

DIE KONTINENTALE KRUSTE IM BEREICH DER INSELGRUPPE  
DER SEYCHELLEN (INDISCHER OZEAN)

von

W. Richter +)

(eingelangt am 25. Mai 1987)

Zusammenfassung

Die Inselgruppe der Seychellen im Indischen Ozean ist Teil der Seychellen-Bank, die aufgrund ihrer seismischen Struktur und ihres Gesteinsinhaltes einen Mikrokontinent darstellt. Sie ist überwiegend aus präkambrischen Graniten und Granodioriten aufgebaut, lediglich im NW des Archipels befindet sich ein paleozäner Alkali-Intrusivkomplex. Die präkambrischen Granitoide lassen sich wegen ihres Mineralbestandes und ihrer chemischen Zusammensetzung (Haupt- und Spurenelemente und Seltene Erden) als I-Granite mit stark ausgeprägter Tendenz zu A-Graniten einstufen. Die Alkali-Intrusion besteht aus Dioriten, Syeniten und Quarzsyeniten. Diese Abfolge weist Fraktionierungsbeziehungen auf und besitzt aufgrund von Haupt- und Spurenelementverteilungen, bei primitivem, manteldominiertem Chemismus und geringer Krustenbeeinflussung, den Charakter kontinentaler Alkaligesteine. Sie läßt sich demnach gut mit den Gesteinen des Oslo-Grabens vergleichen. Die durch paläomagnetische Untersuchungen wahrscheinlich gemachte Position der Seychellen-Bank zum Zeitpunkt der Bildung der Granitoide, am Ausgang des heutigen Golfes von Aden, ist auch aufgrund der Zusammensetzung der präkambrischen Granitoide im Vergleich mit Intrusivgesteinen aus diesem Bereich, etwa in Oberägypten oder im Sudan, durchaus möglich. Demnach kann der Magmatismus, der zur Bildung der Seychellen-Granite führte, mit dem panafrikanischen Ereignis in Verbindung gebracht werden. Die paleozäne Alkaliintrusion steht wahrscheinlich im Zusammenhang mit Grabenbildung und Krustendehnung, die dem Sea-floor-spreading, das zur raschen N-Bewegung von Indien führte, unmittelbar voranging.

1. Einleitung

Die Inselgruppe der Seychellen (Abb.1) befindet sich etwa 1600 km E von Mombasa, zwischen  $55^{\circ}10'$  -  $56^{\circ}$  E und  $4^{\circ}10'$  -  $4^{\circ}50'$  S, im Indischen Ozean. Sie umfaßt 92 Inseln, von denen 24 bewohnt sind, und die eine Fläche von rund 200 km<sup>2</sup> bedecken. Diese Inseln sind die, über die Meeresoberfläche ragenden Erhebungen der submarinen Seychellen-Bank, eines etwa 41.000 km<sup>2</sup> ausgedehnten Sockels, der im Durchschnitt nur 60 m unter dem Meeresspiegel liegt, und den nördlichen Teil des Mascarenen Plateaus bildet, das sich in einem 2300 km langen Bogen nach SE bis in den Bereich der vulkanischen Inseln um Mauritius erstreckt. Der innere Aufbau der Seychellen-Bank ist durch refraktionsseismische Untersuchungen (1)-(3) gut bekannt. Die gesamte Kruste besitzt deutlich kontinentalen Charakter. Sie ist durchschnittlich 33 km mächtig und die oberen, rund 15 km weisen seismische Eigenschaften auf, die für granitoide Gesteine typisch sind.

Die erste umfassende geologische Bearbeitung der Inselgruppe stammt von Baker (4). Er unterscheidet verschiedene präkambrische Granittypen, aus denen die meisten Inseln, insbesondere die Hauptinseln Mahé, Praslin und La Digue, aufgebaut sind und die z.T. von Schwärmen von Doleritgängen durchschlagen werden, und alt-

+) Anschrift des Verfassers:

Prof. Dr. Wolfram Richter  
Institut für Petrologie der Universität Wien  
Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

tertiäre Syenite und Diorite, die auf die beiden nordwestlichen Inseln, Silhouette und Ile du Nord beschränkt sind. Weiterführende petrographische und geochemische Untersuchungen sind eher spärlich gesät (5)-(8) und behandeln jeweils Teilaspekte bzw. einzelne Gesteinstypen. Hingegen liegen vielfältige geochronologische Untersuchungen vor (Tab.1), die gestatten, das magmatische Geschehen im Bereich der Seychellen-Bank gut zu interpretieren (9)-(12). Ziel der Arbeit ist eine zusammenfassende petrologische und geochemische Darstellung der, die Seychellen aufbauenden Gesteine und der Versuch einer Rekonstruktion der Entwicklung der Seychellen-Bank als Mikrokontinent.

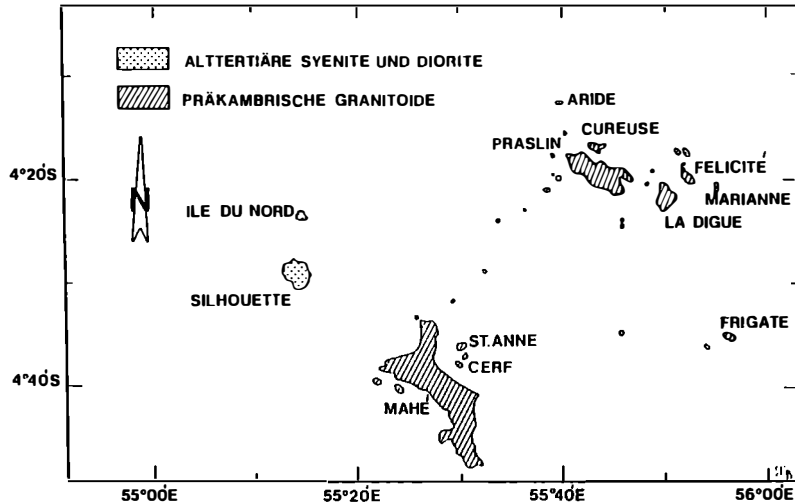


Abb.1: Lageskizze der Inselgruppe der Seychellen im Indischen Ozean.

## 2. Die präkambrischen Granite

Mit Ausnahme von Silhouette und Ile du Nord, sind alle größeren Inseln aus granitoiden Gesteinen aufgebaut. Wie schon Baker (4) und Suwa et.al. (7) feststellten, lassen sich auf der Hauptinsel Mahé drei Granittypen unterscheiden, die auch in einer eindeutigen relativen Altersbeziehung zueinander stehen. Der N-Teil der Insel ist aus z.T. gneisartig ausgebildeten grauen Granodioriten aufgebaut, die bereichsweise in inhomogene Tonalite übergehen und die reich an basischen Xenolithen sind. Sie sind die ältesten Gesteine und sind durch Intrusivkontakte gut von den grauen Graniten abzutrennen. Diese homogenen, mittel- bis grobkörnigen, massigen Granite sind die verbreitetsten Gesteine von Mahé und erstrecken sich von NW bis zur SE-Spitze der Insel und bauen auch in einer gneisartigen Abart die beiden im N vorgelagerten Inseln St. Anne und Cerf auf. Entlang der W-Küste sind relativ jüngere porphyrische Granite aufgeschlossen und im SW sind zahlreiche kleinere Körper aus meist grobkörnigen rötlich-beigefarbenen Graniten zu beobachten.

Die Insel Marianne, im NE der Seychellen-Bank ist aus Granodioriten und den grauen Graniten von Mahé vergleichbaren Gesteinen aufgebaut. Praslin, La Digue, Curieuse, Felicité und Petite und Grande Soeur bestehen zumeist aus rötlichen bis beige-farbenen Graniten mit relativ geringer Variationsbreite. Während Suwa et.al. (7) die Unterteilung in drei Gesteinsgruppen auf alle präkambrischen Inseln übertragen und (a) die Granodiorite von Mahé, (b) die grauen Granite von Mahé, sowie die Granite von Praslin, La Digue und Curieuse, und (c) die porphyrischen und rosa Granite von Mahé, sowie die Granite von Marianne, Felicité und Petite und Grande Soeur unterscheiden, lassen sich aufgrund einer statistischen

Tabelle 1: ALTERSDATEN VON GESTEINEN DER SEYCHELLEN

=====

Olivin Dolerit	Praslin	(K-Ar Gesamtgestein)	(a)	52 +10 48 ± 9	my
Syenit	Silhouette	(K-Ar Pyroxen)	(b)	34 ± 7 62 ± 12 43 ± 8	
Diorit	Ile du Nord	(Rb-Sr Gesamtgestein)	(b)	60 ± 4	$Sr_i = 0,70361 \pm 0,00010$
Syenit	Silhouette	(Rb-Sr Gesamtgestein)	(c)	63,5 ± 0,2	$Sr_i = 0,70388 \pm 0,00001$
Syenit	Silhouette	(U-Pb Zirkon)	(c)	63,2 ± 1,7	
Syenit	Silhouette	(Rb-Sr Gesamtgestein)	(d)	63,2 ± 1,0	$Sr_i = 0,7056 \pm 0,0009$
Syenit	Silhouette Ile du Nord	(Rb-Sr Gesamtgestein)	(d)	63,0 ± 3,1	$Sr_i = 0,7038 \pm 0,0003$
Dolerit	Mahé	(K-Ar Gesamtgestein)	(a)	645 ± 55	
Porphyrgranit	Mahé	(Rb-Sr Gesamtgestein)	(b)	683 ± 16	$Sr_i = 0,70592 \pm 0,00075$
Granit	Mahé	(Rb-Sr Gesamtgestein)	(b)	693 ± 16	$Sr_i = 0,70450 \pm 0,00029$
gneisartiger Granit	Mahé	(Rb-Sr Gesamtgestein)	(b)	713 ± 19	$Sr_i = 0,70419 \pm 0,00032$

(a) Baker B.H. und Miller J.A. 1963

(b) Yanagi T. et.al. 1983

(c) Scharbert S. et.al. 1984

(d) Dickin A.P. et.al. 1986

Auswertung der Haupt- und Spurenelementdaten von Granitoiden aller dieser Inseln nur zwei Gruppen sicher voneinander abtrennen, deren Gesteine auch bezüglich ihrer mineralogischen Zusammensetzungen gut korrespondieren (siehe Kap. 2.3). Diese beiden Gruppen umfassen die Gesteine der Inseln Mahé, St. Anne, Cerf und Marianne - im folgenden "Mahé-Gruppe" genannt - und der Inseln Praslin, La Digue, Curieuse, Felicite und Petite und Grande Soeur - im folgenden als "Praslin-Gruppe" bezeichnet.

## 2.1 Petrographie und Mineralogie der Gesteine der Mahé-Gruppe

Die mineralogisch-petrographische Charakterisierung der Gesteine kann, wie auch in den folgenden Abschnitten nur sehr summarisch erfolgen und konzentriert sich im wesentlichen auf die Hauptgemengteile.

Entsprechend der Variationsbreite von Tonaliten bis zu Graniten sind neben Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat in wechselnden Mengenverhältnissen, die dominierenden hellen Gemengteile. Die Feldspäte sind in allen Gesteinen recht einheitlich zusammengesetzt. Es handelt sich um mesoperthitische Mikroklinae mit  $Or \geq 95$  und  $Ab = 5$  bzw.  $Or < 1$ ,  $Ab > 98$  und  $An < 2$ , und meist nur schwach zonar gebaute Plagioklase, die in den Granodioriten  $An = 28-19$  und in den porphyrischen und rosa Graniten  $An = 10-4$  aufweisen. In der Hauptmasse der grauen Granite ist Albit nur als Saum zwischen den Mikroklinkörnern zu beobachten. Amphibole sind in allen Gesteinen der Mahé-Gruppe die dominierenden dunklen Gemengteile. Die Zusammensetzung der Amphibole +) variiert in weiten Bereichen (Abb. 2 und 3).

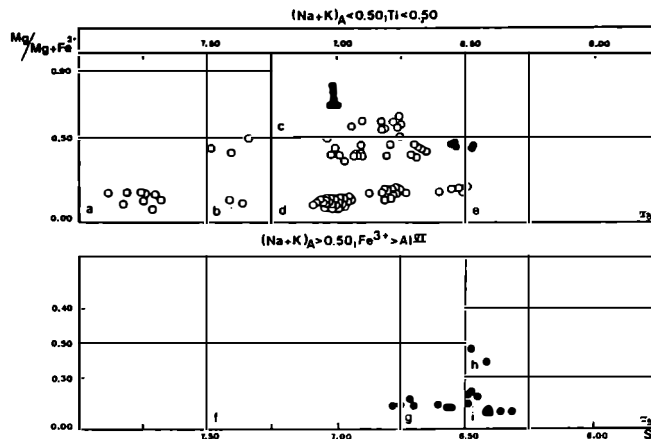


Abb.2: Zusammensetzung der Ca-Amphibole aus den präkambrischen Graniten und Granodioriten der Seychellen nach Leake (13).  
 Symbole: Leere Kreise, Mahé-Gruppe; volle Kreise, Praslin-Gruppe.  
 Nomenklatur: (a) Ferro-Aktinolithe, (b) Ferro-Aktinolithische-Hornblenden, (c) Magnesio-Hornblenden, (d) Ferro-Hornblenden, (e) Ferro-Tschermakitische-Hornblenden, (f) Ferro-Edenite, (g) Ferro-Edenitische-Hornblenden, (h) Magnesio-Hastingsitische-Hornblenden und (i) Hastingsitische-Hornblenden.

+ ) Die Mineralanalysen wurden mittels Elektronenstrahlmikrosonde durchgeführt.

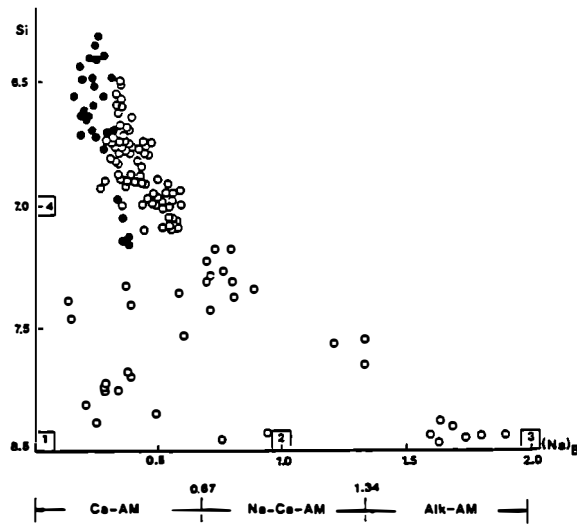


Abb.3: Amphibolzusammensetzungen der präkambrischen Granitoide in einer Darstellung Si gegen  $(Na)_B$  pro Formeleinheit (Symbole wie in Abb.2). Die Quadrate (1) bis (4) bezeichnen die Zusammensetzungen von Ferro-Aktinolith, Ferro-Richterit/Ferro-Winchit, Riebeckit und Ferro-Edenit/Ferro-Hornblende.

Nach der Nomenklatur von Leake (13) handelt es sich um Ferro-Aktinolithe, Ferro-Aktinolithische-Hornblenden, Magnesio- und Ferro-Hornblenden, Ferro-Tschermakitische-Hornblenden, Ferro-Richterite und Riebeckite. Dabei stellen nach textuellen Hinweisen die Ferro-Aktinolithe und wahrscheinlich auch die Riebeckite Subsolidusbildungen dar, während alle anderen Amphibole zur magmatischen Abfolge zu rechnen sind. Selbst im Dünnschliffbereich ist eine beträchtliche Variationsbreite gegeben und die Einzelindividuen sind häufig stark zonar gebaut, sodaß ein Trend innerhalb der Granittypen kaum anzugeben ist. Folgende Abhängigkeiten lassen sich jedoch ableiten (vergl. Hoshino (8)). Das  $X_{Mg}$  fällt vom Granodiorit über die porphyrischen und rosa Granite zum grauen Granit ( $X_{Mg} = 0,63 - 0,08$ ), und umgekehrt ist grob ein Ansteigen im Gesamtalkaligehalt zu beobachten. In Abb.3 ist die Abhängigkeit von Si und  $(Na)_B$  dargestellt. Wenn man von den Ferro-Aktinolithen absieht, ergibt sich eine klare, positive Korrelation von Si und  $(Na)_B$  für die Amphibole der Mahé-Gruppe. Die Ferro-Aktinolithe, die an sich, wie die Riebeckite auch spätmagnetische Bildungen darstellen könnten (14), treten ausschließlich als Einschlüsse in den Hornblenden auf und stellen wahrscheinlich ein Verdrängungsprodukt nach primärem Klinopyroxen dar (vergl. auch Hoshino (8)). Die Klinopyroxene sind Ferro-Hdenbergite bis Ferro-Augite. ( $Di=5-38$ ,  $Hed=73-23$ ,  $Hy=6-20$ ,  $Ac=5-10$ ,  $Ts=1-5$  und  $Jd=2-5$ ), die auf die älteren Granite mit höheren  $X_{Mg}$  beschränkt sind. Sie stellen ein frühes Kristallisationsprodukt dar und sind immer von Amphibol umwachsen.

An opaken Mineralen sind Magnetit und Ilmenit von Bedeutung (vergl. Agator und Suwa (15)). Beide sind in allen Granittypen verbreitet. Magnetit ist ausschließlich mit Ilmenit verwachsen und an diesen gebunden, während Ilmenit auch selbstständig im Gesteinsverband zu finden ist. Die Magnetite sind nahe der Endgliedzusammensetzung und weisen nur Spuren von  $Al_2O_3$ ,  $Cr_2O_3$  und  $MnO$  auf und auch die  $TiO_2$ -Gehalte sind immer deutlich unter 1 %. Die Ilmenite besitzen eine recht variable Zusammensetzung, insbesondere bezüglich der Pyrophanitkomponente (10-70 mol %  $MnTiO_3$ ), wobei die der älteren Granodiorite die höchsten Gehalte aufweisen. Biotit ist in den Granitoiden der Mahé-Gruppe nur untergeordnet zu beob-

achten. Es handelt sich im wesentlichen um Annit-reiche Biotite (Abb.4) mit  $X_{Fe} = 0,57-0,94$ . Im allgemeinen sind die Biotite der grauen Granite der Endgliedzusammensetzung Annit am nächsten. Die Biotite stehen häufig in Reaktionsbeziehung zu Amphibol und weisen vielfach Umwandlungserscheinungen nach Chlorit (Ripidolith - Brunsvigit) auf. Häufig, wenn auch mengenmäßig sehr untergeordnet, treten in den grauen Graniten grünlich gefärbte Ferri-Stilpnomelane auf, die als Reaktionsprodukte nach Chlorit bzw. Biotit gedeutet werden können.

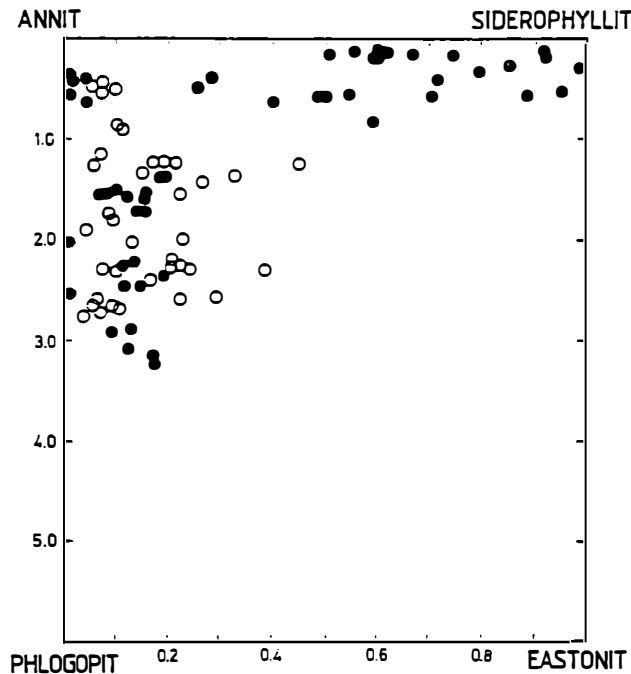


Abb.4: Zusammensetzungen der Biotite aus den präkambrischen Graniten und Granodioriten (Symbole wie in Abb.2).

## 2.2 Petrographie und Mineralogie der Gesteine der Praslin-Gruppe

Die Gesteine der Praslin-Gruppe sind ausschließlich grobkörnige, rosa bis beige gefärbte Granite, die durch mesoperthitischen Mikroklin, Plagioklas, Quarz, Biotit, geringe Mengen von Amphibol, Klinopyroxen, Olivin, Orthit, Zirkon, Apatit, Fluorit, Magnetit und Ilmenit und den Subsolidusphasen Chlorit, Stilpnomelan und Prehnit gekennzeichnet sind. Neben Myrmekitbildung ist vor allem die sehr häufige granophyrische Verwachsung von Quarz und Mikroklin, sowie die Albitsaumbildung zwischen den Mikroklinkristallen von Bedeutung. Die Alkalifeldspäte sind wiederum sehr konstant zusammengesetzt ( $Or = 96$ ,  $Ab = 4$ , bzw.  $Or = 1$ ,  $Ab = 97$ ,  $An = 3$ ) und bilden meist mehr als 70 vol % vom Gesamtfeldspat. Die Plagioklase sind schwach zonar gebaut ( $An = 22-8$ ) und sind in meist kleinen Individuen diskret im Alkalifeldspatgefüge verteilt. Beide Feldspäte sind zumeist stark getrübt, nur Plagioklasrandzonen und Albitsäume sind überwiegend klar durchsichtig. Quarz bildet xenomorphe Kristalle und häufig granophyrische Verwachsungen mit Mikroklin, wobei diese Texturen meist nur auf Randzonen des Alkalifeldspates beschränkt sind. Die wichtigsten dunklen Gemengteile sind Biotite (Abb.4), die im Gegensatz zu den Biotiten der Mahé-Gruppe nicht nur beträchtliche Variationsbreite im  $X_{Fe}$  aufweisen ( $X_{Fe} = 0,46-0,96$ ) sondern auch z.T. beson-

ders hohe Al(VI)-Gehalte besitzen und bis zur Endgliedzusammensetzung Siderophyllit reichen. Sie sind nicht zonar gebaut, zeigen aber meist deutliche Umwandlungerscheinungen zu Chlorit (Pyknochlorit, Ripidolith und Brunsvigit - je nach dem  $X_{Fe}$  der Biotite), z.T. treten vollkommene Pseudomorphosen von Chlorit nach Biotit auf. Die Amphibole sind in den Gesteinen der Praslin-Gruppe nur untergeordnet vertreten (Abb.3). Es handelt sich um Magnesio- bis Ferro-Hornblenden und Ferro-Edenitische-Hornblenden bzw. Magnesio-Hastingsitische-Hornblenden bis Hastingsitische-Hornblenden. Frühmagmatische Relikte sind, wie in den Granitoiden der Mahé-Gruppe, Ferro-Hedenbergite, die immer von Ca-Hornblenden ummantelt sind und sehr selten auch Olivine ( $Fo = 0,9-1,2$ ,  $Fa = 92-94$ ,  $Teph = 3,8-5,7$ ,  $Lar = 0,1-0,2$ ), die in einer sehr komplexen Reaktionsbeziehung zu Ferro-Anthophyllit und Ca-Hornblende stehen. Ferri-Stilpnomelan tritt häufiger auf, als in den Gesteinen der Mahé-Gruppe.

Tabelle 2: Durchschnittszusammensetzungen der Gesteine der Mahé-Gruppe (61 Analysen) und der Praslin-Gruppe (58 Analysen); (1) Durchschnittswert, (2) Standardabweichung, (3) Minimum, (4) Maximum;

	MAHE' - GRUPPE				PRASLIN - GRUPPE			
	(1)	(2)	(3)	(4)	(1)	(2)	(3)	(4)
SiO <sub>2</sub>	74,10	2,49	62,00 -	78,58	76,24	2,93	70,86 -	78,72
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,11	0,14 -	0,73	0,17	0,09	0,03 -	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,63	0,88	10,29 -	14,34	12,35	1,42	6,06 -	15,44
FeO <sub>tot</sub>	2,38	0,81	0,87 -	6,14	1,45	0,55	0,62 -	3,41
MnO	0,09	0,04	0,02 -	0,32	0,03	0,02	0,01 -	0,09
MgO	0,25	0,22	0,02 -	1,02	0,12	0,09	0,01 -	0,41
CaO	0,93	0,48	0,07 -	2,52	0,73	0,29	0,05 -	1,47
Na <sub>2</sub> O	4,14	0,45	3,13 -	6,05	3,64	0,40	2,17 -	4,47
K <sub>2</sub> O	4,28	0,48	3,16 -	5,62	4,72	0,78	1,73 -	5,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,04	0,02 -	0,24	0,02	0,02	0,01 -	0,09
Rb	128	35	55 -	276	392	200	28 -	1106
Sr	73	43	13 -	173	37	20	6 -	90
Ba	790	316	85 -	1418	189	115	29 -	423
Nb	17	7	6 -	44	25	12	7 -	63
Zr	387	266	137 -	2163	210	103	101 -	640
Y	67	45	25 -	367	91	41	42 -	306
La	161	95	77 -	289	194	126	22 -	479
Nd	63	45	8 -	314	80	51	7 -	151
Ga	18	8	7 -	41	20	8	9 -	39
Zn	102	54	45 -	383	56	26	15 -	167

### 2.3 Gesteinschemie der präkambrischen Granitoide

119 Proben der präkambrischen Granitoide wurden röntgenfluoreszenzanalytisch bezüglich der Hauptelemente und einiger wichtiger Spurenelemente analysiert. Mittels Clusteranalyse konnte eine klare Trennung in eine "Mahé-Gruppe" (Granitoide von Mahé, Marianne St. Anna, Cerf) und eine "Praslin-Gruppe" (Granite von Praslin, La Digue, Curieuse, Petite und Grande Soeur) durchgeführt werden. In der Tab.2 sind die Durchschnittswerte, Standardabweichungen und Minimum- und Maximumwerte der Zusammensetzung der beiden Gruppen zusammengefaßt. Zur weiteren geochemischen Charakterisierung der Gesteine wurden an 9 typischen Vertretern der beiden Gruppen mittels Neutronenaktivierungsanalyse die REE bestimmt.++)

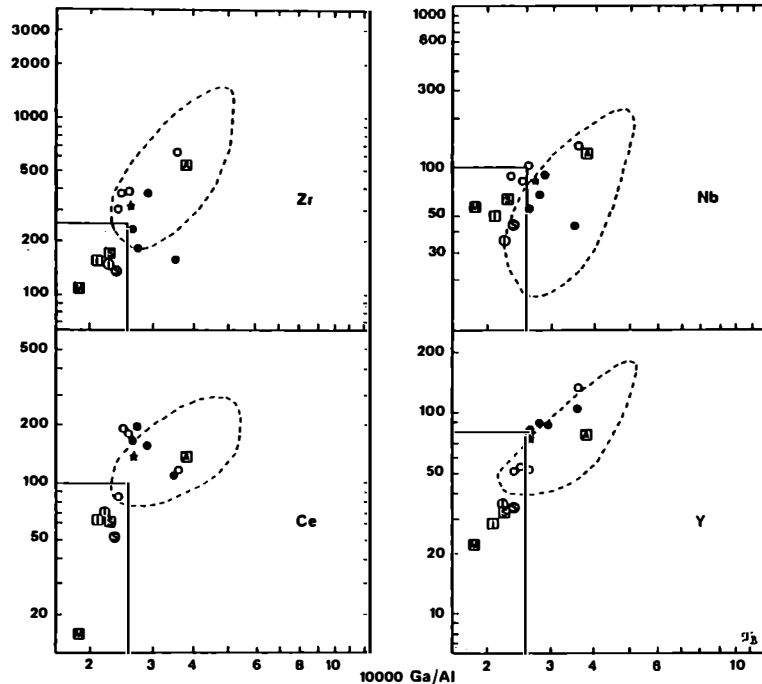


Abb.5:  $10.000 \text{ Ga/Al}$  gegen Zr, Ce, Nb und Y zur Unterscheidung von I-, S-, M- und A-Graniten nach Whalen et.al. (20). Symbole: Leere Kreise, ausgewählte Granite bzw. Granodiorite der Mahé-Gruppe; volle Kreise, ausgewählte Granite der Praslin-Gruppe; Stern, Durchschnittszusammensetzungen aller Granitoide der Seychellen. Die rechteckigen Felder trennen die I-, S- und M-Granite von den A-Graniten und die mit strichlierten Linien umrandeten Felder überdecken die Zusammensetzungen der A-Granite von Topsails, W-Neufundland (20). Die kleinen Quadrate mit den Symbolen I, S, M und A bezeichnen die Durchschnittszusammensetzungen der jeweiligen Granittypen, die Symbole I und S in den kleinen Kreisen die durchschnittliche Zusammensetzung felsischer I-, und S-Granite.

++) Diese Anlaysen wurden freundlicherweise von Herrn F. Kluger + im Labor des Institutes für Geochemie der Universität Wien, Prof. Dr. W. Kiesl, durchgeführt.



Wenn der Versuch gemacht werden soll, die präkambrischen Gesteine des Seychellen-Mikrokontinentes mit Gesteinen etwa des afrikanischen Kontinentes zu vergleichen, ist es sinnvoll, sie bezüglich der heute üblichen Typologie (16)-(19) einzustufen. Wichtige Argumente kommen dazu aus der chemischen Zusammensetzung der Gesteine. Wendet man die üblichen Kriterien an und ergänzt sie durch mineralogische Charakteristika, dann lassen sich die Seychellen Granitoide als I-Typ Granite einstufen. Insbesondere sprechen dafür die relativ große Variationsbreite in den  $\text{SiO}_2$ -Gehalten (62,0 - 78,6 %), die  $\text{Na}_2\text{O}$ -Gehalte, die für die Granite immer deutlich über 3,2 % und für die intermediären Gesteine immer über 2,2 % liegen, der in fast allen Gesteinen auftretende normative di-Gehalt und das fast völlige Fehlen von normativem Korund ( $c = 0,0-0,5$ ), der Quotient  $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca}/2)$  von  $<1,05$  für die Mahê-Gruppe und  $<1,07$  für die Praslin-Gruppe und

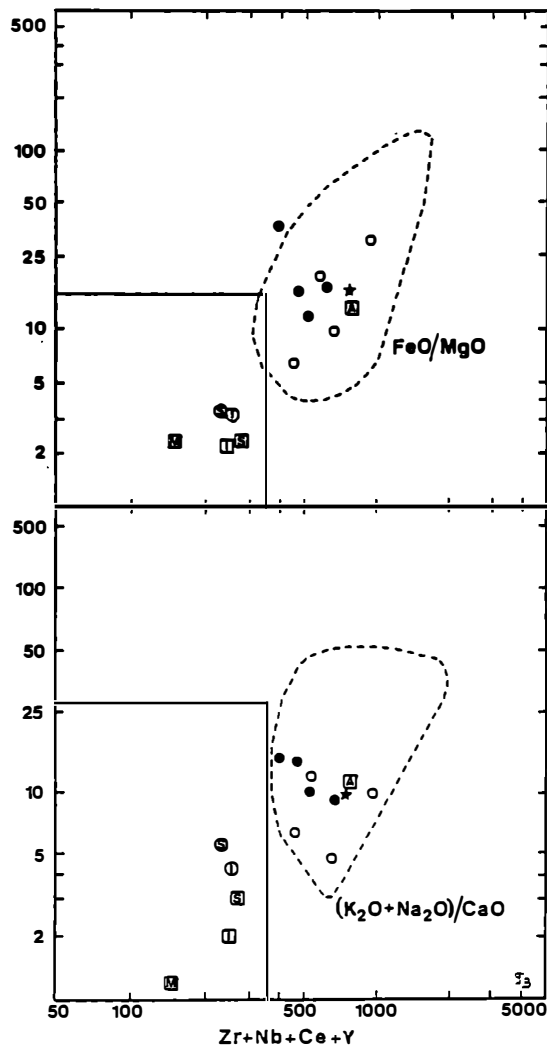


Abb.6:  $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$  gegen  $\text{FeO}/\text{MgO}$  und  $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$  zur Unterscheidung der Granittypen (Symbole wie in Abb.5).

die initialen  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von 0,704–0,706 (10). Dazu kommen noch als mineralogisch-petrologische Argumente das Auftreten von Amphibol, Biotit, Magnetit, Klinopyroxen und Orthit, sowie die vor allem in den Granodioriten häufig auftretenden dioritischen Xenolithe. Folgt man der Einteilung nach Pitcher (19), dann spricht vieles dafür, daß es sich bei den Seychellen Granitoiden innerhalb des I-Typs um I-Granite von Cordillieren Typ handelt. Allerdings darf nicht übersehen werden, daß auch einige Argumente sehr deutlich für A-Granite sprechen. Es ist dies das häufige Auftreten von Fluorit, der peralkalische Charakter einiger Granite der Praslin-Gruppe, die z.T. extrem hohen Zr-Gehalte (bei 66 %  $\text{SiO}_2$ , Zr-Gehalte von 270–530 ppm) und das Auftreten von Hypersolvus-Alkalifeldspäten.

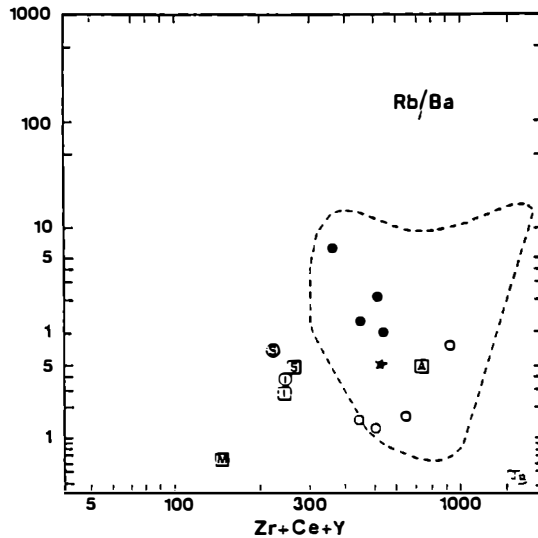


Abb.7:  $(\text{Zr}+\text{Ce}+\text{Y})$  gegen  $\text{Rb}/\text{Ba}$  zur Unterscheidung der Granittypen (Symbole wie in Abb.5).

Whalen et.al. (20) geben eine Zusammenfassung der wesentlichen geochemischen Merkmale für A-Granite. Danach sind hohe  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ , Zr, Nb, Ga, Y und Ce Gehalte und relativ hohe  $\text{Fe}/\text{Mg}$  und  $\text{Ga}/\text{Al}$  Quotienten charakteristisch für die Einstufung als A-Granite. Besonders  $\text{Ga}/\text{Al}$  gegen Zr, Nb, Ce und Y, sowie  $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$  gegen  $\text{FeO}/\text{MgO}$  und  $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$  und  $(\text{Zr}+\text{Ce}+\text{Y})$  gegen  $\text{Rb}/\text{Ba}$  ergeben sehr brauchbare Diskriminierungsdiagramme, um von I- und S-Graniten abzutrennen. In den Abb. 5, 6 und 7 sind die Durchschnittszusammensetzungen von Seychellen Graniten, den durchschnittlichen Werten für I-, S- und A-Graniten gegenübergestellt. Es zeigt sich, daß die Projektionspunkte der Seychellen Granite innerhalb der Felder für A-Granite fallen, bzw. daß zumindest eine sehr deutliche Tendenz zu A-Graniten besteht.

In dieselbe Richtung weist auch die Verteilung der Seltenen Erden. In der Abb.8 sind die Chondriten-normierten Werte für 9 typische Granitoide von den Seychellen dargestellt. Die REE-Gehalte sind hoch und weisen gegenüber Chondriten eine 100 bis 300-fache Anreicherung für La und eine 20 bis 80-fache Anreicherung für Lu auf. Dabei erreichen die Gesteine der Mahé-Gruppe die geringsten und die Gesteine der Praslin-Gruppe die höchsten Anreicherungen. Verglichen mit Angaben von Collins et.al. (23) die für typische I-Granite vom Bega Batholith Anreicherungs-faktoren gegenüber Chondriten von 105 bzw. 13 angeben und für eine A-Granit Abfolge von Lachau Belt in SE Australien Faktoren von 200 bzw. 40 ausweisen,

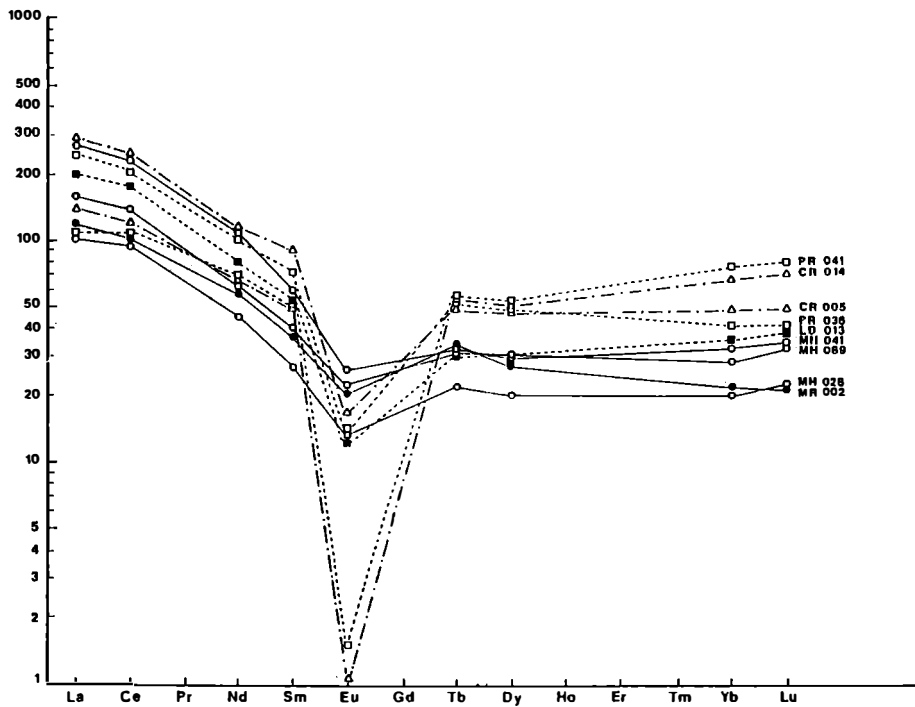


Abb.8: Chondriten-normierte Verteilung der Seltenen Erden für Granite und Granodiorite der Seychellen. MH 028 prophyrischer Granit, MH 041 grauer Granit und MH 089 Granodiorit von Mahé; MR 002 Granodiorit von Marianne (alle Mahé-Gruppe); PR 036, LD 013 und CR 005 Granite von Praslin, La Digue und Curieuse; PR 041 und CR 014 Granitgänge von Praslin und Curieuse (alle Praslin-Gruppe).

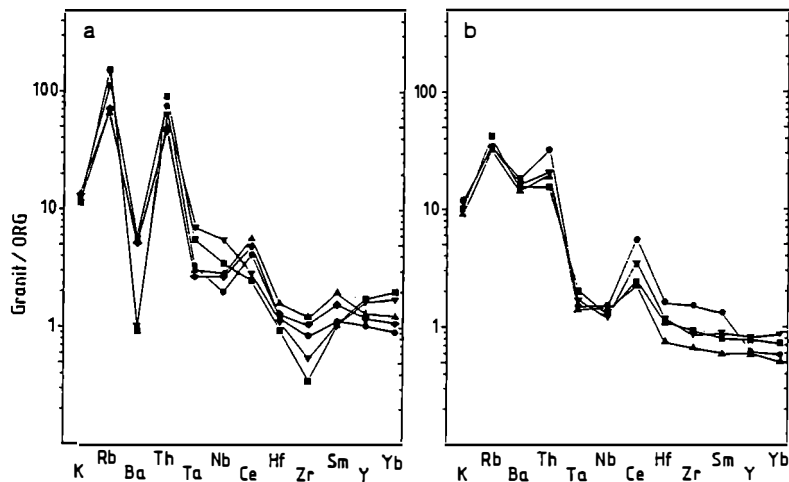


Abb. 9: ORG-normierte Verteilung wichtiger inkompatibler Spurenelemente von ausgewählten Graniten der Praslin-Gruppe (a) und Graniten und Granodioriten der Mahé-Gruppe (b) nach Pearce et.al. (21).

sind die Gesteine der Mahê-Gruppe eher als I-Granite und die Gesteine der Praslin-Gruppe als A-Granite einzustufen. Nach Collins et.al. (23) scheint es ausgeschlossen, daß eine Fraktionierungsbeziehung zwischen I- und A-Graniten besteht. Dies würde bedeuten, daß man für die Seychellen eher zwei getrennte Entwicklungen, mit verschieden starker Affinität zu A-Graniten annehmen sollte. Die extrem negative Eu-Anomalie für zwei gangförmig auftretende Granite von Praslin und Curieuse wird auf weit fortgeschrittene Plagioklasfraktionierung zurückgeführt.

In der Abb.9 ist die auf eine hypothetische ORG-Zusammensetzung ("ocean ridge granite") normierte Verteilung einiger inkompatibler Spurenelemente dargestellt (Pearce et.al. (21)). Die Proben der Mahê- und der Praslin-Gruppe verhalten sich dabei unterschiedlich. Die Mahê-Gruppe weist aufgrund der Anreicherung von K, Rb, Ba und Th, der relativen Anreicherung von Ce gegenüber Ta und Nb und den niedrigen Normierungswerten von Hf bis Yb eher eine Inselbogencharakteristik (VAG) auf. Die auffallende negative BA-Anomalie bei starker K, Rb und Th Anreicherung und die Normierungswerte um 1 für Hf bis Yb sprechen bei der Praslin-Gruppe für eine Intraplattenherkunft (WPG). Für beide Gruppen läßt sich ein Mantel-dominierter Chemismus mit deutlicher Krustenbeeinflussung, die sich vor allem aus der signifikanten Anreicherung von Rb und Th gegenüber Ta und Nb ergibt, ableiten (22). Die Ta-Yb und Rb-(Ta+Yb) Diskriminierungsdiagramme (Abb.10) nach Pearce et.al. (21) bestätigen das Ergebnis. Die Gesteine der Mahê-Gruppe liegen an der Grenze der Felder VAG-WPG, die Gesteine der Praslin-Gruppe fallen in das WPG-Feld.

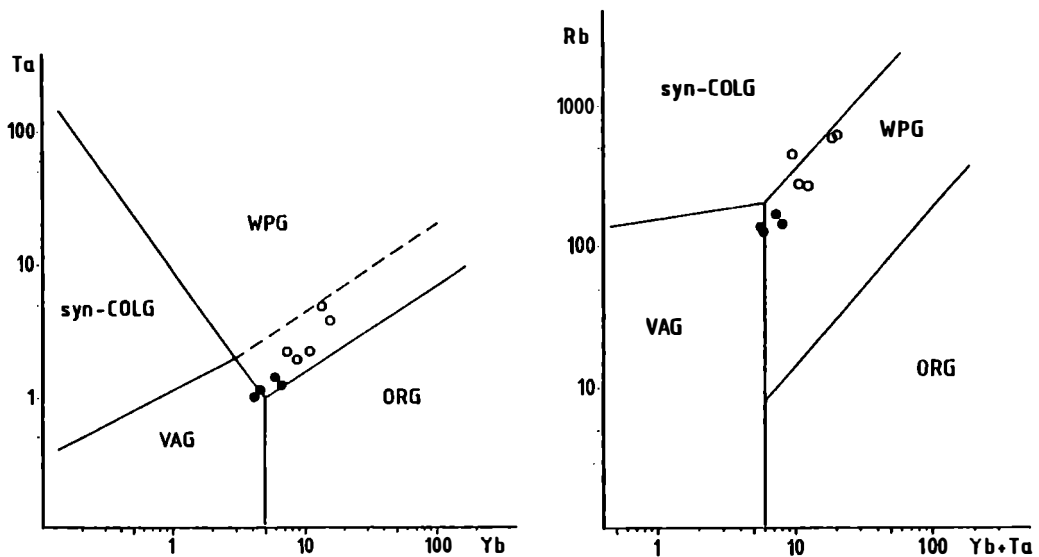


Abb.10: Ta - Yb und Rb - (Yb+Ta) Diskriminierungsdiagramme zur Einstufung der Granitoide nach Pearce et.al. (21). Symbole: Leere Kreise, Mahê-Gruppe; volle Kreise, Praslin-Gruppe.

### 3. Die alttertiären Alkaliintrusionen

Die beiden im NW der Seychellen-Bank liegenden Inseln Silhouette und Ile du Nord sind aus alttertiären Intrusivgesteinen aufgebaut, deren genaues Alter durch eine Reihe von Datierungen (Tab.1) mit 63 my sehr gut belegt ist, (9)-(12). Die

Hauptgesteine sind Syenite, Quarzsyenite und Diorite, sowie untergeordnet vulkanische und subvulkanische Entsprechungen.

Die Insel Silhouette besteht im wesentlichen aus einem Syenitkörper, der verschiedene petrographische Varietäten aufweist und der zentral von einem Quarzsyenit intrudiert ist. Im W der Insel treten subvulkanische Mikrosyenite und Trachyte, sowie trachytische und latitische Eruptivbreccien auf. Auch Ile du Nord besteht zum größten Teil aus Syeniten, der SW-Teil der Insel ist jedoch aus auffallenden, grobkörnigen Biotit-reichen Dioriten aufgebaut, die von zahlreichen Syenitgängen durchschlagen werden und demnach relativ älter sein müssen.

### 3.1 Petrographie und Mineralogie der alttertiären Intrusivgesteine

Neumayer (6) gibt eine ausführliche Charakterisierung der einzelnen Gesteinstypen. Danach lassen sich die Syenite in zwei Gruppen unterteilen. Der Syenittyp I, von hellgraugrüner Färbung, mit großen Alkalifeldspatkristallen, die zusammen mit Olivin und Pyroxen Kumulusaggregate bilden, zwischen denen sich die Interkumulusphasen, vor allem Amphibol, aber auch Alkalifeldspäte gruppieren, und der Syenittyp II, dessen feinkörnige Feldspatmatrix dem Gestein ein dunkles, graugrünes Aussehen verleiht und der, bei sonst gleicher mineralogischer Zusammensetzung, durch das Fehlen von Kumulusaggregaten charakterisiert ist. Der Quarzsyenit, aus dem Zentralbereich von Silhouette ist ein mittelkörniges Gestein mit bis zu 18 vol.% Quarz, grob entmischem Alkalifeldspat und Agirinaugit, der vielfach von Arfvedsonit umwachsen wird. Der Diorit von Ile du Nord ist ein grobkörniges Gestein mit Plagioklas, Biotit und Klinopyroxen als dominierende Gemengteile.

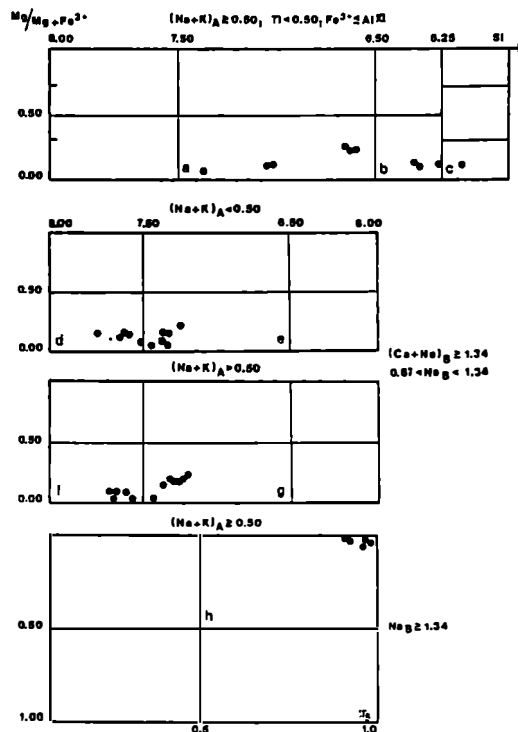


Abb.11: Zusammensetzung der Ca, Na-Ca und Alkali-Amphibole aus den paleozänen Syeniten und Quarzsyeniten von Silhouette nach Leake (13). Nomenklatur: (1) Ferro-Edenite, (b) Ferro-Edenitische-Hornblenden, (c) Ferro-Pargasitische-Hornblenden, (d) Ferro-Winchite, (e) Ferro-Barroisite, (f) Ferro-Richterite, (g) Katophroite und (h) Arfvedsonite.

Die Olivine der Syenite sind Fayalit-reich (Fa=88,3-92,4; Fo=6,7-2,2; Teph=5,9-5,3; Lar = 0,1), werden sehr häufig von Pyroxen aber auch von Ca-Na-Amphibol umwachsen und weisen vielfach eine beginnende Iddingsitisierung auf. Die Klinopyroxene besitzen eine große Variationsbreite, die in den Syeniten und Dioriten von Ferro-Salit über Ferro-Augit bis Ferro-Hedenbergit und im Quarzsyenit bis Agirin-Augit und Agirin reicht. Die Ferro-Salite und Ferro-Hedenbergite sind kaum zonar gebaut, weisen jedoch einen meist scharf abgegrenzten, grünlich pleochroitischen Saum von Agirin-Augit auf, in dem die Akmitkomponente von 3-4 mol.% (homogener Kernbereich) bis 23 mol.% ansteigen kann. Die Agirin-Augite und Agirine sind auf die Quarzsyenite, als späte Differentiate beschränkt. Sie erreichen maximale Akmitgehalte von 90 mol.%. Amphibole sind weit verbreitete dunkle Gemengteile in den Syeniten und Quarzsyeniten. Es handelt sich um Ca-, Ca-Na- und Alkali-amphibole (Abb.11). Die Ca-Amphibole sind Ferro-Edenite und Ferro-Edenitische-Hornblenden und treten in den Syeniten diskret verteilt im Feldspatgewebe auf. Die weitaus häufigsten Amphibole sind jedoch die Ca-Na-Amphibole, die saumbildend um Pyroxen und Olivin, aber auch als selbständige Gemengteile in der Feldspatmatrix vorkommen. Es handelt sich um Ferro-Barroisite, Ferro-Winchite, bzw. Ferro-Richterite und Katophroite. Die Alkali-Amphibole sind auf die Quarzsyenite beschränkt. Es sind Arfvedsonite, die meist die Agirine dieser Gesteine umwachsen. Neben Pyroxen und Amphibol tritt nach Neumayer (6) in einigen Syenitproben auch Änigmatit auf. Biotit kommt sowohl in den Syeniten, meist als Ränder um Pyroxen und Amphibol, als auch als selbständiger Gemengteil in den Dioriten vor. Nach Neumayer (6) handelt es sich um Annit-reiche Biotite bis Oxyannite mit  $X_{Fe} = 0,80$ . Die Alkalifeldspate sind die dominierenden Minerale in den Syeniten und Quarzsyeniten. Sie sind zum größten Teil in fast reine Endglieder entmischt, wobei Ader- und Spindelperthite vorherrschen, aber auch Fleckenperthite auftreten. Nach röntgenographischen Untersuchungen ist es Mikroklin, der in den Bereich zwischen "Orthoklas" und "Maximum-Mikroklin" fällt. Die Plagioklase treten in den Syeniten nur ganz untergeordnet als selbständige Kristalle, oder als Saumbildungen um Mikroklin auf. Es handelt sich um Albit mit  $An \leq 5$ . In den Dioriten sind sie als mäßig zonar gebaute Andesine bis Oligoklase ( $An = 55-32$ ) Hauptgemengteile. An opaken Mineralen ist das verbreitete Auftreten von Ilmenit zu erwähnen. Diese Ilmenite sind durch deutliche Mn-Gehalte (bis 4 mol.% Pyrophanit) gekennzeichnet und sind immer an Pyroxen-Olivin-Aggregate gebunden. Im Gegensatz dazu befindet sich Titanomagnetit sehr häufig in unmittelbarer Nachbarschaft zu Amphibol. Er ist sehr einheitlich aufgebaut und führt durchschnittlich 20-25 mol.% Ulvöspinell und 80-75 mol.% Magnetitkomponente.

Akzessorische Gemengteile sind Zirkon, Apatit, Pyrit, Magnetkies und sehr selten Kupferkies. Unter Einbeziehung der Mineralparagenesen der Syenite und mittels Thermometrie und Barometrie konnte Neumayer (6) die Bildungsbedingungen einengen. Er leitet ein Kristallisationsintervall von 960° bis <710° C ab, und gibt die Druckbedingungen mit  $P_{H_2O} \sim 1 \text{ kb} < P_{tot} < 2 \text{ kb}$  an. Dieses Ergebnis bringt aber mit sich, daß man die Intrusion der Syenite unter mindestens 3 km Bedeckung annehmen muß. Das alte Dach könnten, z.T. wenigstens, die trachytischen bis latitischen (ev. auch basischere) Vulkanite sein, wie sie an der E-Küste von Silhouette auftreten. Diese Vulkanite werden eindeutig von Syenitgängen durchschlagen und sind demnach relativ älter.

### 3.2 Gesteinschemie der alttertiären Alkaliintrusiva

In der Tab.3 sind die Durchschnittszusammensetzungen der Syenite, Quarzsyenite und Diorite zusammengefaßt. Die beiden nach Neumayer (6) textuell verschiedenen Syenittypen weisen keine signifikanten Unterschiede auf und werden daher auch nicht getrennt dargestellt. Auch die Syenite und Quarzsyenite (modale Quarz-Gehalte zwischen 10 und 20 vol.%) weisen nur geringe Unterschiede in den Hauptelementen auf. Die Quarzsyenite haben etwas höhere SiO<sub>2</sub> und niedrigere Na<sub>2</sub>O und K<sub>2</sub>O-Gehalte. Die inkompatiblen Spurenelemente, insbesondere Nb, Zr, La und Nd sind dagegen in den Quarzsyeniten beträchtlich gegenüber den Syeniten ange-

Tabelle 3: Durchschnittszusammensetzungen der Diorite (10 Analysen), Syenite (17 Analysen) und der Quarzsyenite (14 Analysen) der Inseln Silhouette und Ile du Nord; (1) Durchschnittswerte, (2) Standardabweichung, (3) Minimum, (4) Maximum;

	DIORITE				SYENITE				QUARZSYENITE			
	(1)	(2)	(3)	(4)	(1)	(2)	(3)	(4)	(1)	(2)	(3)	(4)
SiO <sub>2</sub>	46,89	2,38	42,95 - 49,20	63,04	0,95	61,51 - 65,02	64,82	4,21	58,43 - 69,90			
TiO <sub>2</sub>	1,90	0,64	0,72 - 2,96	0,60	0,12	0,42 - 0,91	0,52	0,25	0,20 - 1,10			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,65	4,47	14,10 - 29,91	16,74	0,77	15,64 - 18,53	15,81	2,28	13,81 - 20,90			
FeO <sub>tot</sub>	11,31	2,76	8,71 - 15,70	4,68	0,82	3,10 - 5,65	4,67	1,45	2,61 - 7,13			
MnO	0,26	0,15	0,14 - 0,54	0,18	0,04	0,09 - 0,22	0,16	0,06	0,05 - 0,24			
MgO	4,58	1,24	1,56 - 5,97	0,37	0,07	0,29 - 0,54	0,39	0,42	0,02 - 1,27			
CaO	9,07	2,71	2,19 - 11,74	1,54	0,34	0,75 - 2,06	1,66	1,29	0,22 - 3,64			
Na <sub>2</sub> O	3,61	0,77	2,72 - 5,09	6,11	0,18	5,69 - 6,43	5,80	0,48	5,36 - 7,02			
K <sub>2</sub> O	1,45	0,71	0,21 - 2,27	5,48	0,29	5,07 - 6,09	4,73	0,84	3,10 - 5,52			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,51	0,30	0,10 - 1,10	0,13	0,04	0,06 - 0,20	0,14	0,13	0,01 - 0,43			
Rb	52	46	4 - 122	75	16	44 - 119	133	85	28 - 305			
Sr	510	193	210 - 730	68	78	4 - 220	122	182	4 - 491			
Ba	983	737	220 - 2639	623	489	110 - 1369	1146	2149	104 - 5623			
Nb	35	26	2 - 68	92	22	50 - 133	172	83	20 - 270			
Zr	145	62	65 - 222	223	88	117 - 422	643	318	117 - 998			
Y	23	10	11 - 39	28	7	17 - 43	55	24	8 - 90			
La	22	6	10 - 29	35	8	24 - 50	187	97	53 - 374			
Nd	10	4	2 - 16	34	18	2 - 59	82	44	8 - 144			
Ga	6	4	2 - 12	17	5	9 - 29	24	14	8 - 80			
Zn	120	55	70 - 215	85	26	57 - 165	126	43	41 - 174			

reichert, wodurch der Restschmelzen-Charakter der Quarzsyenite unterstrichen wird.

Die Syenite und Quarzsyenite sind Alkaligesteine und durchwegs SiO<sub>2</sub>-gesättigt bis übersättigt. Bei normativen q-Gehalten von 9 % weisen die Gesteine peralkalischen Charakter mit ac-Gehalten bis 3,9 % auf. Die Diorite sind schwach alkalisch und untersättigt mit normativen ol- und ne-Gehalten von bis zu 7 % bzw. 3,5 %.

In der Abb.12 sind die Chondriten-normierten Elementverteilungen einiger inkompatibler Spurenelemente von sechs typischen Proben dargestellt (Thompson et.al. (23)). Es zeigen sich im Verteilungsmuster beträchtliche Unterschiede zwischen Diorit, Syenit und Quarzsyenit. Während die Diorite zwar schon deutliche Hinweise auf Fraktionierungsprozesse aufweisen (beträchtliche Anreicherung der stark inkompatiblen Elemente), stellen sie dennoch die primitivsten Gesteine in dieser Serie dar. Das Verteilungsmuster läßt sich am ehesten mit dem kontinentaler Alkaligesteine vergleichen. Die Syenite und insbesondere die Quarzsyenite zeigen alle Merkmale fortgeschrittener Fraktionierung. Ba, Sr, P und Ti sind extrem verarmt, Rb, Th, Nb, Ta, La, Ce, Zr und Hf z.T. ebenso extrem angereichert. Das La/Nb Verhältnis (0,42-0,89) und das Zr/Hf Verhältnis (38-56) entspricht dem von Basalten bzw. kontinentalen Alkalibasalten und weist auf starke Manteldominanz der ursprünglichen Schmelzen und nur geringe Krustenbeeinflussung hin.

Die REE-Verteilung (Abb.13) ist, wenn man von den Eu-Werten absieht, durch einen einheitlichen Trend gekennzeichnet. Es liegt eine starke Anreicherung der leichten Seltene Erden vor, die von La gegen Sm rasch abnimmt, während die schweren Seltene Erden von Tb bis Lu recht konstante und geringe Anreicherungsfaktoren aufweisen. Dabei sind die Diorite verglichen mit den Quarzsyeniten rund um einen Faktor 10 geringer gegenüber Chondriten angereichert und die Syenite nehmen eine intermediäre Stellung ein. Die Diorite, die reichlich Plagioklas führen, zeigen eine stark positive, die Plagioklas-freien Quarzsyenite eine ausgeprägt negative Eu-Anomalie. Die Diorite stellen auch im Bezug auf die REE-Verteilung das primitivste Material dar und eine Fraktionierungsbeziehung zu den Syeniten und Quarzsyeniten ist deutlich. Das Verteilungsmuster ist dem der Magmatite vom Oslo-Graben sehr ähnlich, wo Neumann et.al. (25) einen Fraktionierungstrend von Kjelsasit/Larvikit (Monzonit) zu Nordmarkit (Syenit) ableiten konnten.

Die initialen Sr-Isotopenverhältnisse (10)-(12) von 0,7036 für den Diorit und 0,7038 - 0,7056 für die Syenite (Tab.1) unterstreichen sehr eindrucksvoll den Mantel-dominierten Charakter dieser Gesteinsserie.

#### 4. Die Herkunft des Seychellen-Mikrokontinentes und die tektonische Stellung der älttertiären Alkaliintrusion

Der kontinentale Charakter der Seychellen-Bank ist durch seismische Untersuchungen (1)-(3) und den Gesteinsinhalt der wenigen auf den Inseln zugänglichen Bereichen eindeutig belegt. Die Hauptmasse dieser Gesteine sind präkambrische Granitoide, die nach Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierungen (10) mit  $713 \pm 19$  my für die gneisartigen Granodiorite und  $683 \pm 16$  my für die porphyrischen Granite eingestuft werden konnten. Diese Angaben, der petrographische und geochemische Charakter der Granitoide und paläomagnetische Untersuchungen gestatten, über die Herkunft und die ursprüngliche Position der Seychellen-Bank Aussagen zu machen. Tokieda et.al. (26) bestimmten das geomagnetische Feld zum Zeitpunkt der Granitbildung. Bezogen auf die S-Pol Positionen von Afrika vor 743 und 635 my (27) läßt sich eine Rekonstruktion der ursprünglichen Lage der Seychellen-Bank bezüglich der afrikanischen Kontinentalmasse durchführen. Diese Rekonstruktion ergibt eine wahrscheinliche Lage nahe dem derzeitigen Eingang des Golfes von Aden (26). Dieses Ergebnis paßt auch gut zu neueren Untersuchungen zur ursprünglichen Position von Madagaskar. Nach Embleton (28) war Madagaskar der heutigen E-Küste von Afrika in der Höhe von Kenya und Tansania vorgelagert, bevor es zum



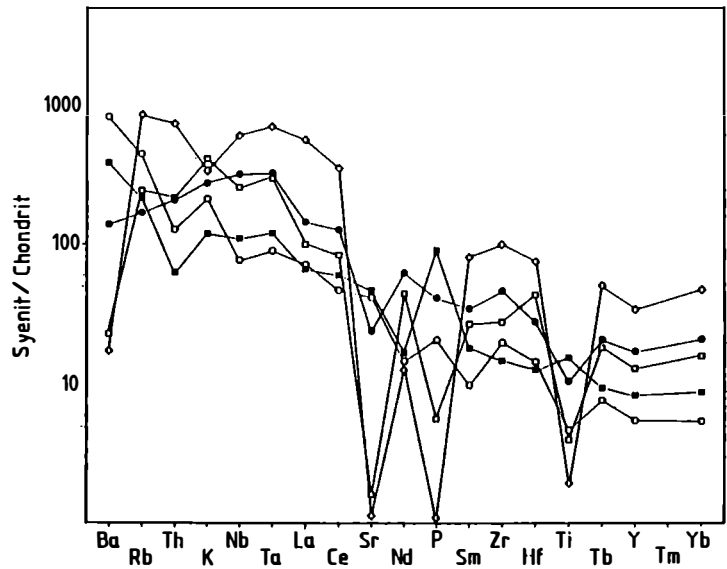


Abb.12: Chondriten-normierte Verteilung inkompatibler Spurenelemente der paleozänen Intrusivgesteine von Silhouette und Ile du Nord nach Thompson et. al. (23). Symbole:  $\circ$  Mikrodiortit Silhouette,  $\blacksquare$  Diorit Ile du Nord,  $\square$  und  $\bullet$  Syenite Silhouette,  $\diamond$  Quarzsyenit Silhouette.

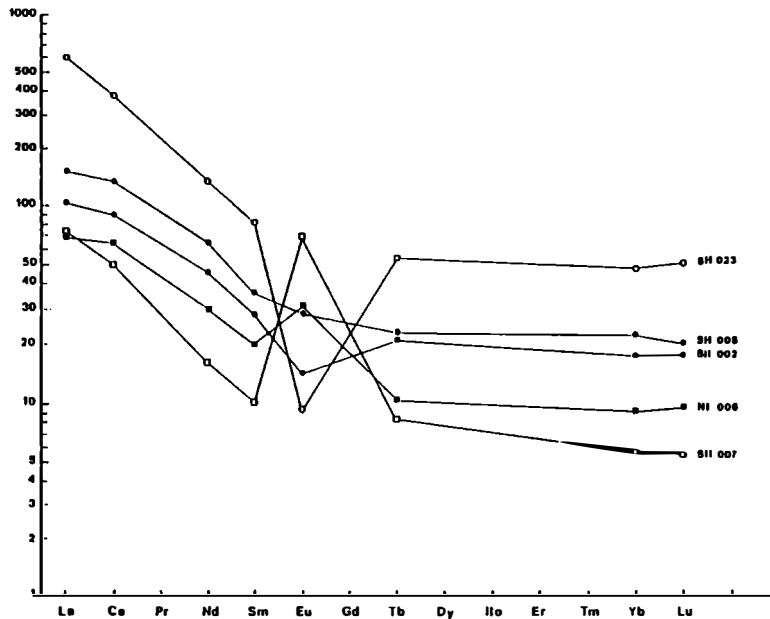


Abb.13: Chondriten-normierte Verteilung der Seltenen Erden für Diorite (NI 006, SH 007), Syenite (SH 002 und SH 006) und Quarzsyenit (SH 023).

Auseinanderbrechen des Gondwanakontinentes vor 150 my kam (29). Der Seychellen-Mikrokontinent würde nach dieser Rekonstruktion ein wichtiges Bindeglied zwischen Afrika, Indien, Madagaskar und möglicherweise auch Arabien innerhalb des Gondwanakontinentes darstellen.

Ein direkter Vergleich der präkambrischen Gesteine der Seychellen-Bank mit zeitgleichen, zum damaligen Zeitpunkt möglicherweise benachbarten Krustenabschnitten ist derzeit nicht möglich, da viel zu wenig Informationen über entsprechende Magmatite aus diesen Bereichen vorliegen. Ganz allgemein läßt sich aber festhalten, daß im Zuge der panafrikanischen Orogenese ("Pan African Event") (39) am Ende des Präkambriums, nach der der afrikanische Kraton seine endgültige Konsolidierung erfuhr, im Bereich des "Mozambique Belts" und des nördlich, über die Arabische Halbinsel übergreifenden "Hijaz Magmatic Arc" - einer von den übrigen panafrikanischen Gebieten abweichenden, möglicherweise einem Inselbogen entsprechenden Zone (31) - magmatische Ereignisse zu beobachten sind. Im Falle des "Mozambique Belts" handelt es sich um intensiven Magmatismus zwischen 750 und 700 my (30) mit z.T. anorogenen Granitintrusionen (31) bis (33). Eine ausgezeichnete Beschreibung solcher Intrusivgesteine, allerdings in der nördlichen Fortsetzung des in Frage stehenden Bereiches, in Oberägypten, findet sich bei Engel et.al. (34).

Diese Granite mit initialen Sr-Isotopenverhältnissen von 0,704 und deutlichen Hinweisen auf Mantel-dominierte Chemismen lassen sich sehr gut mit den Seychellen Gesteinen vergleichen. Der Magmatismus der Arabische Halbinsel reicht mit ausgesprochener I-Typ Charakteristik von 900 bis 660 my (33) und wird von geringmächtigen postorogenen Granitintrusionen gefolgt. Wenn auch die derzeit vorlie-

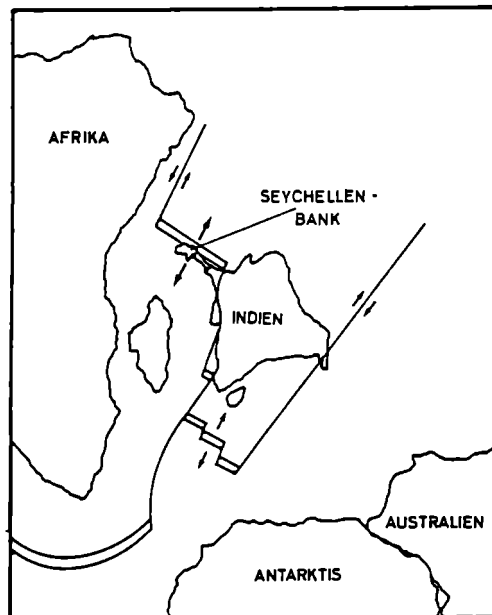


Abb.14: Schematische Darstellung der Situation des Indischen Ozeans zum Zeitpunkt des Alkalimagmatismus auf Silhouette und Ile du Nord vor ca. 63 my. Durch die Ausbildung einer Spreading-Achse im N und einer Transformstörung im E der Seychellen-Bank beginnt die rasche N-Bewegung von Indien und die Trennung von Indien und dem Mascarenen-Plateau einschließlich der Seychellen-Bank (nach McKenzie and Sclater (35)).

genden Daten einen unmittelbaren Vergleich nicht zulassen, so ergibt sich jedenfalls auch kein Widerspruch für eine mögliche ursprüngliche Position des Seychellen-Mikrokontinentes im Bereich unmittelbar südlich des Golfes von Aden. Die Bildung der präkambrischen Seychellen Granite dürfte danach mit dem, im Zuge des panafrikanischen Ereignisses auftretenden Magmatismus im Zusammenhang stehen.

Während der größte Teil der Gesteine des Seychellen Archipels die vormesozoische Geschichte dieses Mikrokontinentes widerspiegelt, sind die im NW der Seychellen-Bank auf Silhouette und Ile du Nord auftretenden Diorite und Syenite die einzigen Zeugen eines magmatischen Ereignisses, das für die Entwicklung des Indischen Ozeans von beträchtlicher Bedeutung ist. Durch zahlreiche Datierungen mit verschiedenen Methoden ist dieses Ereignis mit 63 my (Tab.1) sehr gut eingestuft und fällt in einen Zeitraum, der ein wesentlicher Schritt für die Plattentektonik im Indischen Ozean darstellt. Die Position der Seychellen-Bank bezüglich Afrika und Indien im Paleozän ist durch die Verteilungsmuster von magnetischen Anomalien in groben Zügen bekannt (35)(36). Während ursprünglich Madagaskar Teil der Indischen Platte war, verschob sich das Rift-System vor etwa 75 my in eine Position, die Afrika und Madagaskar von der Indischen Platte einschließlich der Seychellen-Bank trennte. Eine weitere Verschiebung der Spreading-Achse führte zu einer Trennung von Indien und den Seychellen und zur Ausbildung des heute noch aktiven Carlsberg Rückens. Durch die magnetische Anomalie 28 nach McKenzie and Sclater (35), die mit 63,7 my (36) datiert wurde, ist dieses Ereignis gut belegt und deckt sich innerhalb der Fehlergrenze mit dem Alkalimagmatismus von Silhouette und Ile du Nord. Scharbert et.al. (11) haben auf diesen Umstand schon hingewiesen und Dickin et.al. (12) bestätigen mit neuen Datierungen diese Tatsache. Die Anomalie 28 scheint gleichzeitig das Einsetzen einer überaus hohen Spreading-Rate zu markieren. McKenzie und Sclater (35) leiten einen Anstieg der Spreading-Rate auf 16 cm gegenüber 7,5 cm pro Jahr ab und erklären damit die, seit diesem Zeitpunkt enorm rasche Norddrift der Indischen Platte (Abb.14).

Es liegt daher die Vermutung nahe, daß der junge Magmatismus der Seychellen-Bank mit der Ausbildung eines kontinentalen Grabenbruches und Dehnungstektonik in Verbindung zu bringen ist. Der chemische Charakter der Diorite und Syenite bestätigt diese Vermutung, da deutliche Hinweise auf beträchtliche geochemische Ähnlichkeit mit Gesteinen des Oslograbens bestehen. Dickin et.al. (12) diskutieren die Entstehung dieser weitgehend primitiven Alkaligesteinsentwicklung mit Hilfe von O-, Sr-, Nd- und Pb-Isotopendaten und kommen zum Schluß, daß der Magmatismus mit einer, dem "Sea-floor Spreading" vorausgehenden und es auslösenden Aufwölbung des Erdmantels im Zusammenhang steht. Sie stützen damit ein Modell von Morgan (37), das davon ausgeht, daß "Hot spots" durch Aufwölbungen des tieferen Erdmantels entstehen und den auslösenden Prozeß für das "Sea-floor Spreading" darstellen.

### Danksagung

Der Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung unterstützte diese Arbeit über die Projekte P 1939 und P 2772. Herrn F. Kluger + sei für die Bestimmung der Seltenen Erden, Herrn Dr. H. Dietrich und Herrn Dr. K. Petrakakis für ihre Hilfe bei der Durchführung der EMS und RFA Messungen und Herrn H. Nowotny für die statistische Auswertung des Datenmaterials herzlich gedankt.

## Literatur

- (1) DAVIES, D. and T.J.G. FRANCIS (1964): The crustal structure of the Seychelles Bank. - *Deep Sea Res.*, 11, 921-927.
- (2) FRANCIS, T.J.G., D. DAVIES and M.N. HILL (1966): Crustal structure between Kenya and the Seychelles. - *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A 259, 240-261.
- (3) MATTHEWS, D.S. and D. DAVIES (1966): Geophysical studies of the Seychelles Bank. - *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A 259, 227-239.
- (4) BAKER, B.H. (1963): Geology and mineral resources of the Seychelles Archipelago. - *Mem. Geol. Surv. Kenya* 3, 140 pp.
- (5) GOED, R., H. KURZWEIL, W. RICHTER und H. WIESENER (1967): Vorläufige Mitteilung über petrologische und verwitterungskundliche Untersuchungen der Seychellen Inseln (Indischer Ozean). - *Anzeiger Österr. Akad. Wiss.* 14, 229-237.
- (6) NEUMAYER, R. (1980): Ein Beitrag zur Petrologie der Seychellen (Indischer Ozean). - unveröffentlichte Diss., Univ. Wien.
- (7) SUWA, K., T. YANAGI, K. TOKIEDA, H. UMEMURA, M. ASAMI and M. HOSHINO (1983): Geology and Petrology of the Seychelles Islands. - 8th Prelim. Rept. Afr. Stud. Nagoya Univ., 3-21.
- (8) HOSHINO, M. (1986): Amphiboles and coexisting ferromagnesian silicates in granitic rocks in Mahé, Seychelles. - *Lithos* 19, 11-25.
- (9) BAKER, B.H. and J.A. MILLER (1963): Geology and Geochronology of the Seychelles Islands and the structure of the floor of the Arabian Sea. - *Nature*, 199, 346-348.
- (10) YANAGI, T., Y. WAKIZAKA and K. SUWA (1983): Rb-Sr whole rock ages of granitic rocks from the Seychelles Islands. - 8th Prelim. Rept. Afr. Stud., Nagoya Univ., 23-36.
- (11) SCHARBERT, S., W. RICHTER und W. TODT (1984): Die Alkaliintrusionen von Silhouette und Ile du Nord, Seychelles. - *Fortschr. Min.*, 62, Bh.1, 197-198.
- (12) DICKIN, A.P., A.E. FALLICK, A.N. HALLIDAY, R.M. MACINTYRE and W.F. STEPHENS (1986): An isotopic and geochronological investigation of the younger igneous rocks of the Seychelles microcontinent. - *E.P.S.L.*, 81, 46-56.
- (13) LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. - *Canadian Min.*, 16, 501-520.
- (14) STEPHENSON, D. and B.G.J. UPTON (1982): Ferro-magnesian silicates in a differentiated alkaline complex, Kungnat Fjeld, South Greenland. - *Min. Mag.*, 46, 283-300.
- (15) AGATA, T. and K. SUWA (1983): Opaque minerals from the Seychelles granitic rocks. - 8th Prelim. Rept. Afr. Stud. Nagoya Univ., 63-74.
- (16) CHAPPEL, B.W. and A.J.R. WHITE (1974): Two contrasting granite types. - *Pac. Geol.*, 8, 173-174.
- (17) ISHIHARA, S. (1977): The magnetite series and ilmenite-series granitic rocks. - *Min. Geol.*, 27, 293-305.
- (18) LOISELLE, M.C. and D.R. WONEG (1979): Characteristics and origin of anorogenic granites. - *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, 11, 468.
- (19) PITCHER, W.S. (1982): Granite type and tectonic environment. - In K. Hsu (ed.) *Mountain Building Processes*. Academic, London, 19-40.

- (20) WHALEN, J.B., K.L. CURRIE and B.W. CHAPPEL (1987): A-Type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. - *Contr. Min. Petr.*, 95, 407-419.
- (21) PEARCE, J.A., N.B.W. HARRIS and A.G. TINDLE (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. - *J. Petrol.*, 25, 956-983.
- (22) HARRIS, N.B.W., H.J. DUYVERMAN and C.C. ALMOND (1983): The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka igneous complex, Sudan. - *J. Geol. Soc. London*, 140, 245-256.
- (23) COLLINS, W.J., S.D. BEAMS, A.J.R. WHITE and B.W. CHAPPEL (1982): Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. - *Contr. Min. Petr.*, 80, 189-200.
- (24) THOMPSON, R.N., M.A. MORRISON, G.L. HENDRY and S.J. PARRY (1984): An assessment of relative roles of crust and mantle in magma genesis; an elemental approach. - *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A 310, 549-590.
- (25) NEUMANN, E.R., A.O. BRUNFELT and K.G. FINSTAD (1977): Rare earth elements in some igneous rocks in the Oslo rift, Norway. - *Lithos* 10, 311-319.
- (26) TOKIEDA, K., H. ITO and K. SUWA (1983): Remanent magnetisation of granites and dolerites from Mahé Islands, Seychelles. - 8th Prelim. Rept. Afr. Stud. Nagoya Univ., 37-46.
- (27) PIPER, J.D.A., C.J. BRIDEN and K. LOMAX (1973): Precambrian Africa and South America as a single continent. - *Nature*, 245, 244-248.
- (28) EMBLETON, B.J.J. and M.W. McELHINNY (1975): The paleoposition of Madagascar. - *E.P.S.L.*, 27, 329-341.
- (29) POWELL, C.M., B.D. LOHNSON and J.J. VEEVERS (1980): A revised fit of East and West Gondwanaland. - *Tectonophys.*, 63, 13-29.
- (30) KRÖNER, A. (1980): Pan African crustal evolution. - *Episodes*, vol. 1980, Nr.2, 3-8.
- (31) GREENWOOD, W.R., R.E. ANDERSON, R.J. FLECK and D.L. SCHMIDT (1976): Late proterozoic cratonization in south-western Saudi Arabia. - *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A-280, 515-527.
- (32) CLIFFORD, T.N. and I.G. GRASS (1970): African magmatism and tectonics. - Oliver & Boyd, Edinburgh.
- (33) CAHEN, L. and N.J. SNELLING (1984): The geochronology evolution of Africa. - Calderon Press, Oxford.
- (34) ENGEL, A.E.J., T.H. DIXON and R.J. STERN (1980): Late precambrian evolution of Afro-Arabien crust from ocean arc to craton. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 91, 699-706.
- (35) MCKENZIE, D.P. and J.G. SCLATER (1971): The evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous. - *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 25, 437-528.
- (36) BARRON, E.J., Ch.G.A. HARRISON, J.L. SLOAN and W.W. HAY (1981): Paleogeography, 180 million years ago to the present. - *Eclogae geol. Helv.*, 74, 443-470.
- (37) MORGAN, W.J. (1971): Convection plumes in the lower mantle, *Nature*, 230, 42-43.