Chilwa Island and Kangakunde, Malawi. - *Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Miner.*, 2, 4: 191-220.
- WOOLLEY, A.R. (1982): A discussion of carbonatite evolution and nomenclature, and the generation of sodic and potassic fenites. - *Min. Mag.*, 46: 13-17.

- WYLLIE, P.J. (1977): Mantle fluid compositions buffered by carbonates in peridotite - CO_2 - H_2O . - J. Geol., 85: 187-208.
- WYLLIE, P.J. (1979): Magmas and volatile components. - Amer. Miner., 64: 469-500.
- WYLLIE, P.J. (1981): Plate tectonics and Magma genesis. - Geol. Rundschau, 70, 1: 128-153.
- WYLLIE, P.J. & HUANG, W.L. (1975): Peridotite, kimberlite, and carbonatite explained in the system $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2$. - Geology, 3, 1: 621-624.
- WYLLIE, P.J. & GHAAS, J.L. (1965): The system $\text{CaO} - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$: Melting relationship with excess vapour at 1 kilobar pressure. - Geochim. Cosmochim. Acta, 29: 871-892.
- WYLLIE, P.J. & HUANG, W.L. (1976): carbonation and melting reactions in the system $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2$ at mantle pressures with geophysical and petrological applications. - Contr. Miner. Petr., 54: 79-107.
- WYLLIE, P.J. & TUTTLE, O.F. (1960): The system $\text{CaO} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ and the origin of carbonatites. - J. Petr., 1: 1-46.

Lebenslauf

Name Ricardo A. Livieres Guggiari

Geburtstag und -ort 03. 04. 1957 in Asuncion/Paraguay

Eltern Notar Lorenzo Livieres und Mila Livieres geb. Guggiari

Staatsangeh. Paraguaysch

Familienstand verheiratet, 2 Kinder

Schulbildung

seit 07. 1985 Promotionsarbeit an der T.U. Clausthal

09. 1984 - 06. 1985 Forschungsaufenthalt in Paraguay

09. 1983 Anfang des Promotionsstudium an der T.U. Clausthal

08. 1980 - 05. 1983 Magister der Geologie (M.S.) Tulane University, New Orleans, USA

03. 1976 - 11. 1979 Baccalaureat der Naturwissenschaften in Geologie, Universidad Nacional de Asuncion, Paraguay

11. 1975 Abitur Colegio de San José, Paraguay

Berufliche Erfahrung

04. 1978 - 07. 1980 The Anschutz Corp., Paraguay, Geologe

Seit 01.12.87 Banks Exploration Co., Paraguay, Geologe

Zugewiesene Förderungen und Auszeichnungen

09. 1983 - 10. 1987 Stipendiat der "Konrad Adenauer Stiftung"

08. 1986 G.D.M.B. Förderung für junge Wissenschaftler, Clausthal/Zell.

08. 1983 "McGetchin Volcano Fund" (USA), Förderung für Forschung eines vulkanischen Projekts in Mexico

1981 - 1983 Wissenschaftlicher Assistent in Mineralogie und Petrologie, Tulane Univ.

1980 - 1981 Stipendiat der Organisation Amerikanischer Staaten

CLAUSTHALER GEOWISSENSCHAFTLICHE DISSERTATIONEN

Heft Nr. 1, 1979, Wilson José Guerra: **Stratigraphie und Sedimentologie des proterozoischen Moeda-Quarzits der Minas-Serie des Eisernen Vierecks, Minas Gerais / Brasilien.** 271 S., 49 Abb., 8 Tab.

vergriffen

Heft Nr. 2, 1980, Ahmed Chaffi-Badavi: **Die Geologie des westlichen Anteils des Brockenmassivs.** 71 S., 7 Abb., 3 Taf.

vergriffen

Heft Nr. 3, 1979, Youssef Ghoniem: **Zur Anwendung von psophokinetischen Messungen (Kratzgeräuschanalyse) bei der Untersuchung von Sedimentgesteinen.** 126 S., 80 Abb.

vergriffen

Heft Nr. 4, 1980, Panagiotis Tsombos: **Vergleichende Untersuchungen zur Bruchtektonik Westgriechenlands im Satellitenbild, Luftbild und Gelände.** 101 S., 36 Abb., 1 Tab., 12 Anl.

vergriffen

Heft Nr. 5, 1980, Sabine Wittenhagen: **Sedimentologisch-petrographische Untersuchung des Bentheimer Sandsteins im Erdölfeld Bramberge/Emsland.** 132 S., 75 Abb., 30 Tab., 2 Anl.

Heft Nr. 6, 1980, Wajdi Abdul Kadir El-Noor: **Radiogeologie und Geochemie mesozoischer, uran- und thoriumhaltiger Phosphorite in Niedersachsen.** 228 S., 30 Abb., 19 Tab., 22 Taf.

Heft Nr. 7, Volker Reimer: **Photogeologische und tektonische Untersuchungen am Südostrand des Eisernen Vierecks, Minas Gerais, Brasilien.** 159 S., 57 Abb., 10 Tab.

Heft Nr. 8, Barbara Theilen-Willige: **Fernerkundungsverfahren bei geomorphologischen und strukturellen Untersuchungen an Intrusivkörpern und an der Ringstruktur von Araguinha in Goiás/Brasilien.** 210 S., 116 Abb. 10 Tab.

Heft Nr. 9, Carlos Alberto Rosière: **Strukturelle und texturale Untersuchungen in der Eisenerzlagerstätte „Pico de Itabira“ bei Itabirito/Minas Gerais, Brasilien.** 302 S., 34 Abb., 4 Tab., 42 Taf.

Heft Nr. 10, Karl Horst Glöckner: **Lithostratigraphie, Sedimentologie, Tektonik und Metamorphose der proterozoischen Itacolomi-Serie bei Ouro Preto, Minas Gerais, Brasilien.** 221 S., 58 Abb. 6 Tab.

Heft Nr. 11, Ghazi Saffarini: **Geochemisch-statistische Untersuchungen an Eisenerz- und Nebengesteinsserien der Lagerstätte Fortuna bei Berghausen/Dill.** 195 S., 53 Abb., 22 Tab.

Heft Nr. 12, Mustafa Özerler: **Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen als Hilfsmittel zur Interpretation von Lagerstätteneigenschaften einiger norddeutscher Trägergesteine im Hinblick auf den Einsatz von Tensiden bei der Erölgewinnung.** 113 S., 61 Abb., 6 Tab.

Heft Nr. 13, 1984, Lutz Riepe: **Theoretische und experimentelle Untersuchungen über den Einfluß der spezifischen inneren Oberfläche auf petrophysikalische und bohrlochgeophysikalische Parameter von Sedimentgesteinen.** 337 S., 77 Abb., 7 Tab.

vergriffen

Heft Nr. 14, 1984, Dietmar Meier: **Zur Tektonik des schweizerischen Tafel- und Faltenjura (regionale und lokale Strukturen, Kluftgenese, Bruch- und Falten-tektonik, Drucklösung).** 75 S., 35 Abb.

Heft Nr. 15, 1985, Heinrich-Hermann Liever: **Das Cenoman und Turon von Büren (SE-Münsterland): Stratigraphie, Foraminiferenerhaltung und Sediment.** 122 S., 15 Abb., 5 Taf.

vergriffen

Heft Nr. 16, 1985, Renate Schloenbach: **Zu den tektonischen Grundlagen der südlichen Bleckenstedter Mulde im Aufschlußbereich des oolithischen Eisenerzlagers (Mittlerer Korallenoolith) der Grube Konrad bei Salzgitter/Niedersachsen.** 224 S., 72 Abb., 7 Tab.

Heft Nr. 17, 1985, Gabriele Eyssen: **Mineralogie und Geochemie des Lahn-Gebietes, südliches Rheinisches Schiefergebirge.** 184 S., 37 Abb., 13 Taf.

Heft Nr. 18, 1985, Ingolf W. A. Baalman: **Vergleichende Analyse von Satellitenbild-, Luftbild- und Geländekartierung in Relation zu den Mineralisationen der Sierra Fiambala (Provinz Catamarca, Rep. Argentinien).**

197 S., 55 Abb., 1 Tab., 21 Anl.

Heft Nr. 19, 1986, Fernando Wiens: **Zur lithostratigraphischen, petrographischen und strukturellen Entwicklung des Rio Apa-Hochlandes, Nordost-Paraguay.** 280 S., 69 Abb., 30 Tab., 1 Anl.

Heft Nr. 20, 1986, Hartmut Schütte: **Untersuchungen von Klüften und Spalten in halotektonisch verformten Salzgesteinen im Aufschlußbereich der Schachtanlage Asse II/Remlingen bei Wolfenbüttel.** 274 S., 90 Abb., 24 Tab., 14. Taf.

Heft Nr. 21, 1987, Wolf Heer: **Strukturelle Untersuchungen entlang der Hunsrück-Südrand-Störung zwischen Birkenfeld und Bingen (SW-Deutschland).** 224 S., 180 Abb., 2 Taf.

Heft Nr. 22, 1987, Hans Dirk Ebert: **Petrographische und tektonische Untersuchungen in der Serra do Cadeado-Aufwölbung in SE-Paraná, Brasilien.** 257 S., 45 Abb., 11 Taf., 28 Tab.

Heft Nr. 23, 1987, Jürgen Taug: **Analyse des Faltenbaues und der Bruchtektonik in der westlichen Bochumer- und südlichen Essener Hauptmulde – Ein neues Deformationsmodell für das Ruhrkarbon –.**

130 S., 48 Abb., 4 Tab., 5 Taf.

Heft Nr. 24, 1987, Ulrich Schreiber: **Zur Geochemie känozoischer Vulkanite und ihrer Xenolithe aus der östlichen Puna Nordwest-Argentiniens.**

163 S., 40 Abb., 9 Tab.

Heft Nr. 25, 1987, Klaus Kronmüller: **Sedimentologie der Bausteinschichten und der Unteren Cyrenenschichten im westlichen Molassebecken Süddeutschlands (Oberoligozän).**

177 S., 107 Abb., 14 Tab., 2 Taf.

Heft Nr. 26, 1987, Rita Kronmüller: **Diagenese der kalzitisch zementierten karbonatreichen Sandsteine der Bausteinschichten (Oberoligozän, Süddeutsche Westmolasse).**

134 S., 67 Abb., 16 Tab., 1 Taf.

Heft Nr. 27, 1987, Stefan Folle: **Laboruntersuchungen und radiometrische in situ-Messungen zur Ermittlung von Kenngrößen des Barrierensystems eines Endlagers für radioaktive Abfallstoffe im Salzgebirge.**

135 S., 77 Abb., 10 Tab.

Heft Nr. 28, 1987, Ricardo A. Livieres-Guggiari: **Der Karbonatit-Komplex von Chriguelo, Nordost-Paraguay.**

191 S., 74 Abb., 13 Tab.