

# Petrochemie der Capverden und Vergleich des Capverdischen Vulkanismus mit demjenigen des Rheinlandes

Autor(en): **Burri, Conrad**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen  
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **40 (1960)**

Heft 1

PDF erstellt am: **16.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-31143>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

# Petrochemie der Capverden und Vergleich des Capverdischen Vulkanismus mit demjenigen des Rheinlandes<sup>1)</sup>

Von *Conrad Burri* (Zürich)

Mit 12 Figuren im Text

## Zusammenfassung

Für die spätkretazisch-tertiären bis rezenten Eruptivgesteine der Capverdischen Inseln und des Gebietes von Dakar (Sénégal) lassen sich Serien von unterschiedlicher Silifizierung ausscheiden: eine basaltisch-trachyandesitisch-trachytische beziehungsweise phonolithische, eine niedriger silifizierte, foidreiche, zum Teil mit ijolithischen Gliedern, und eine extrem niedrighsilifizierte, melilithreiche. Die höchstsilifizierte entspricht weitgehend Assoziationen, wie sie auch auf andern mittelatlantischen Inseln, zum Beispiel Madeira, Azoren oder auch auf Tristan da Cunha angetroffen werden und stellt offenbar die normale Entwicklung eines basaltischen Magmas simatischer Herkunft unter dem Einfluss gravitativer Kristallisations-differentiation dar. Die beiden niedriger silifizierten Serien werden durch Karbonatassimilation und nachfolgende Differentiation der syntektischen Schmelzen gedeutet. Dabei muss angenommen werden, dass im Laufe der gesamten Entwicklung von der Oberkreide bis zur Jetztzeit ein kompliziertes System von Magmenreservoirien bestanden hat, in welchen prinzipiell analoge Prozesse wirksam, jedoch zeitlich verschieden weit fortgeschritten waren. Reaktionen zwischen Silikaten und Karbonat werden durch Beobachtungen an subvulkanischen, körnigen Gesteinen der Insel gestützt. Gesamthaft betrachtet zeigt die Capverden-Provinz grosse Ähnlichkeit mit derjenigen der jungtertiären und quartären Vulkanite des Rheinlandes (Siebengebirge, Laacher See, Eifel, Westerwald), wenn vom teilweise höhern K-Gehalt der letztern abgesehen wird.

---

<sup>1)</sup> Die wesentlichen Resultate der vorliegenden Arbeit wurden bereits im Frühjahr 1959 anlässlich von Gastvorlesungen in Madrid bekanntgegeben. Verschiedene Umstände verhinderten jedoch die Drucklegung des Manuskriptes bis zum Jahresende.

### A. Einleitung

Die Capverden gehören zu den mittelatlantischen Vulkaninseln (C. GAGEL, 1910), zu welchen ausserdem Madeira und Porto Santo, die Selvagens, Canaren und Azoren gerechnet werden. Sie wurden durch die Untersuchungen von C. DOELTER (1882) schon verhältnismässig früh näher bekannt. Wenn die Bearbeitung dieses Autors auch schon relativ bald, besonders in chemischer Hinsicht, moderneren Anforderungen nicht mehr zu genügen vermochte, so liess sie doch deutlich erkennen, dass es sich im Falle der Capverden um eine sehr interessante und mannigfaltige Gesteinsvergesellschaftung vom atlantischen Provinzialtypus handelte. Dieser Begriff wurde bekanntlich 1896 durch A. HARKER und 1906 durch F. BECKE, und zwar unabhängig voneinander, eingeführt, wobei gerade die auf den mittelatlantischen Vulkaninseln herrschenden Verhältnisse für die Namengebung massgebend waren. Angesichts dieser Tatsachen erscheint es einigermassen erstaunlich, dass die Gesteine der Capverden während längerer Zeit keine neue Bearbeitung nach modernen Methoden erfuhren. Dies gilt um so mehr, als hinsichtlich unserer Kenntnisse anderer atlantischer Vulkaninseln wie Madeira, Canaren, Azoren, oder auch solcher, welche vom Weltverkehr bedeutend weniger berührt werden, wie Ascension, St. Helena, Fernando de Noronha, Tristan da Cunha, Gough (Diego Alvarez), ständig neue Fortschritte zu verzeichnen waren. Die nähere petrographische Erforschung der Capverden wurde zwar schon vor dem ersten Weltkrieg durch G. BERGT und I. FRIEDLAENDER erneut in Angriff genommen, wobei von diesen beiden Autoren grosse Sammlungen angelegt wurden. Infolge einer unglücklichen Verkettung verschiedener Umstände erschien über deren Untersuchung jedoch nur eine kurze Zusammenfassung in Form eines vorläufigen Berichts (G. BERGT in I. FRIEDLAENDER, 1913). Es wurden vor allem auch keine neuen chemischen Analysen ausgeführt, was in Anbetracht der ungenügenden Qualität derjenigen DOELTERS besonders wichtig gewesen wäre.

Als das Friedlaendersche Institut kurz vor dem zweiten Weltkrieg mit seinen reichen Sammlungen von Neapel nach Zürich übersiedelte, fiel dem Autor die über 500 Handstücke und Dünnschliffe umfassende Capverden-Sammlung von I. FRIEDLAENDER bald als eines näheren Studiums würdig auf. Von besonderem Interesse erschienen ihm vor allem die Proben holokristallin ausgebildeter, subvulkanischer Gesteine von foyaitischer bis alkaligabbroider Zusammensetzung der Inseln Sal, Brava, Boavista, S. Vicente, S. Antão und Ilheu Grande, welche zum Teil

ausgezeichnete Reaktionsbeziehungen zwischen Silikaten und Karbonat zeigten. Die Frage, inwiefern Karbonatsyntexis für die Magmenentwicklung auf den Capverden eine Rolle gespielt haben könnte, schien durchaus eines näheren Studiums wert zu sein. Da hierzu jedoch eine grössere Anzahl von neuen Gesteinsanalysen notwendig gewesen wäre, welche aus verschiedenen Gründen damals nicht erhältlich waren, musste auf die beabsichtigte Bearbeitung der Capverden-Gesteine vorläufig verzichtet werden.

In der Folge wurden von verschiedener Seite eine ganze Reihe von neueren Untersuchungen über die Eruptivgesteine der Capverden veröffentlicht, welche auch der chemischen Seite der Probleme in ausgezeichneter Weise Rechnung trugen (J. BACELAR BEBIANO, 1932; A. M. MARIO DE JESUS, 1932; H. EMERT, 1936; L. BERTHOIS, 1950; G. M. PART, 1950; C. F. TORRE DE ASSUNÇÃO, 1954). Es erscheint daher heute sehr verlockend, zu versuchen, ob sich an Hand dieses neuen, reichen Materials ein Überblick über die Magmenentwicklung im Gebiet der Capverden gewinnen lässt. Da sich die erwähnten Autoren in ihren Arbeiten weitgehend auf das eingehende mikroskopische und chemische Studium des ihnen direkt vorliegenden Materials beschränken und die einzigen neueren Versuche einer petrographischen Charakterisierung der Gesamtprovinz (H. ERMERT, 1936, und J. M. COTELO NEIVA, 1940) vor der Veröffentlichung der wichtigen Arbeiten von G. M. PART (1950) und C. F. TORRE DE ASSUNÇÃO (1954) erschienen, so soll hier etwas näher auf diese Probleme eingegangen werden, obwohl an dieser Stelle selbst keine neuen chemischen Daten beigebracht werden können.

## B. Die geologischen Verhältnisse der Capverden

Unsere geologischen Kenntnisse über den capverdischen Archipel sind leider immer noch lückenhaft. Der Erforschungszustand der einzelnen Inseln ist auch immer noch ein durchaus ungleicher, was die für zusammenfassende Betrachtungen erforderlichen Parallelisierungen sehr erschwert. Neuere Zusammenfassungen sind unter anderm durch F. v. WOLFF (1931), J. BOURCART (1946), C. TEXEIRA (1950) und G. M. PART (1950) veröffentlicht worden. Trotzdem sie in Einzelheiten differieren, ergeben sie doch im grossen ein übereinstimmendes Bild.

Der Archipel, welcher aus 10 grösseren und mehreren kleineren Inseln besteht, ist der Westküste von Afrika auf der Höhe des Kaps des Grünen Vorgebirges (Cap Vert, Cabo Verde) in etwa 450 km Entfernung vorgelagert. Er sitzt einem vorspringenden Sporn des afrikanischen Kon-



tinentialschelfes auf, welcher durch die 4000 m Isobathe begrenzt wird (Fig. 1). Die Inseln sind in Form eines nach Westen offenen Hufeisens angeordnet. Rein geographisch werden gewöhnlich 2 Gruppen unterschieden, „Grupo de barlavento“ im Norden, umfassend Santo Antão, São Vicente, Santa Luzia, Branco, Razo, São Nicolau, Sal und Boa Vista, und „Grupo de sotavento“ im Süden, mit Maio, São Tiago, Fogo, Brava und den Rombo-Inseln: Ilhéu Grande, Ilhéu Luiz Carneiro und Ilhéu de Cima. Die Anordnung der Inseln ist offenbar durch Bruchspalten des Kontinentschelfs bestimmt, doch wird deren Verlauf von den verschiedenen Autoren nicht immer gleich angenommen. Man kann unterschei-

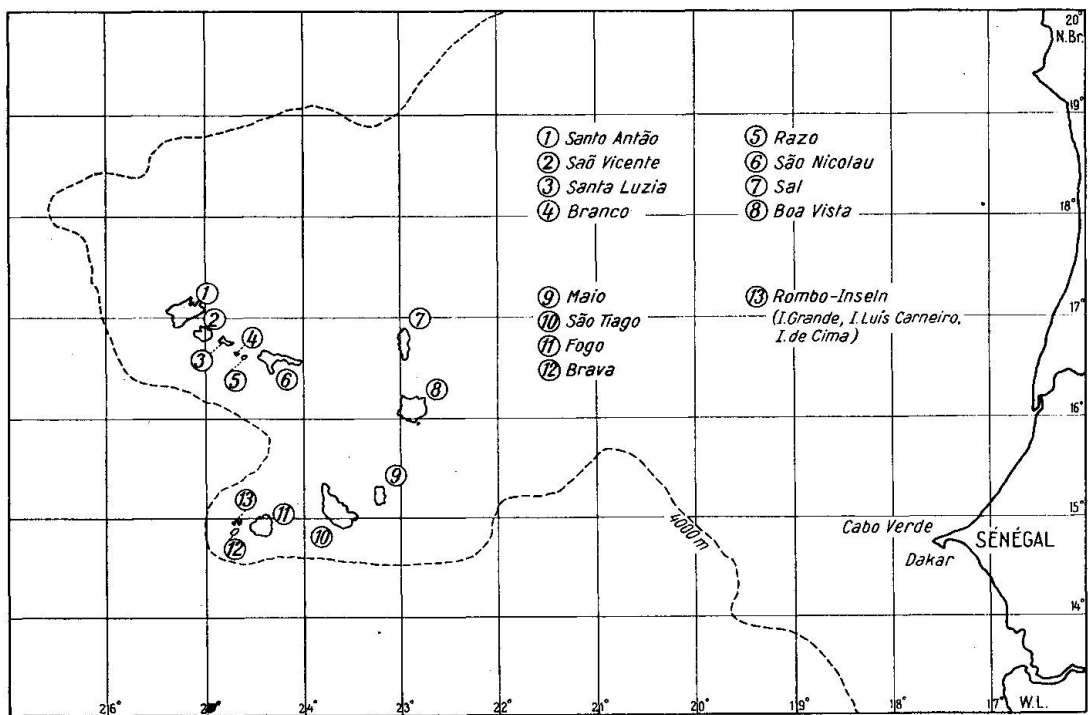


Fig. 1. Der capverdische Archipel und seine Lage zum afrikanischen Kontinent.

den: eine Spalte von WNW–ESE-Richtung mit S. Antão, S. Vicente, S. Luzia, Branco, Razo und S. Nicolau, eine weitere mit ungefähr N–S-Verlauf mit Sal, Boa Vista und Maio, sowie eine dritte mit ENE–WSW-Orientierung mit den Inseln S. Tiago, Fogo, Brava und den Rombo-Inseln. Auf Grund der morphologischen Verhältnisse ergibt sich, dass die auf der N–S-Spalte liegenden Inseln Sal, Boa Vista und Maio die ältesten Bildungen des Archipels sein müssen. Die jüngste Insel ist offenbar Fogo, auf welcher mit 2829 m ü. M. auch die höchste Erhebung erreicht wird. Fogo zeigt eine Morphologie, welche, abgesehen von den

bedeutend grösseren Dimensionen, eine überraschende Übereinstimmung mit derjenigen des Vesbischen Vulkans (Somma-Vesuv) aufweist. Die halbkreisförmige sogenannte Bordeira entspricht der Somma und stürzt in Steilwänden von ca. 800 m Höhe zur Chã das Caldeiras ab, welche dem Atrio del Cavallo bzw. Valle del Inferno entspricht. Im Innern der Bordeira baut sich der regelmässige, 2829 m hohe Pico de Fogo analog dem Vesuvkegel auf. Zum Unterschied gegenüber dem vesbischen Vulkan zeigt der Vulkan von Fogo zusätzlich eine Reihe kleiner Adventivkrater, welche wohl durch die bedeutend grössere Erhebung und den dadurch bedingten grösseren Druck der Magmensäule im Hauptförderkanal auf die unterliegenden Partien bedingt sind. Der Pico de Fogo ist der einzige heute noch aktive Vulkan der Capverden. Ausbrüche sind bekannt von 1675, 1680, 1690, 1757, 1761, 1769, 1785, 1799, 1817, 1847, 1852, 1857, 1909 (nach I. FRIEDLAENDER) und neuerdings von 1951.

Die geförderten Vulkanite des capverdischen Archipels sind überwiegend basisch. Nach J. BACELAR BEBIANO (1932) beträgt der Anteil der als „Basalte“ zusammengefassten basischen Gesteine hinsichtlich der von ihnen eingenommenen Oberfläche mehr als 80%, während „Phonolithe“ nur zu 9% vertreten sind. Dazu kommen auf einigen Inseln (S. Vicente, Sal, Boa Vista, Maio, S. Tiago, Rombo-Inseln, Brava, S. Antão) noch holokristallinkörnig ausgebildete Eruptivgesteine, welche früher allgemein als „Diorite“ bezeichnet und als einem alten Grundgebirge zugehörig angesehen wurden. Neuere Untersuchungen haben jedoch gezeigt, dass es sich dabei ausnahmslos um essexitisch-theralithische und nephelinmonzonitisch-foyaitische Typen handelt, welche subvulkanisch erstarrte Teile der gleichen Magmen darstellen, wie sie auch als Laven ausgeflossen sind, und welche daher dem gleichen Magmenherd entstammen. Die zahlreichen Proben derartiger Gesteine in der Sammlung I. FRIEDLAENDERS bestätigen ausnahmslos eine solche Auffassung. Eigentliche Diorite, oder gar Granite, sowie Gesteine, welche Spuren mechanischer Deformationen aufweisen, fehlen. Das junge, das heisst spät- bis postmesozoische Alter dieser Gesteine wird auch durch zahlreiche Kontaktmetamorphosen an mesozoischen Kalken bewiesen. Das mesozoische Alter dieser Kalke wurde zum ersten Male auf Grund der Aptychenfunde FRIEDLAENDERS (I. FRIEDLAENDER, 1912; F. HENNIG, 1913) erkannt. Bei zunehmender Kenntnis des Archipels erwiesen sie sich als bedeutend verbreiteter als früher angenommen. J. BACELAR BEBIANO (1932) schätzt ihren Anteil oberflächenmässig auf ca. 5%. Hierdurch nehmen die Capverden unter den mittelatlantischen Inseln eine Sonderstellung ein, indem auf keiner anderen Inselgruppe mesozoische Sedi-

mente eine so grosse Verbreitung besitzen. Nach neueren Untersuchungen (R. STAHLCKER, 1935; A. SOUZA TORRES und J. M. PIRES SOARES, 1946; J. M. PIRES SOARES, 1948, u. a.) handelt es sich um eine 400—500 m mächtige Sedimentserie von kretazischen und teilweise auch noch oberjurassischen Kalken, Mergeln und Tonen, welche, wohl in Zusammenhang mit den Faltungen des Atlssystem, tektonisch stark gestört und teilweise bis zur Vertikalen aufgerichtet sind. Tertiäre Sedimente sind den eruptiven Bildungen eingeschaltet.

Die geschilderten Verhältnisse zeigen deutlich, dass es sich im Falle der Capverden nicht um eine eigentliche ozeanische, das heisst auf dem Boden des Ozeans aufgebaute Vulkangruppe handeln kann, sondern dass sie dem niedergebroschenen und zerstückelten Randgebiet des afrikanischen Kontinentalschelfes aufsitzt. Damit steht auch die lineare Anordnung der einzelnen Inseln, wie sie schon erwähnt wurde, in Zusammenhang. Diese Erkenntnis veranlasst, sofort danach Ausschau zu halten, ob eventuell ähnliche vulkanische Bildungen auf dem benachbarten heutigen Kontinent zu finden seien. Dies trifft in der Tat zu im Gebiet des Cap Vert und bei Dakar und Rufisque (Sénégal), wo sie schon durch J. CHAUTARD (1907) beschrieben wurden. Für diese Eruptivvorkommen, welche sich denjenigen des capverdischen Archipels in bezug auf Mineralbestand und Chemismus vollkommen einordnen, konnten durch J. CHAUTARD zwei Serien unterschieden werden, eine ältere von senonem Alter und eine jüngere, postmitteleozäne.

Für die Capverden selbst ist eine genaue Datierung der Eruptionen nicht möglich. Es darf jedoch aus Analogie mit den Verhältnissen auf dem Festlande wohl angenommen werden, dass die magmatische Tätigkeit ebenfalls schon in der oberen Kreide begonnen hat. Eine Erosionsdiskordanz mit tiefgründiger Verwitterung der Oberfläche und Bildung junger Sedimente, für welche miozänes Alter vermutet werden darf und auf welche neue Eruptivbildungen folgen, zeigt, dass sich die Eruptivtätigkeit im Gebiete der Inseln ebenfalls in zwei Perioden abgespielt haben muss, wobei sich die jüngere bis in die Jetztzeit erstreckt (Fogo). Pleistozäne marine Kalke und Kalksandsteine, welche der jungen Serie eingeschaltet sind, zeigen, dass auch die Tätigkeit der jüngeren Periode eine intermittierende war.

Für beide Eruptionsperioden ist der petrographisch-chemische Charakter, wie dies auch für die festländischen Vorkommen der Fall ist, durchaus übereinstimmend, was eine Gesamtbetrachtung vom rein chemischen Standpunkt aus als erlaubt erscheinen lässt. Obwohl die Eruptionsfolge und besonders auch die genauere Stellung vieler der beschrie-

benen Gesteine nicht näher bekannt sind, dürfte feststehen, dass der allgemeine Ablauf für beide Perioden grosse Übereinstimmung zeigt. In beiden Fällen folgten auf basaltisch-trachydoleritische Ergüsse, welche rein mengenmässig dominieren, differenzierte Nachschübe. Diese zeigen einerseits leukokraten, im weiteren Sinne phonolithischen Charakter, andererseits jedoch melanokraten, weitgehend ankaratritischen. Die holokristallin erstarrten Subvulkanite entsprechen im weiteren Sinne phonolithischen Nachschüben, von welchen zum Teil nicht genau bewiesen werden kann, welcher Periode sie angehören. Für viele erscheint es jedoch sehr plausibel, dass sie der älteren zuzurechnen sind.

### C. Chemismus der Capverden-Gesteine

#### a) Überblick über die chemische Variation

Dank der erwähnten neueren Arbeiten von J. BACELAR BEBIANO (1932), H. ERMERT (1936), G. M. PART (1950), C. F. TORRE DE ASSUNÇÃO (1954) u. a. ist man heute über die chemischen Verhältnisse der Capverden-Gesteine bedeutend besser informiert als dies während langen Zeiten der Fall war. Von den Inseln existieren heute 64 als zuverlässig erscheinende Gesteinsanalysen, wozu noch deren 8 von den festländischen Vorkommen des Cap Vert und von Dakar (Sénégal) kommen. Zwei weitere neue Analysen von anscheinend unfrischen Trachyten von S. Antão konnten wegen starken Al-Überschusses nicht berücksichtigt werden. Die NIGGLI-Werte der 73 verfügbaren Analysen sind in Tabelle 1 bereits nach bestimmten, weiter unten näher zu erläuternden Kriterien angeordnet, zusammengestellt. Quellen und Analytiker finden sich in Tabelle 2. Wie die Kolonne „Magma“ zeigt, treten vorwiegend Magmen der Natronreihe, zum geringeren Teil auch solche der Kalkalkalireihe auf. Daraus kann gefolgert werden, dass die Gesamtprovinz atlantischen Typus aufweist. Auffällig ist jedoch, dass sich für gleiche oder sehr benachbarte si-Zahlen sowohl schwachatlantische bis pazifische oder gar rein pazifische sowie andererseits auch stark atlantische, alkalireiche Magmen finden. Es ist somit für das Variationsdiagramm nach P. NIGGLI zum vorneherein nur eine schlechte Korrelation zu erwarten. Dies findet sich in der Tat durchaus bestätigt, wie zum Beispiel aus dem si/alk-Diagramm von Fig. 2 hervorgeht. Weit entfernt davon, klare Verhältnisse mit guter Korrelation zu zeigen, wie man sie etwa von Madeira oder von den Azoren kennt, erinnert das Bild vielmehr an dasjenige, wie es zum Beispiel durch A. RITTMANN (1933) für den vesbischen Vulkan (Somma-Vesuv) gefunden wurde. Hier liessen sich die Verhältnisse be-

Tabelle 1. *Chemismus der jungen Eruptivgesteine der Capverden und des benachbarten Festlandes*

a) Serie Ia „basaltisch-trachytisch“

Nr.	Gestein, Fundort	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	qz	Si°	Az°	Magma
1	Dolerit Morro Negro, Boa Vista	103,0	17,2	46,5	28,9	7,4	0,21	0,54	6,1	0,5	-26,6	0,80	0,51	hawaiitisch
2	Trachydolerit N Pier, Mindelo, S. Vicente	119,2	28,2	39,7	21,9	10,2	0,29	0,43	2,2	0,4	-21,6	0,85	0,54	orbitisch
3	Doleritischer Gabbro 1300 m NW Mte. Cavallo, S. Vicente	120,6	20,2	42,4	30,7	6,7	0,08	0,59	3,9	0,5	-	0,95	0,55	pyroxengabbroid
4	Doleritischer Basalt Pointe de Fann, Sénégal	128,2	22,1	45,7	21,9	10,3	0,11	0,56	4,3	0,1	-13,0	0,91	0,56	gabbrodioritisch
5	Basalt S. Vicente	138,2	29,9	35,5	20,8	13,8	0,29	0,36	2,1	0,4	-17,0	0,89	0,58	dioritisch
6	Trachyandesit Zwischen Pedras Brancas und Bahia de S. Pedro, S. Vicente	166,3	34,0	32,4	11,2	22,4	0,30	0,50	3,5	0,3	-23,3	0,88	0,62	nosykombitisch
7	Trachyt 1300 m N 150° W Mte. Fateixa, S. Vicente	176,5	38,1	20,3	16,4	25,2	0,47	0,39	3,0	0,5	-23,9	0,88	0,64	monzonit- syenitisch
8	Nephelinmonzonit R. S. Jorge, Praia, S. Tiago	177,9	40,2	12,8	15,9	31,1	0,35	0,50	3,2	0,4	-46,5	0,79	0,64	leukosyenitisch/ essexitfoytaitisch
9	Foyait Pedras Brancas, S. Vicente	193,8	37,9	18,0	8,7	35,4	0,32	0,06	1,4	0,4	-47,8	0,80	0,66	foytaitisch
10	Syenit-Monzonit Cabeço de Tarrafes, Boa Vista	216,6	39,8	16,5	5,5	38,2	0,30	0,24	3,7	0,1	-36,2	0,86	0,68	umpteitisch

Nr.	Gestein, Fundort	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	qz	Si°	Az°	Magma
11	Trachyt Cap des Biches, Sénégal	217,1	40,0	16,7	4,1	39,2	0,27	0,36	2,6	Sp.	-39,7	0,85	0,68	foyaitisch
<b>b) Serie Ib „basaltisch-phonolithisch“</b>														
12	Augitit La Sal	77,0	16,3	45,7	33,4	4,6	0,21	0,56	7,7	0,8	-41,4	0,65	0,44	issitisch
13	Olivinnephelinit Mte. S. Pedro, 5 km N Praia, S. Tiago	78,5	11,9	55,2	27,6	5,3	0,16	0,61	6,7	0,3	-42,7	0,65	0,44	hornblenditisch?
14	Nephelinbasanit Rio João Pinto, Fogo	80,2	10,5	54,2	30,0	5,3	0,23	0,60	5,7	0,1	-41,0	0,66	0,44	pyroxenitisch
15	Basanitoid km 8 der Strasse Mindelo- Madeiral, S. Vicente	87,3	11,8	53,0	28,6	6,6	0,33	0,65	6,0	1,1	-39,1	0,69	0,47	pyroxenitisch
16	Olivinbasalt Nähe Leuchtturm S. Pedro, S. Vicente	88,1	14,0	56,1	24,7	5,2	0,27	0,55	6,9	0,2	-32,7	0,73	0,47	hornblenditisch
17	Ankaramit Osso da Baleia, Maio	89,3	16,2	47,5	29,2	7,1	0,24	0,54	8,3	0,6	-39,1	0,70	0,47	hornblenditisch
18	Limburgitischer Basalt Diokhoul, Cabo Verde, Sénégal	90,8	19,1	46,2	27,6	7,1	0,19	0,59	4,4	0,3	-37,6	0,71	0,48	berondritisch
19	Melanit-Hauynit (endo- gener Einschluss) Rio Vinagre, Brava	90,9	18,8	34,7	39,6	6,9	0,36	0,39	7,0	1,2	-36,7	0,71	0,48	shonkinitisch- missouritisch?
20	Nephelinbasalt SE Morro, Maio	91,6	15,4	45,0	31,7	7,9	0,08	0,52	8,2	0,7	-40,0	0,70	0,48	ankaratritisch
21	Olivinbasalt Quail I., Hafeneingang v. Praia, S. Tiago	92,9	16,4	46,9	29,2	7,5	0,26	0,56	5,6	0,4	-37,1	0,71	0,48	ankaratritisch

Nr.	Gestein, Fundort	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	qz	Si°	Az°	Magma
22	Essexit R. S. Jorge, Praia, S. Tiago	95,2	14,5	48,4	30,0	7,1	0,35	0,62	5,1	0,4	-33,2	0,74	0,49	pyroxenitisch
23	Hornblendetephrit E-Absturz Tarrafal, S. Antão	96,3	22,8	40,7	25,0	11,5	0,14	0,47	4,2	0,7	-49,7	0,66	0,49	gabbrotheralithisch
24	Essexitgabbro Pedra Lume, Sal	98,2	21,5	46,5	19,8	12,2	0,20	0,44	6,4	0,5	-50,6	0,66	0,50	essexitgabbroid
25	Luscladit Sal	98,5	18,8	42,2	30,5	8,5	0,24	0,41	7,2	0,5	-35,5	0,74	0,50	berondritisch
26	Nephelinbasalt Pedrenau, Maio	108,6	21,1	35,5	29,7	13,7	0,15	0,40	8,2	1,1	-46,2	0,70	0,52	melteigitisch
27	Basalt Les Mamelles, Cabo Verde, Sénégal	110,8	22,1	46,1	19,9	11,9	0,12	0,59	4,7	0,3	-36,8	0,75	0,53	essexitgabbrodioritisch
28	Andesit Les Mamelles, Cabo Verde, Sénégal	112,6	21,2	41,3	24,9	12,6	0,17	0,53	4,2	0,4	-37,8	0,75	0,53	essexitgabbrodioritisch
29	Tahitit E-Absturz Tarrafal, S. Antão	119,2	28,0	33,4	18,6	20,0	0,29	0,39	4,8	0,7	-60,8	0,66	0,54	essexitisch
30	Dioritischer Essexit Sal	138,0	37,5	21,2	18,0	23,3	0,31	0,61	6,7	0,3	-55,2	0,71	0,58	larvikitisch
31	Nephelinmonzonit Sal	139,8	30,7	25,4	18,7	25,2	0,29	0,25	4,3	0,4	-61,0	0,70	0,58	ijolithisch
32	Nephelinmonzonit Sal	156,5	33,9	22,4	15,2	28,5	0,25	0,28	3,9	0,4	-57,5	0,73	0,61	tahititisch
33	Nephelinphonolith Sal	173,0	41,0	10,4	10,1	38,5	0,29	0,15	1,9	0,3	-81,0	0,68	0,63	foyaitisch
34	Hornblendephonolith Mte. S. Pedro, 5 km N Praia, S. Tiago	174,0	42,3	10,9	7,2	39,6	0,31	0,07	1,0	Sp.	-84,4	0,67	0,64	foyaitisch

Nr.	Gestein, Fundort	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	qz	Si°	Az°	Magma
35	Foyait Pedra Branca, S.Vicente	180,9	38,9	14,8	9,1	37,2	0,29	0,15	1,6	0,3	-67,9	0,76	0,68	foyaitisch
36	Sodalithphonolith Mte. Cavaló, S.Vicente	189,8	39,1	11,2	5,0	44,7	0,32	0,02	0,4	0,1	-72,2	0,72	0,66	foyaitisch
37	Nephelinmonzonit Sal	191,2	41,6	10,3	3,3	44,8	0,23	0,10	1,0	Sp.	-78,4	0,71	0,66	foyaitisch
<b>c) Serie II (foidreich)</b>														
38	Melilithankaratrit 1000 m NW Mte. Verde, S.Vicente	64,1	10,1	55,4	29,2	5,3	0,20	0,70	5,3	1,0	-57,1	0,53	0,39	vesecit-polzenitisch
39	Ankaratrit Sal	67,6	11,1	53,4	29,4	6,1	0,18	0,63	6,2	0,6	-56,8	0,54	0,40	vesecit-polzenitisch
40	Olivinreicher Ankaratrit Cap Manuel, Dakar, Sénégal	68,0	9,2	58,1	27,6	5,1	0,18	0,70	3,2	0,4	-53,4	0,56	0,40	vesecit-polzenitisch
41	Limburgit Cabo Verde, Sénégal	69,4	14,7	51,4	29,8	4,1	0,16	0,58	2,5	0,4	-47,0	0,60	0,41	issitisch
42	Limburgitischer Basalt Cap Manuel, Dakar, Sénégal	70,8	14,3	51,3	28,5	5,9	0,16	0,66	3,4	0,5	-52,8	0,57	0,41	ankaratritisch
43	Nephelinankaratrit 1000 m SW Mte. Amargosa, S.Vicente	73,4	11,3	55,8	26,1	6,8	0,11	0,64	7,0	0,6	-53,8	0,58	0,42	vesecit-polzenitisch
44	Melilithnephelinit E-Absturz Tarrafal, S. Antão	75,2	21,4	42,9	26,7	9,0	0,21	0,56	3,9	1,3	-60,8	0,55	0,43	?
45	Ijolith, Gang Innenrand d. Somma, Fogo	81,6	23,4	35,8	26,6	14,2	0,25	0,45	4,3	0,9	-75,2	0,52	0,45	gabbromelteigtisch
46	Limburgit Mte. Preto, Fogo	84,7	19,7	41,0	27,2	12,1	0,28	0,52	5,2	0,7	-63,7	0,57	0,46	theralithgabbroid



Nr.	Gestein, Fundort	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	qz	Si°	Az°	Magma
47	Hauynnephelinit Ausserrand der Somma, zw. Montado Nacional u. Mte. Sobrado, Fogo	85,3	22,7	37,6	24,2	15,5	0,24	0,38	4,6	1,0	-76,7	0,53	0,46	theralithgabbroid
48	Limburgit Bei Liso do Fonte (Chã das Caldeiras) Fogo	85,6	18,7	39,6	28,5	13,2	0,28	0,47	6,3	0,7	-67,2	0,56	0,46	gabbrotheralithisch
49	Limburgit Mte. Losma (Chã das Caldeiras) Fogo	86,0	19,1	40,1	26,9	13,9	0,22	0,46	5,7	0,9	-69,6	0,55	0,46	gabbrotheralithisch
50	Hornblendelimburgit Gipfel des Mte. Losna (Chã das Caldeiras) Fogo	86,4	23,0	41,6	23,0	12,4	0,32	0,45	3,4	0,3	-63,2	0,58	0,46	theralithgabbroid
51	Leucitnephelinit Kamm des Somnawalls, Fogo	89,2	21,4	38,3	25,1	15,2	0,32	0,42	6,1	0,9	-71,6	0,55	0,47	theralithgabbroid
52	Limburgit Mte. Cruz, Fogo	90,0	20,5	39,5	26,6	13,4	0,29	0,48	5,1	0,8	-63,6	0,59	0,47	gabbrotheralithisch
53	Basanit Patim, Fogo	90,6	17,7	41,3	30,2	10,8	0,29	0,46	8,1	0,7	-52,6	0,63	0,48	gabbrotheralithisch
54	Tephrit R. Trindade, Fogo	90,7	19,0	39,1	29,4	12,5	0,31	0,45	6,9	0,7	-59,3	0,60	0,48	berondritisch
55	Leucitnephelinit R. Trindade, Fogo	92,8	20,1	35,6	26,7	17,6	0,30	0,47	6,6	1,1	-77,6	0,54	0,48	theralithisch
56	Asche Eruption 1951 des Fogo, gesammelt auf Brava	93,0	24,7	36,0	24,6	14,7	0,26	0,45	0,4	1,8	-65,8	0,59	0,48	theralithgabbroid
57	Basanitoid Vulcão (Caldeira do Fogo) Fogo	96,2	18,2	38,7	27,5	15,6	0,30	0,40	5,0	0,7	-66,2	0,59	0,49	gabbrotheralithisch

Nr.	Gestein, Fundort	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	qz	Si°	Az°	Magma
58	Phonolithischer Tephrit Senhora do Socorro, Fogo	105,9	26,3	28,3	24,0	21,4	0,30	0,34	4,9	0,9	-79,7	0,57	0,51	ijolithisch
59	Monchiquit Mte. d'Agua, Maio	112,8	25,2	27,3	24,7	22,8	0,22	0,37	6,4	0,8	-78,5	0,59	0,53	ijolithisch
60	Tahitit Ribeira de Patim, Fogo	114,5	28,9	22,9	20,0	28,2	0,28	0,37	3,0	0,4	-98,3	0,54	0,53	arkitisch
61	Hauynphonolith Ribeira da Trindade, Fogo	132,2	29,7	14,9	13,5	41,9	0,27	0,24	3,2	0,2	-98,8	0,57	0,57	?
62	Leucitphonolith Ob Ponte Vinagre, Brava	134,2	31,9	15,0	16,3	36,8	0,29	0,23	1,4	0,2	-98,3	0,58	0,57	?
63	Hauynphonolith Ribeira da Trindade, Fogo	141,9	34,8	15,1	14,2	35,9	0,31	0,28	2,4	0,3	-98,4	0,59	0,59	?
64	Hauynphonolith 1,5 km S Furna, Brava	154,1	38,3	13,9	6,1	41,7	0,26	0,22	1,1	0,1	-102,5	0,60	0,61	foyaitisch
<b>d) Serie III (niedrigst silifizerte Melilithgesteine)</b>														
65	Olivin-Melilithankaratrit Sal	58,7	4,0	70,2	22,5	3,3	0,30	0,75	3,9	0,2	-54,5	0,52	0,37	?
66	Melilith-Leucitbasalt Mte. Abrolhal, Boa Vista	58,8	9,4	56,6	27,0	7,0	0,21	0,73	4,4	0,9	-69,2	0,46	0,37	vesecit-polzenitisch
67	Ankaratrit Mte. Batalha, Maio	59,6	8,0	56,4	30,3	5,3	0,20	0,72	4,0	0,8	-61,6	0,49	0,37	vesecit-polzenitisch
68	Olivinmelilithit Ribeira da Trindade, Fogo	60,0	11,9	49,0	29,1	10,0	0,17	0,61	4,6	0,4	-80,0	0,43	0,38	ankaratritisch
69	Olivin-Melilithankaratrit Maio	61,6	6,9	53,1	34,5	5,5	0,20	0,66	5,8	0,6	-60,4	0,50	0,38	vesecit-polzenitisch
70	Ankaratrit Ribeira do Pico, Fogo	69,2	12,4	54,0	24,9	8,7	0,27	0,69	3,6	0,4	-65,6	0,51	0,41	modlibovit- polzenitisch
71	Ankaratrit S. Vicente	76,4	13,6	42,4	30,5	13,5	0,23	0,43	6,3	0,7	-77,6	0,50	0,43	gabbrotheralithisch
72	Melteigit Innenwand d. Somma, Fogo	86,6	19,0	37,5	25,1	18,4	0,25	0,42	5,8	1,4	-87,0	0,50	0,46	theralithisch

Tabelle 2. ( $Q$ ,  $L$ ,  $M$ )-Werte, Analytiker und Quellen zu den Analysen von-Tabelle 1

Nr	Q	L	M	$\pi$	$\gamma$	$\beta$	Analytiker	Quelle
1	24,4	31,2	44,4	0,40	0,27	+0,18	RAOULT	J. BEBIANO BACELAR (1932) 138
2	29,8	44,3	25,9	0,47	0,7	+0,01	REINISCH	R. REINISCH (1912) 656
3	31,0	31,9	37,1	0,50	0,27	+0,15	DE JESUS	A. M. DE JESUS (1931) 29
4	30,2	36,7	33,1	0,37	0,17	+0,17	PISANI	J. CHAUTARD (1907) 437
5	28,2	43,9	27,9	0,37	0,7	-0,03	REINISCH	R. REINISCH (1912) 665
6	32,4	50,6	17,0	0,19	0,00	-0,04	SCHLÜNZ	H. ERMERT (1936) 165
7	33,4	55,1	11,5	0,20	0,10	-0,09	DE JESUS	A. M. DE JESUS (1931) 53
8	30,1	60,6	9,3	0,13	0,31	-0,26	PART	G. M. PART (1950) 424
9	30,2	59,6	10,2	0,04	0,22	-0,23	DE JESUS	A. M. DE JESUS (1931) 35
10	32,6	58,7	8,7	0,02	0,18	-0,18	RAOULT	J. BEBIANO BACELAR (1932) 137
11	32,3	59,5	8,2	0,01	0,16	-0,09	PISANI	J. CHAUTARD (1907) 437
12	17,0	30,3	52,7	0,56	0,30	-0,16	SCHLÜNZ	H. ERMERT (1936) 173
13	14,9	25,4	59,7	0,39	0,27	-0,12	HERDSMAN	G. M. PART (1950) 54
14	15,1	23,4	61,5	0,33	0,31	-0,03	HERDSMAN	G. M. PART (1950) 50
15	17,7	25,7	56,6	0,28	0,27	+0,03	DE JESUS	A. M. DE JESUS (1931) 26
16	19,5	26,9	53,6	0,45	0,21	+0,09	HERDSMAN	G. M. PART (1950) 62
17	18,9	31,6	49,5	0,39	0,28	-0,10	RAOULT	J. BEBIANO BACELAR (1932) 158
18	21,7	34,8	43,5	0,50	0,23	-0,06	PISANI	J. CHAUTARD (1907) 437
19	21,1	34,1	44,8	0,46	0,41	-0,07	HERDSMAN	G. M. PART (1950) 70
20	18,7	31,2	50,1	0,32	0,33	-0,10	RAOULT	J. BEBIANO BACELAR (1932) 159
21	20,1	32,2	47,7	0,37	0,29	-0,06	HERDSMAN	G. M. PART (1950) 62
22	21,6	28,4	50,0	0,39	0,30	+0,14	PART	G. M. PART (1950) 424
23	20,0	43,6	36,4	0,33	0,22	-0,31	HERDSMAN	G. M. PART (1950) 50
24	19,2	42,3	38,5	0,28	0,17	-0,32	SCHLÜNZ	H. ERMERT (1936) 168
25	21,8	34,9	43,3	0,38	0,31	-0,06	RAOULT	A. LACROIX (1934) 264
26	21,2	41,3	37,5	0,21	0,35	-0,23	RAOULT	J. BEBIANO BACELAR (1932) 157
27	23,8	40,7	35,5	0,30	0,16	-0,12	PISANI	J. CHAUTARD (1907) 437

Nr.	Q	L	M	$\pi$	$\gamma$	$\beta$	Analytiker	Quelle
28	23,5	40,2	36,3	0,25	0,27	-0,12	PISANI	J. CHAUTARD (1907) 437
29	21,3	52,6	26,1	0,17	0,21	-0,39	HERDSMAN	G. M. PART (1950) 42
30	25,9	59,6	14,5	0,23	0,12	-0,35	SCHLÜNZ	H. ERMERT (1936) 163
31	23,5	55,8	20,7	0,10	0,32	-0,36	RAOULT	J. BEBIANO BACELAR (1932) 125
32	26,0	57,8	16,2	0,09	0,27	-0,33	RAOULT	J. BEBIANO BACELAR (1932) 125
33	24,6	67,3	8,1	0,02	0,40	-0,45	RAOULT	J. BEBIANO BACELAR (1932) 127
34	24,3	68,6	7,1	0,03	0,31	-0,47	HERDSMAN	G. M. PART (1950) 42
35	26,6	63,2	10,2	0,02	0,30	-0,37	SCHLÜNZ	H. ERMERT (1936) 158
36	26,2	62,7	11,1	0,00	0,27	-0,37	DE JESUS	A. M. DE JESUS (1931) 34
37	25,8	65,7	8,5	0,00	0,24	-0,41	RAOULT	J. BEBIANO BACELAR 124
38	8,1	24,7	67,2	0,31	0,28	-0,50	DE JESUS	A. M. DE JESUS (1931) 27
39	9,0	26,9	64,1	0,29	0,30	-0,50	RAOULT	J. BEBIANO BACELAR (1932) 128
40	9,1	22,9	68,0	0,28	0,26	-0,41	RAOULT	A. LACROIX (1923) 64
41	13,9	29,4	56,7	0,56	0,26	-0,29	V. JOHN	C. V. JOHN (1897) 288
42	12,3	31,0	56,7	0,41	0,27	-0,40	PISANI	J. CHAUTARD (1907) 437
43	11,0	27,1	61,9	0,25	0,26	-0,39	DE JESUS	A. M. DE JESUS (1931) 26
44	14,3	43,1	42,6	0,40	0,20	-0,50	HERDSMAN	G. M. PART (1950) 54
45	12,4	50,1	37,5	0,24	0,29	-0,65	CAREPA	C. F. TORRE DE ASSUNÇÃO (1954) 30
46	14,0	42,7	43,3	0,24	0,30	-0,50	PINTO COELHO u. GUIMARÃES	C. F. TORRE DE ASSUNÇÃO (1954) 125
47	12,3	49,9	37,8	0,19	0,27	-0,63	CAREPA	C. F. TORRE DE ASSUNÇÃO (1954) 18
48	12,9	42,5	44,6	0,17	0,34	-0,54	FERREIRA	C. F. TORRE DE ASSUNÇÃO (1954) 105
49	12,7	43,7	43,6	0,16	0,32	-0,56	FERREIRA	C. F. TORRE DE ASSUNÇÃO (1954) 111
50	15,5	46,9	37,6	0,30	0,22	-0,50	CAREPA	C. F. TORRE DE ASSUNÇÃO (1954) 108
51	13,4	47,0	39,6	0,17	0,30	-0,57	CAREPA	C. F. TORRE DE ASSUNÇÃO (1954) 24
52	15,2	44,2	40,6	0,21	0,30	-0,48	PINTO COELHO u. GUIMARÃES	C. F. TORRE DE ASSUNÇÃO (1954) 125
53	16,5	37,3	46,2	0,24	0,34	-0,33	RAOULT	J. BEBIANO BACELAR (1932) 199
54	15,5	41,1	43,4	0,20	0,35	-0,44	HERDSMAN	G. M. PART (1950) 50
55	12,3	47,2	40,5	0,07	0,37	-0,61	GEOCHEMICAL LAB.	G. M. PART (1950) 54
56	17,3	50,1	32,6	0,26	0,21	-0,55	? PINTO COELHO	C. F. TORRE DE ASSUNÇÃO (1954) 118

Nr.	Q	L	M	$\pi$	$\gamma$	$\beta$	Analytiker	Quelle
57	14,4	42,9	42,7	0,07	0,37	-0,55	GUIMARÃES	C. F. TORRE DE ASSUNÇÃO (1954) 98
58	15,6	54,9	29,5	0,10	0,37	-0,57	FERREIRA	C. F. TORRE DE ASSUNÇÃO (1954) 40
59	16,3	53,5	30,2	0,05	0,42	-0,54	RAOULT	J. BEBIANO BACELAR (1932) 162
60	14,8	62,0	23,2	0,04	0,47	-0,64	FERREIRA	C. F. TORRE DE ASSUNÇÃO (1954) 75
61	15,2	57,9	26,9	0,00	0,46	-0,61	FERREIRA	C. F. TORRE DE ASSUNÇÃO (1954) 46
62	16,7	64,0	19,3	0,00	0,51	-0,62	HERDSMAN	G. M. PART (1950) 42
63	18,2	66,8	15,0	0,00	0,47	-0,59	GEOCHEMICAL LAB.	G. M. PART (1950) 42
64	19,9	70,8	9,3	0,00	0,30	-0,58	HERDSMAN	G. M. PART (1950) 42
65	3,8	12,7	83,5	0,10	0,23	-0,55	RAOULT	A. LACROIX (1923) 65
66	3,2	27,2	69,6	0,15	0,28	-0,82	RAOULT	J. BEBIANO BACELAR (1932) 142
67	4,6	22,3	73,1	0,20	0,29	-0,69	RAOULT	J. BEBIANO BACELAR (1932) 160
68	1,4	35,1	63,5	0,09	0,35	-0,94	GUIMARÃES	C. F. TORRE DE ASSUNÇÃO (1954) 49
69	4,6	20,5	74,9	0,11	0,37	-0,66	RAOULT	A. LACROIX (1923) 64
70	7,6	32,5	59,9	0,17	0,27	-0,65	FERREIRA	C. F. TORRE DE ASSUNÇÃO (1954) 83
71	6,6	38,6	54,8	0,00	0,40	-0,74	DE JESUS	A. M. DE JESUS (1931) 27
72	8,9	48,4	42,7	0,02	0,35	-0,72	CAREPA	C. F. TORRE DE ASSUNÇÃO (1954) 30

kanntlich durch die Überlagerung einer Reihe von Differentiationsserien verschiedenen Alters und unterschiedlicher Silifizierung deuten. Es liegt daher durchaus nahe, auch die Capverden-Gesteine hinsichtlich ihrer Silifizierung etwas näher zu betrachten. Hierzu eignen sich auch hier, wie im Falle des vesbischen Vulkans, die durch A. RITTMANN eingeführ-

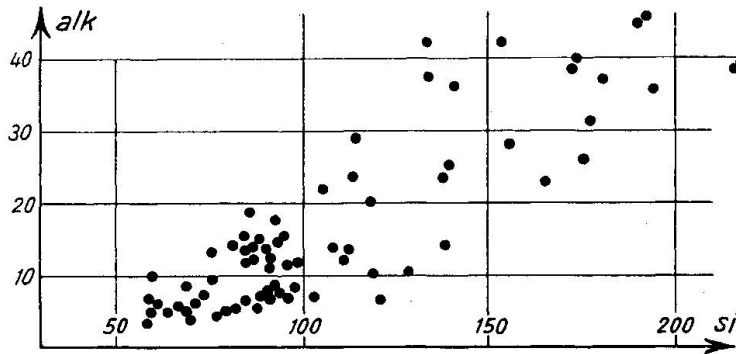


Fig. 2. Korrelation von si und alk für die Gesamtheit der analysierten Gesteine der Capverden und des senegalesischen Festlandes.

ten Begriffe des Silifizierungsgrades  $Si^\circ$  und des Aziditätsgrades  $Az^\circ$ . Sie sind (RITTMANN, 1933) wie folgt definiert:

$$Si^\circ = \frac{\text{Anzahl der gesamten } SiO_2\text{-Äquivalente}}{\text{Anzahl der zur Höchstsilifizierung benötigten } SiO_2\text{-Äquivalente}}$$

oder in NIGGLI-Werten ausgedrückt:

$$Si^\circ = \frac{si}{100 + 4 alk} \quad \text{für den Fall, dass } al > alk,$$

$$Si^\circ = \frac{si}{100 + 3 al + alk} \quad \text{für den Fall, dass } al < alk,$$

$$Az^\circ = \frac{\text{Anzahl der vorhandenen } SiO_2\text{-Äquivalente}}{\text{Anzahl der gesamten überhaupt vorhandenen Oxyd-Äquivalente}}$$

oder in NIGGLI-Werten ausgedrückt:

$$Az^\circ = \frac{si}{si + al + fm + c + alk} = \frac{si}{si + 100}.$$

Wie früher gezeigt wurde (C. BURRI, 1956), fallen durch die Verhältnissbildung die gemeinsamen Nenner, der Summe der Basenäquivalente entsprechend, heraus, so dass  $Si^\circ$  und  $Az^\circ$  tatsächlich Verhältnisse der Masszahlen der betrachteten Äquivalente darstellen.

Stellt man die  $Si^\circ$ - und  $Az^\circ$ -Werte, wie sie in Tabelle 1 aufgeführt sind, in einem rechtwinkligen Korrelationsdiagramm einander gegenüber (Fig. 3), so erkennt man sehr deutlich eine Aufteilung des Punktfeldes

in vier Gruppen, welche mit Ia, Ib, II und III bezeichnet werden sollen. Die Abgrenzung wird wie folgt vorgenommen:

Ia	$Si^{\circ} > 0,79$
Ib	$0,76 > Si^{\circ} > 0,65$
II	$0,63 > Si^{\circ} > 0,52$
III	$0,52 > Si^{\circ}$

Gesteine mit  $Si^{\circ} > 1$  sind nicht vorhanden, was mit dem durchwegs negativen qz in Übereinstimmung steht. Die Verhältnisse sind somit formal (und abgesehen von der vorhandenen Na-Vormacht) durchaus ähnlich denjenigen des vesbischen Vulkans, und sie müssen sich daher auch durch die Annahme des Vorhandenseins von Gesteinsserien verschiedener

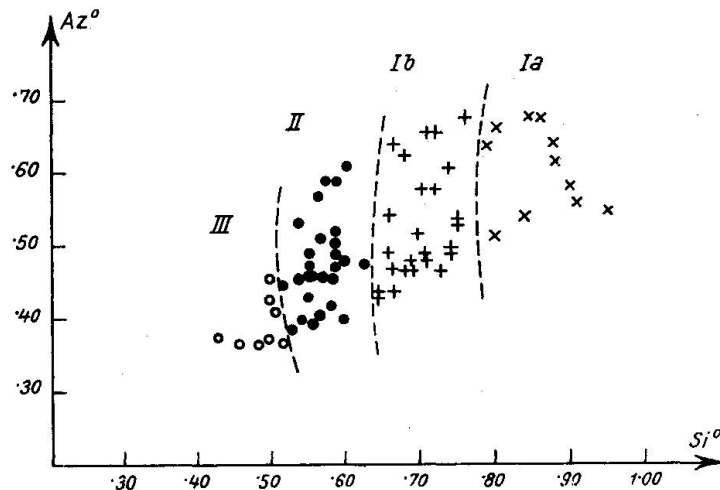


Fig. 3. Ausscheidung von vier Gesteinsserien verschieden hoher Silifizierung auf Grund der Korrelation von  $Si^{\circ}$  und  $Az^{\circ}$ .

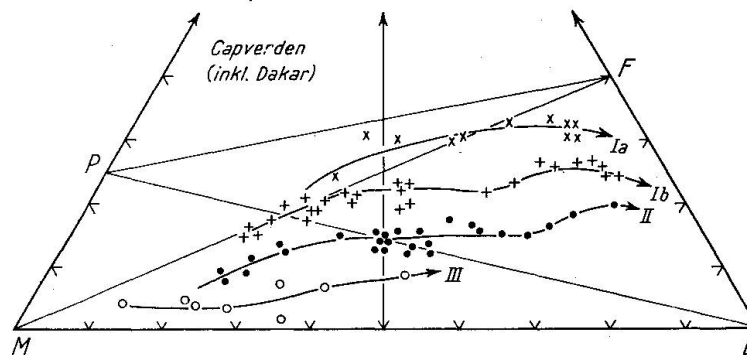


Fig. 4. QLM-Projektion sämtlicher analysierter Gesteine der Capverden und des senegalesischen Festlandes. Die vier in Fig. 3 ausgeschiedenen Serien verschieden hoher Silifizierung heben sich deutlich durch ihr Q-Niveau heraus. Signaturen wie in Fig. 3.

Silifizierung deuten lassen. Diese sind in der Zusammenstellung von Tabellen 1 und 2 bereits als Einteilungsprinzip gewählt worden. Bevor die einzelnen Serien jedoch durch ihre Variationsdiagramme nach NIGGLI charakterisiert werden, soll das QLM-Dreieck betrachtet werden. Da in diesem niedrigstsilifizierte, in der Natur bekannte, oder auch nur theoretisch postulierte sogenannte Basisverbindungen dem bei ihrer Berechnung übrigbleibenden  $\text{SiO}_2$  gegenübergestellt werden, müssen sich verschiedene Silifizierungsstufen durch ihr unterschiedliches Niveau im Dreieck deutlich herausheben. Die direkt aus den Analysen berechneten QLM-Werte sind in Tabelle 2 zusammengestellt. Ihre Projektion im QLM-Dreieck, unter Verwendung der gleichen Symbole wie in Fig. 3, zeigt Fig. 4. Die verschiedenen auf Grund der  $\text{Si}^\circ$ -Werte unterschiedenen Serien heben sich tatsächlich sehr klar heraus.

Serie Ia ist eine Serie, deren Bildpunkte ungefähr längs der Geraden MF angeordnet sind. Man kann sie als eine basaltisch-trachybasaltisch-trachytische Serie bezeichnen. Sie ist sowohl auf den capverdischen Inseln, wie auch auf dem Festlande (Sénégal) vertreten, wobei sich die festländischen Vorkommen sehr gut in das Feld der übrigen Punkte einordnen. Derartige Serien sind von zahlreichen Vorkommen gut bekannt. Von den mittelatlantischen Vulkaninseln kennt man sie zum Beispiel in sehr typischer Ausbildung von Madeira oder von den Azoren, wie ein Vergleich mit Figur 5 zeigt. Auf den Azoren finden sich dazu, als zusätzliche Besonderheit, noch die erst kürzlich durch L. BERTHOIS (1953) beschriebenen Ägirinrhyolithe vom Typus Hakutoit (LACROIX), in Figur 5 mit H bezeichnet.

Serie Ib verschmilzt im basaltisch-trachydoleritischen Teil mit Ia, tendiert jedoch deutlich für ihren leukokraten Teil nicht auf den Tra-

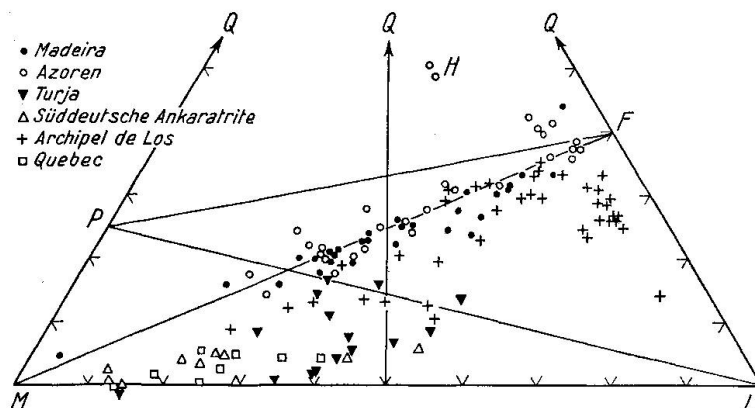


Fig. 5. QLM-Projektion einiger verschieden hoch silifizierten Gesteinsserien zum Vergleich mit Fig. 4. H: Alkalirhyolithe der Azoren vom Typus Hakutoit.



chyt- (F-) Pol hin, sondern auf einen Punkt zwischen F und L. Dies bedeutet, dass nicht alle Feldspatoidkomplexe zu Feldspäten silifiziert werden können, so dass die leukokraten Glieder dieser Serie nicht trachytisch, sondern phonolithisch sind. Das Nebeneinandervorkommen von Trachyten und Phonolithen als leukokrate Glieder in atlantischen Provinzen ist jedoch durchaus nichts aussergewöhnliches. Als eingehender diskutiertes Beispiel seien zum Beispiel die Marquesas-Inseln (C. BURRI und P. NIGGLI, 1945, S. 484—489, auf Grund der Arbeiten von A. LACROIX und L. J. CHUBB) erwähnt. Die Bildung von Phonolithen an Stelle von Trachyten kann dabei entweder durch vermehrte Absaigerung von Pyroxen an Stelle von Olivin, oder aber durch pneumatolithische Alkali-anreicherung in der Restschmelze bedingt sein, wie dies etwa für phonolithische Nachschübe auf Ischia durch A. RITTMANN (1948) plausibel gemacht wurde. In Anbetracht dieser Umstände schien es daher angezeigt, die basaltisch-trachytische und die basaltisch-phonolithische Serie nicht scharf voneinander zu trennen. Sie wurden daher als Ia bzw. Ib bezeichnet. Die beiden Serien entsprechen der normalen Entwicklung eines basaltischen Magmas unter dem Einfluss der gravitativen Kristallisationsdifferentiation mit Absaigern der dunkeln Gemengteile, vor allem Olivin  $\pm$  Pyroxen, sowie basischem Plagioklas, eventuell verbunden mit lokaler pneumatolytischer Alkalianreicherung. Das mengenmässige Zurücktreten der trachytisch-phonolithischen Differentiate gegenüber den dominierenden Basalten im weiteren Sinne, wie es auch auf den Capverden konstatiert wurde, ist hierbei sehr typisch und durchaus zu erwarten.

Serie II zeigt ein ganz anderes Bild. Indem die Bildpunkte alle deutlich auf einem tieferen Q-Niveau angeordnet sind und die Linie MF nirgends erreicht wird, resultiert eine foidreiche Serie. Neben vesicitpolzenitischen Ankaratriten und Limburgiten von issitischem bis theralithgabbroidem und gabbrotheralithischem Chemismus treten auch gabbromelteigitische und ijolithische Gesteine auf. Bemerkenswert ist auch für diese Serie, dass sich die festländischen Vorkommen glatt in diejenigen der Inseln einordnen.

Eine Gesteinsserie, welche sich eng an die eben betrachtete Serie II anschliesst, ist unter anderem von den Los-Inseln, welche der Guinea-Küste auf der Höhe von Konakry vorgelagert sind, bekannt. Die auf diesen Inseln vorkommenden Nephelinsyenite, welche von einem reichen Gangfolge begleitet sind, wurden durch A. LACROIX in einer Serie von Arbeiten eingehend beschrieben (A. LACROIX, 1911, 1912, 1918, 1924, 1931). Ausser Gesteinen, welche Serie II entsprechen, finden sich, wie

sich aus Figur 5 ergibt, auch solche entsprechend den Serien Ia und Ib. Die Gesteine der Los-Inseln, für welche eine Altersbestimmung auf geologisch-stratigraphischer Basis nicht möglich ist, wurden auch deshalb hier zum Vergleich herangezogen, weil gelegentlich die Vermutung ausgesprochen wurde (z. B. C. TEXEIRA, 1950), dass sie ebenfalls der mittelatlantischen Provinz zuzurechnen seien. Aus rein chemischen Gründen lassen sich, wie aus Figur 5 hervorgeht, keine Einwände gegen diese Auffassung erheben, ausser dass dem Reichtum an seltenen Mineralien in den Gesteinen der Los-Inseln (Eudyalith, Hjortdahlit, Låvenit, Astrophyllit, Rosenbuschit, Katapleit, Villaumit, Serandit, wobei die beiden letzteren zum ersten Male von diesem Vorkommen beschrieben) auf den mittelatlantischen Vulkaninseln nichts entsprechendes gegenübersteht. Da ferner auf den Los-Inseln nur Plutonite und Ganggesteine vorhanden sind und jegliche Spur von Vulkanismus fehlt, müssten sie unbedingt einer älteren Phase der magmatischen Tätigkeit der mittelatlantischen Provinz angehören. Da ihre Eruptivgesteine nach der Lage des ganzen Vorkommens sehr wohl mit dem Zusammenbruch des afrikanischen Kontinentalschelfes in Zusammenhang gebracht werden könnten, ist dies nicht unmöglich. Die Zugehörigkeit der Alkaligesteine der Los-Inseln zur mittelatlantischen Provinz im weitern Sinne ist somit nach dem heutigen Stande der Kenntnisse nicht zum vornherein auszuschliessen, wenn sie auch nicht direkt bewiesen werden kann.

Serie III schliesslich ist durch eine extrem niedrige Silifizierung ausgezeichnet, wie sie in dieser Art nicht häufig konstatiert wird. Die Gesteine sind zur Hälfte vesecit-polzenitische Ankaratrite  $\pm$  Melilith sowie als leukokrates Endglied theralithischer Melteigit. Vielfach ist  $Q < 5$ . Chemisch analoge Gesteine finden sich als Vulkanite unter den Ankaratriten Süddeutschlands (Hegau, Schwäbische Alb, Katzenbuckel etc.), von denen einige Beispiele in Figur 5 eingezeichnet sind. Vom chemischen Standpunkte aus sind auch gewisse melilithreiche Gesteine von Turja (Halbinsel Kola), wie sie durch E. H. KRANCK und D. BELJANKIN (E. H. KRANCK, 1928) beschrieben wurden, vergleichbar. Sie sind in Figur 5 ebenfalls eingezeichnet wie auch die mit ihnen vergesellschafteten ijolithisch-malignitischen Gesteine, welche in bezug auf Silifizierung Serie II entsprechen. Als weitere sehr niedrig silifizierte Serie können ferner noch die Monticellit-Alnöite und Okaite der Provinz Quebec, Kanada (N. L. BOWEN, 1922; J. STANSFIELD, 1923, 1926) zum Vergleich herangezogen werden. Als Ganzes zeigt das Diagramm Figur 4 auch eine grosse Ähnlichkeit mit demjenigen von Alnö (H. v. ECKERMANN, 1948, S. 46, Fig. 9).

Aus Figur 4 ist klar ersichtlich, wie sich für die 4 ausgeschiedenen Serien mittlere Kurven ziehen lassen. Diese konvergieren alle gegen M hin, was besagt, dass die Absaigerung von Olivin in allen Fällen eine Rolle gespielt haben muss. Die unter verschiedenem Winkel zu ML bzw. MF von M ausstrahlenden Geraden im QLM-Dreieck lassen sich auf einfache Weise analytisch ausdrücken, was eine Möglichkeit für die zahlenmässige Charakterisierung der unterschiedenen Differentiationsserien ergibt.

Für die Gesamtheit der von M ausstrahlenden Geraden gilt, dass  $Q/L = \text{konst.}$  Für die wichtige Verbindungslinie MF gilt im besonderen, dass  $Q/L = 2/3$  bzw.  $3Q/2L = 1$ . Setzt man nach dem Vorschlage von P. NIGGLI  $3Q/2L - 1 = \beta$ , so gilt für Punkte auf MF, dass  $\beta = 0$ , für solche auf ML, dass  $\beta = -1$ , und für solche auf MQ, dass  $\beta = +\infty$ . Punktlagen im QLM-Dreieck lassen sich somit in bezug auf ihre Lage zu von M ausstrahlenden Geraden durch Zahlenwerte zwischen  $-1$  und  $+\infty$  charakterisieren.

In Tabelle 2 ist  $\beta$  für sämtliche in Betracht gezogene Analysen aufgeführt. Es zeigt sich deutlich, dass schwach positive  $\beta$  nur für einige wenige basische Gesteine der Serien Ia und Ib auftreten. Für alle übrigen Gesteine ist  $\beta < 0$ , wobei die negativen  $\beta$ -Werte in Richtung von II und III zunehmen.

Es ist nun von grossem Interesse, zu untersuchen, wie sich die 4 unterschiedenen Tendenzen im Variationsdiagramm nach P. NIGGLI darstellen (Fig. 6). Man erkennt deutlich, wie für die Reihenfolge Ia  $\rightarrow$  Ib  $\rightarrow$  II  $\rightarrow$  III die Silifizierung abnimmt, indem das ganze Kurvenbild sich immer mehr nach niedrigeren si-Werten verschiebt, so dass zum Beispiel gleich hohe alk-Werte niedrigeren si-Werten zugeordnet erscheinen. Serie Ia zeigt durchaus ein Bild, wie es üblicherweise als „schwach atlantisch“ bezeichnet wird. Die relativ grosse Differenz (al-alk) zeigt, dass normativer Anorthit eine bedeutende Rolle spielt, was das Auftreten von Magmentypen wie hawaiitisch, orbitisch, pyroxengabbroid, gabbrodioritisch, wie sie auch in typisch pazifischen Serien vorkommen, sofort verstehen lässt. Erst für  $si > 150$  finden sich Magmentypen, wie sie in pazifischen Provinzen im allgemeinen nicht auftreten: nosykombitisch, monzonitsyenitisch sowie foyaitisch und umptekitisch. Provinzen, welche einen derartigen Typus zeigen, sind weitverbreitet; im Gebiete des Atlantischen Ozeans gehören vor allem hierher: die Azoren, Madeira und Tristan da Cunha.

Für die Serie Ib sind die atlantischen Merkmale deutlicher ausgeprägt. Die Silifizierung ist niedriger, was sich unter anderm daraus ergibt, dass

alk-Werte um 10 nun bei si um 100 auftreten, während dies für Serie Ia bei si um 130 der Fall war. Ausserdem beträgt (al – alk) nun nur noch etwa die Hälfte des Betrages von Serie Ia. Magmen der Kalkalkalireihe fehlen vollständig und im weitern Sinne Na-gabbroide sind reichlich vertreten. Das Variationsdiagramm entspricht weitgehend dem Typen-

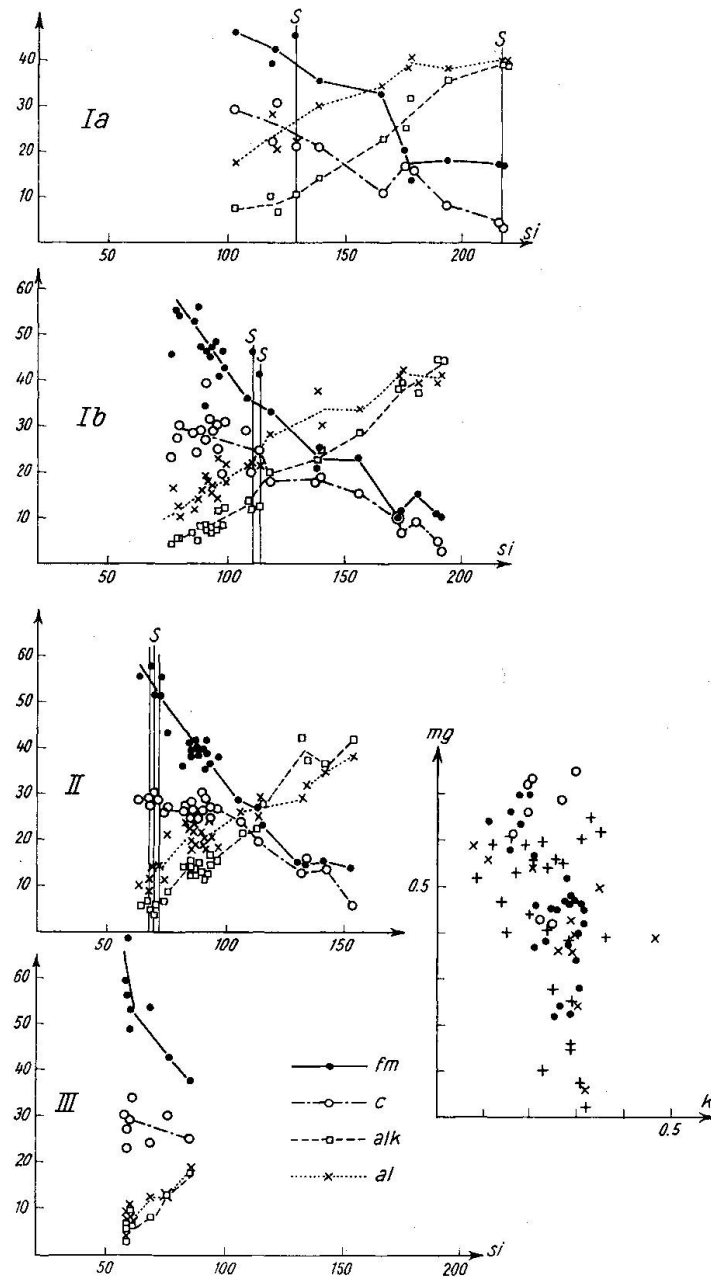


Fig. 6. Darstellung der vier in Fig. 3 und 4 unterschiedenen Gesteinsserien im Variationsdiagramm nach P. NIGGLI. S: Laven des senegalesischen Festlandes. Signaturen des k/mg-Diagramms wie in Fig. 3 und 4.

diagramm der Na-Reihe nach P. NIGGLI (1923). Das rasche Ansteigen bzw. Abfallen der Variationskurven im relativ beschränkten si-Bereiche von 80—200 bildet einen charakteristischen Unterschied gegenüber dem Diagramm von Serie Ia, welches mit seinem auf ein grosses si-Intervall verteilten stetigen An- bzw. Absteigen der Kurven noch durchaus an die Verhältnisse pazifischer Serien gemahnte. Das an  $\text{SiO}_2$  übersättigte Gebiet, welches durch einen horizontalen Kurvenverlauf mit  $\text{al} \sim \text{alk} \sim 40$ ,  $\text{fm} \sim 10$  und  $\text{c} \sim 5$  ausgezeichnet wäre, ist hier nicht vertreten, da übersättigte Gesteine der ganzen Provinz fremd sind. Serie Ib kann als „normal-atlantisch“ bezeichnet werden.

Serie II zeigt eine konsequente Weiterentwicklung der Verhältnisse, wie sie bereits für die Reihenfolge Ia → Ib beobachtet wurden. Sowohl die Silifizierung, wie (al – alk) nehmen beide weiter ab, und der Kurvenabfall bzw. -anstieg verläuft noch steiler. Sämtliche Kurven schneiden sich annähernd gleichzeitig im si-Intervall von 100—115. Es liegt somit eine deutliche Tendenz zur Bildung ijolithischer Magmen (Idealfall:  $\text{al} = \text{fm} = \text{c} = \text{alk} = 25$ ,  $\text{si} = 100$ ) vor, und das ganze Kurvenbild entspricht weitgehend demjenigen der „ijolithischen Zweigreihe“ nach P. NIGGLI (1923). Serie II stellt somit einen ausgeprägt „stark atlantischen“ Typus dar, mit Ausbildung foidreicher bis foiditischer Gesteine.

Eigenartig ist der Chemismus zweier als „Phonolithe“ bezeichneter Gesteine (Nr. 62 und 63) mit  $\text{si} = 134$  und  $142$ , welche sich keinem der NIGGLISchen Magmentypen zuordnen lassen. Der Umstand, dass derartige Gesteine sowohl von Fogo, wie von Brava beschrieben wurden sowie dass die nahe übereinstimmenden Analysen von verschiedenen Autoren stammen, zeigt, dass es sich nicht nur um vereinzelte Bildungen oder gar um analytische Irrtümer handeln kann. Der mittlere Chemismus ist gegeben durch:

si	al	fm	c	alk	k	mg
140	33	15	15	37	0,30	0,25

Es handelt sich somit um ein deutlich peralkalisches Magma mit ( $\text{alk} - \text{al}$ ) = 4 bei relativ hohem al. Im Gegensatz zum tinguaitischen oder urtinguaitischen Magma (P. NIGGLI, 1936, S. 357):

si	al	fm	c	alk	k	mg
170 bzw. 100	36	15	7	42	0,2	0,15

ist jedoch c deutlich höher. Da es sich offenbar um durch Kalkaufnahme endomorph veränderte Gesteine handelt, soll von der Einführung eines neuen Magmatypus abgesehen werden.

Einen prinzipiell ähnlichen Fall stellt ein als „Hauynphonolith“ bezeichnetes Gestein (Nr. 61) dar:

si	al	fm	c	alk	k	mg
132	29,7	14,9	13,5	41,9	0,27	0,21

Auch hier handelt es sich offenbar um ein niedrignsilifiziertes, peralkalisches, jedoch c-reiches Magma, welches seinen Charakter einer Kalkaufnahme verdankt.

Serie III schliesslich zeigt bei noch niedrigerer Silifizierung ein (al – alk) um Null. Trotzdem nur sehr si-arme Glieder auftreten, erkennt man deutlich den extrem steilen Kurvenverlauf. Die extrem niedrige Silifizierung, welche hart an der Grenze des ohne Auftreten von Calcit überhaupt Möglichen liegt, hat die Bildung melilithreicher, polzenitischer Gesteine zur Folge.

Zusammenfassend ergibt sich somit für die Folge Ia → Ib → II → III eine zunehmende Desilifizierung unter gleichzeitiger Abnahme der Differenz (al – alk), das heisst unter gleichzeitiger Abnahme des normativen Anorthites bis zum völligen Verschwinden desselben. Diese Verhältnisse können auch durch Betrachten der sogenannten Isofalie illustriert werden. Da der Schnittpunkt der al- und fm-Kurven weitgehend durch deren mehr oder weniger steilen Verlauf bedingt wird, so muss sich die Isofalie (fm = al) nach immer niedrigeren si verschieben:

	al = fm	si
Ia	32	154
Ib	29	126
II	27	112
III	ca. 25 (extrapoliert)	ca. 100 (extrapoliert)

Es dürfte von Interesse sein, den Verlauf der alk-Kurven für verschiedene Silifizierung, wie er aus den Variationsdiagrammen von Figur 6 ersichtlich ist, mit theoretischen alk-Kurven, wie sie unter der idealisierten Bedingung eines streng konstanten Silifizierungsgrades erhalten werden, zu vergleichen. Betrachtet man ausschliesslich den Hauptfall  $al > alk$ , so gilt definitionsgemäss:

$$Si^{\circ} = \frac{si}{si'} = \frac{si}{100 + 4 alk} = \frac{x}{100 + 4y} = \text{const. bzw. } y = \frac{1}{4C} x - 25.$$

Die idealisierten alk-Kurven für verschiedene Silifizierungsgrade  $Si^{\circ} = C$  sind somit Strahlen eines Strahlenbüschels mit dem Scheitel in P (0, –25), wie Figur 7 zeigt. Die Neigung der Strahlen zur X-Achse ergibt sich in

jedem Fall zu  $\text{tg}\varphi = \frac{1}{4} C$ . In Figur 7 sind die idealisierten alk-Kurven für Werte von  $C = \text{Si}^\circ$  von 1,0 bis 0,3 eingezeichnet. Es zeigt sich deutlich, wie ihr Verlauf mit abnehmender Silifizierung an Steilheit zunimmt, in Übereinstimmung mit dem Anwachsen von  $\frac{1}{4} C = \text{tg}\varphi$ . Durch Vergleich mit der von P. NIGGLI (1927, S. 124, Fig. 3) gegebenen Darstellung können Beziehungen in bezug auf die zu erwartenden normativen Mineralbestände abgeleitet werden.

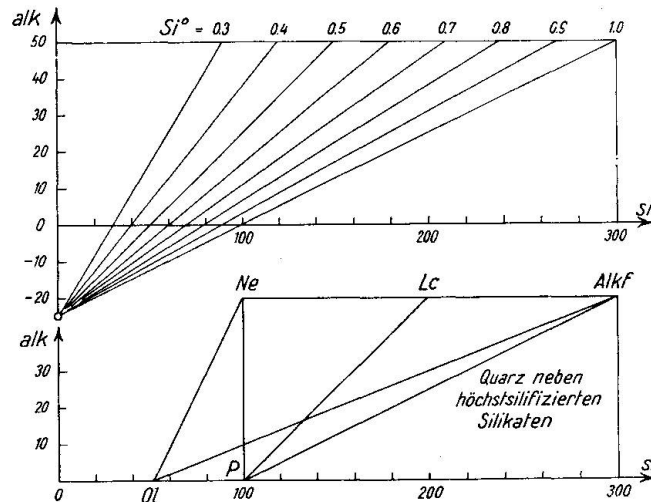


Fig. 7. Idealisierter Verlauf der si/alk-Kurven für verschiedene als konstant angenommene Silifizierungsgrade  $\text{Si}^\circ$ .

#### b) Genetische Deutung der konstatierten Variation

Aus den erfolgten Darlegungen ergibt sich, dass die Gesteinsmannigfaltigkeit der capverdischen Inseln, wie auch der sich zwanglos in dieselbe einordnenden festländischen Vorkommen, eine bedeutend grössere Variation aufweist, als dies sonst bei atlantischen Vulkanprovinzen, insbesondere bei ozeanischen Inseln, der Fall ist. Es dürften kaum Zweifel darüber bestehen, dass eine derartige Mannigfaltigkeit nicht allein durch gravitative Kristallisationsdifferentiation eines basaltischen Stammmagmas simatischen Ursprungs, eventuell kombiniert mit pneumatolytischer Alkalianreicherung, erklärt werden kann, wie dies im allgemeinen für Vulkanprovinzen des atlantischen Typus ohne grössere Schwierigkeiten möglich ist. Zwar deuten verschiedene Tatsachen in dieser Richtung, so das Vorherrschen der im weitern Sinne basaltischen Gesteine über die jüngeren, leukokraten, trachytisch-phonolithischen Differentiate, oder das Auftreten einer basaltisch-trachydoleritisch-trachytischen Serie vom „schwachatlantischen“ Typus, wie man sie auch von Madeira,



den Azoren oder von Tristan da Cunha kennt und wie sie ähnlich auch auf den Hawaii-Inseln im Pazifischen Ozean auftritt, wo ihre Entstehung durch gravitative Kristallisationsdifferentiation wohl kaum bezweifelt wird (G. MACDONALD, 1949). Das beschriebene und durch Diagramme illustrierte Auftreten von niedriger silifizierten Serien neben der erwähnten schwachatlantischen kann jedoch nur verstanden werden, wenn man zusätzlich noch desilifizierende Prozesse grossen Ausmasses annimmt. Als solche kommen nach den bisherigen Erfahrungen wohl einzig die Assimilation von Karbonatgesteinen unter Bildung syntektischer Schmelzen, welche selbst wiederum der gravitativen Kristallisationsdifferentiation unterworfen wurden und wobei die Restschmelzen zusätzlich metasomatische Prozesse bewirken konnten, in Betracht. Das klassische Beispiel für eine durch derartige Prozesse bedingte Magmenentwicklung liefert der Vesbische Vulkan (Somma-Vesuv) (A. RITTMANN, 1933). Für ihn liegen die Verhältnisse insofern relativ einfach, als er während seiner gesamten Tätigkeit immer nur einen einzigen Förderschlot aufwies, welcher seine Lage nie veränderte, so dass die Stratigraphie der geförderten Produkte und die Aufklärung der gegenseitigen Altersverhältnisse keine grossen Schwierigkeiten bieten. Es konnte daher auch gezeigt werden, dass eine mit der Zeit fortschreitende Desilifikation der Laven vorhanden ist. Für die Capverden liegen die Verhältnisse insofern wesentlich komplizierter, als es unmöglich ist, eine Beziehung zwischen der zeitlichen Stellung der Eruptionsprodukte und ihrer Silifizierung aufzustellen. Dies liegt nicht nur im immer noch ungenügenden Erforschungszustand des Archipels begründet, sondern es scheint vielmehr so, als ob Magmen verschiedener Silifizierung an verschiedenen Orten gleichzeitig gefördert wurden bzw. solche gleicher Silifizierung zu verschiedenen Zeiten. Dieser Umstand zwingt zur Annahme eines komplexen Systems von Teilmagmareservoirs oder von lokalen, kuppelförmigen Aufstülpungen und Ablegern eines Grossmagmaherdes, wie sie in einem durch zahlreiche Verwerfungen und Brüche zerstückelten und eingebrochenen Schelfgebiet sehr wohl möglich sind. In diesen müssen sich ungefähr gleichzeitig prinzipiell zwar analoge Assimilations- und Differentiationsprozesse, welche jedoch lokal verschieden weit vorgeschritten waren, abgespielt haben, und welche schliesslich zu analogen, jedoch nicht synchronen Endprodukten führten. Von diesem Gesichtspunkte aus gesehen, wäre an Stelle eines Vergleiches mit dem Vesbischen Vulkan eher ein solcher mit dem Sabatinischen Vulkangebiet (Bracciano) nördlich Rom gerechtfertigt.

Über Beziehungen zwischen den Eruptivgesteinen und den auf den



Capverden weitverbreiteten Karbonatgesteinen war bis jetzt nichts Näheres bekannt. Schliffe der Sammlung Friedländer zeigen jedoch deutlich, dass solche vorhanden sind. Dabei handelt es sich nicht nur um exomorphe Kontaktbildungen, sondern es treten offenbar an den subvulkanisch holokristallin erstarrten Nachschüben, welche heute durch die Erosion freigelegt sind und welche früher einem alten Grundgebirge zugeschrieben wurden, auch Effekte endomorpher Art auf. Diese erinnern ganz an die Erscheinungen, wie sie aus dem Fen-Gebiet oder von verschiedenen Carbonatitvorkommen des afrikanischen Festlandes beschrieben wurden, wie zum Beispiel Neubildung von Aegirin und Cancrinit sowie Auftreten von „primärem“ Calcit. Obwohl es sich im ganzen nur um 9 Schliffe handelt, zu welchen die zugehörigen Handstücke leider unauffindbar sind, soll wegen der prinzipiellen Wichtigkeit der konstatierten Tatsachen kurz darauf eingegangen werden. Dies geschieht auch nicht zuletzt in der Absicht, zukünftige Besucher des Archipels auf diese hochinteressanten Vorkommnisse aufmerksam zu machen. Die 9 erwähnten Schliffe stammen alle vom südlichen Teil der Insel Brava, und zwar 8 von Porto de Anciã und einer von der in der Nachbarschaft dieses Hafens mündenden Ribeira de Aguada. J. BACELAR BEBIANO (1932, S. 208) erwähnt von diesen Lokalitäten Syenite, zum Teil mit Aegirin, welche von basaltischen Laven und Agglomeraten überlagert werden. Syenite und Basalte werden beide von syenitischen Gängen von einigen Zentimetern Mächtigkeit durchsetzt. Da diese wohl als Nachschübe der syenitischen Hauptmassen angesehen werden können, darf vermutet werden, dass die syenitischen Gesteine in ihrer Gesamtheit als jüngere Bildungen in die Basalte eingedrungen sind. Mit den Syeniten zusammen treten Kalke auf, welche Biotit, Magnetit und Feldspate führen. Auch travertinartige Bildungen werden erwähnt.

In Anbetracht des nur sehr beschränkten vorliegenden Materials, über dessen Auftreten zudem keine näheren Einzelheiten bekannt sind, und von welchem nur die Dünnschliffe zur Verfügung stehen, soll von einer systematischen Beschreibung abgesehen werden. Es soll jedoch kurz darauf hingewiesen werden, dass das Schliffbild vor allem durch eine Reihe von metasomatischen Verdrängungsreaktionen charakterisiert wird, wie sie zum Beispiel durch W. PULFREY (1949) aus W-Kenya beschrieben und abgebildet wurden.

In einem Ägirin-Cancrinit-syenit ist z. B. ersichtlich, wie ein Alkalifeldspat mit kleinem 2V in einer ersten Phase durch Ägirin verdrängt wird, wobei dieser zungenförmig in den Feldspat eindringt. In einer späteren Phase werden sowohl der Feldspat wie der Ägirin ihrerseits durch Analcim und Calcit verdrängt. Dabei

sind in den Alkalifeldspäten entweder aderförmige Aggregate aus Calcit und Analcim zu beobachten, oder die in unregelmässige Inseln aufgeteilten Alkalifeldspatreste, welche völlig xenomorph sind, jedoch durch einheitliche Orientierung ihren ursprünglichen Zusammenhang verraten, liegen in einer Masse aus Analcim, welcher mit kleinen, länglichen und parallel angeordneten Calcitfetzchen durchsetzt ist. Stellenweise bilden sich in dieser Masse ebenfalls parallel angeordnete, einheitlich orientierte, rechteckige, jedoch randlich ausfasernde Individuen von Cancrinit. Daneben treten radialstrahlige und feimbüschelige Aggregate eines nadeligen Minerals mit kräftiger Licht- und niedriger Doppelbrechung auf. Die Kleinheit der Individuen gestattet keine konoskopische Diagnose. Der innerhalb der einzelnen Büschel wechselnde Charakter der Hauptzone zeigt jedoch, dass die Achsenebene normal zur Längserstreckung liegen muss. Es dürfte sich somit um Wollastonit handeln. Im Zusammenhang mit der Wollastonitbildung verschwindet der Calcit oder er tritt zum mindesten stark zurück.

In einem anderen Präparat eines ähnlichen Gesteins erkennt man einen leicht perthitischen Alkalifeldspat mit schwach ausgeprägter polysynthetischer Zwillingbildung („Anorthoklas“) und kleinem 2V. Auch er wird durch Ägirin verdrängt und in buchtig-lappige Inseln von einheitlicher Orientierung zerlegt. Auch hier erfolgt eine spätere Verdrängung des Alkalifeldspates durch Analcim + Calcit. Dabei sind die länglichen Calcitfetzen, welche dem Analcim eingelagert sind, felderweise parallel angeordnet, so dass durchaus der Eindruck entsteht, dass sie eine Abbildung der Spaltbarkeit des ursprünglichen Feldspates darstellen. Hand in Hand damit geht stellenweise auch eine Verdrängung des Ägirins durch Calcit. Auch hier tritt als weitere Neubildung ein äusserst feinfaserig-radialstrahlig ausgebildetes Mineral auf, welches aus den oben angegebenen Gründen wohl ebenfalls Wollastonit ist.

Andere Präparate sind dadurch bemerkenswert, dass die analcimisch-calcitische Grundmasse stark durch Pigment getrübt ist und von jüngeren, grobkörnig ausgebildeten Äderchen aus Calcit und Cancrinit durchsetzt wird, sowie dass Nephelin in ausgezeichneter Weise durch Cancrinit verdrängt wird.

Alle diese Erscheinungen zeigen deutlich, dass die erwähnten Gesteine dem Einfluss von metasomatischen Prozessen unterworfen waren, wie sie in Verbindung mit einer Kalksteinsyntexis auftreten können. Dass eine solche stattgefunden haben muss, zeigt auch der absonderliche Chemismus von Gesteinen, welche einen „normalen“ Mineralbestand, das heisst keine der oben erwähnten Reaktionen und keinen Calcit zeigen. Ijolithisch-melteigitische Typen, wie sie verschiedentlich konstatiert wurden, sind vielfach auch anderswo mit einer Kalkassimilation verknüpft (DALY, 1910, 1933; SHAND, 1945, 1947), und auf einige Vulkanite mit eigenartigem und wohl nur durch Kalkaufnahme deutbarem Chemismus wurde schon hingewiesen. Auch die teilweise sehr starke Melilithführung muss nach allgemeinen Erfahrungen auf den gleichen Grund zurückgeführt werden.

Da hier nur die Desilifizierung knapp gesättigter oder bereits schwach

untersättigter Schmelzen postuliert wird, jedoch nicht diejenige an  $\text{SiO}_2$  übersättigter, so spielt hier ein Haupteinwand, welcher gelegentlich vom physikalisch-chemischen Standpunkt gegen die DALYSche Hypothese vorgebracht wird, keine Rolle. Die Frage der Überschreitbarkeit bzw. Nichtüberschreitbarkeit der sogenannten „Feldspatbarriere“, welche sich auf der Sättigungsfläche des Systems  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{SiO}_2$  (SCHAIERER, 1950) als ein deutlich ausgeprägter Rücken vom Albitmaximum des binären Randsystems  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{SiO}_2$  in Richtung auf den Kalifeldspatpol zu erstreckt (SHAND, 1945), ist ohne Bedeutung.

Es bleibt natürlich die Hauptschwierigkeit bei der Annahme von Karbonatassimilationen, nämlich die genügende Überhitzung bzw. Wärmezufuhr, da es sich um endotherme Prozesse handelt. Gewöhnlich wird von Befürwortern der DALYSchen Hypothese darauf hingewiesen, dass die mit den Magmen reagierenden Karbonate gegenüber den silikatischen Schmelzen an Masse stark zurücktreten, so dass angenommen werden darf, dass die nötige Wärme auf dem Wege der Konvektion zugeführt werden kann, umso mehr als ja immer nur eine im Verhältnis zur ganzen Masse des Systems kleine Oberfläche der Schmelze im Kontakt mit den Karbonaten steht. Ausserdem wird ja durch die Kristallisation der übrigen Komponenten Wärme frei. Teilt man diese Vorstellungen, so darf man annehmen, dass in der Tiefe durch Einschmelzen

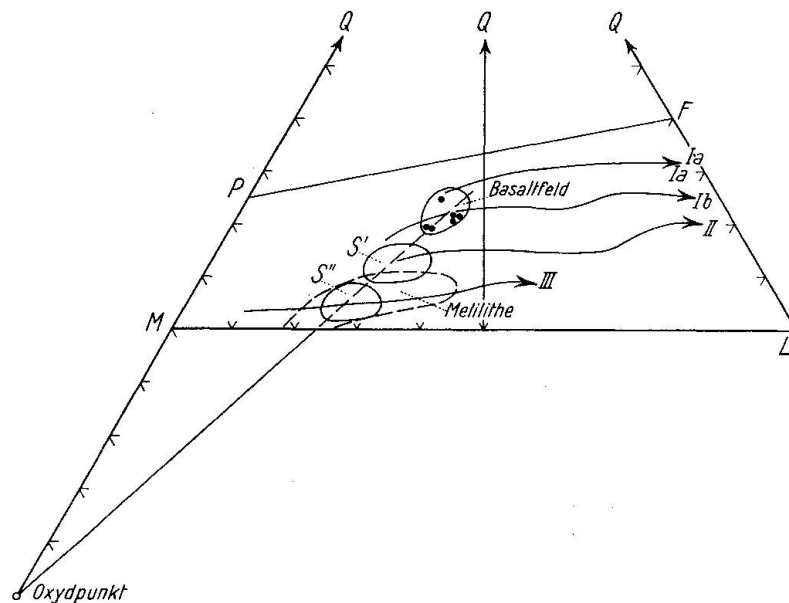


Fig. 8. Versuch einer Deutung der in Fig. 3 und 4 unterschiedenen Gesteinsserien von verschiedener hoher Silifizierung durch gravitative Kristallisationsdifferentiation hypothetischer syntektischer Schmelzen  $S'$ ,  $S''$ .

von Karbonatgesteinen syntektische Schmelzen gebildet werden, welche sich weiter differenzieren und so zur Entstehung der beobachteten Gesteinsmannigfaltigkeit Anlass geben. In Fig. 8 ist dies schematisch zur Darstellung gebracht, in gleicher Weise wie seinerzeit für die Romanische Provinz (BURRI, 1948). Die syntektischen Schmelzen müssen auf der Verbindungsgeraden des Feldes der relativ hoch silifizierten basaltischen Gesteine der Tendenzen Ia und Ib mit dem „Oxydpunkt“ ( $Q = -50$ ,  $L = 0$ ,  $M = 150$ ) liegen, der auch den Projektionsort für Calcit und Dolomit darstellt, da ja  $CO_2$  in dieser Darstellungsart nicht berücksichtigt wird. Aus syntektischen Schmelzen wie zum Beispiel S' oder S'' lässt sich die beobachtete Gesteinsmannigfaltigkeit der Serien II und III weitgehend durch Absaigerung von Olivin  $\pm$  pyroxenartige Verbindungen und damit verbundene Anreicherung von Nephelin und Alkalifeldspat deuten. Dass viele melanokrate Gesteine in das Melilithfeld fallen oder nahe demselben zu liegen kommen, macht das Auftreten dieses Minerals verständlich. Die Annahme einer Karbonatsyntexis vermag jedoch nicht nur die sukzessive Desilifizierung zu erklären, wie sie aus den Diagrammen Figur 4 und Figur 6 deutlich hervorgeht. Sie liefert auch eine Erklärung der zweiten auffälligen Erscheinung, nämlich der sukzessiven Abnahme der Differenz (al-alk) mit fortschreitender Desilifizierung. Bei der Karbonatassimilation werden erfahrungsgemäss vorwiegend Al-freie oder doch Al-arme Kalksilikate gebildet, welche durch ihren  $SiO_2$ -Verbrauch die Desilifizierung bewirken. Die auftretenden Granate sind zum Beispiel Fe"-reiche Melanite und nicht Grossular, und Melilithe bilden sich anscheinend erst in schon stark desilifizierten Schmelzen. Eine Verkleinerung des Al-Überschusses über die Alkalien wird daher nur in geringem Masse durch eine Herabsetzung des Al-Gehaltes durch Absaigerung Al-haltiger Ca-Silikate, sondern vielmehr durch eine Alkalizufuhr bedingt sein müssen. Eine solche ist bei Karbonatassimilation nach allgemeiner Ansicht jedoch zu erwarten. Schon von R. A. DALY wurde anlässlich der erstmaligen Darstellung seiner Gedankengänge (DALY, 1910) angenommen, dass sich Alkalikarbonate bilden müssen. Diese haben, unterstützt von den durch die  $CO_2$ -Entwicklung begünstigten Konvektionsströmungen, die Tendenz, aufzusteigen und sich in höherem Niveau anzureichern. In diesem Zusammenhang mag auch darauf hingewiesen werden, dass auch im Falle des Vesbischen Vulkans (RITTMANN, 1933, 1944) eine Abnahme des Al-Überschusses über die Alkalien mit zunehmender Desilifizierung zu konstatieren ist. Es musste auch beim Aufstellen der Stoffbilanz für die Bildung des Vesuvmagmas aus dem Jung-Sommamagma, neben der Karbonatassi-

milation, zusätzlich eine Alkalizufuhr aus der Tiefe des Magmaherdes angenommen werden, welche wohl in der eben angedeuteten Weise zu erklären ist.

In neuerer Zeit wird gelegentlich die Möglichkeit einer Assimilation von Karbonatgesteinen im Sinne von R. A. DALY und S. J. SHAND aus den verschiedensten Gründen angezweifelt oder abgelehnt. Das Auftreten von „primärem“, das heisst nicht verwitterungsbedingtem Calcit in niedrigsilifizierten Gesteinen wie Ijolithen, Melteigiten etc. wird metasomatisch erklärt, wie dies schon durch N. L. BOWEN (1924, 1926) für die Gesteine des Fen-Gebietes im Gegensatz zu W. C. BRÖGGER (1921) und R. BRAUNS (1924, 1926) versucht wurde. Diese Betrachtungsweise scheint vor allem auch durch die zahlreichen neuen Untersuchungen an Carbonatiten eine Stütze zu finden. Es sei hierfür auf die zusammenfassenden Darstellungen von W. CAMPBELL SMITH (1956) und W. T. PECORA (1956) und die darin zitierte Literatur verwiesen. Über die Herkunft der die Metasomatose bewirkenden Lösungen wird meist nicht näher eingegangen. Es verdient daher festgehalten zu werden, dass gerade eine Kalksteinsyntexis im Sinne DALYS derartige Lösungen zu liefern vermag, so dass sich die beiden Möglichkeiten nicht nur nicht alternativ verhalten und sich gegenseitig ausschliessen, sondern dass sie vielmehr miteinander verknüpft erscheinen.<sup>2)</sup>

Die Untersuchungen an Schmelzgleichgewichten in Silikat-Karbonatschmelzen durch P. NIGGLI (1916, 1919) haben gezeigt, dass sowohl  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , wie auch  $\text{K}_2\text{CO}_3$  mit  $\text{CaCO}_3$  Doppelsalze im Verhältnis 1:1 bilden, welche bei  $817^\circ$  bzw.  $814^\circ$  schmelzen. Ihre Mischungen mit den reinen Alkalikarbonaten schmelzen ohne merkliche  $\text{CO}_2$ -Abspaltung bei 1 At  $\text{CO}_2$ -Druck. Bei Temperaturerhöhung tritt Sieden unter  $\text{CO}_2$ -Entwicklung ein. Beide Systeme weisen relativ tief liegende Eutektika auf: im System  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ - $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$  bei  $787^\circ$  und 63 Mol. %  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , im System  $\text{K}_2\text{CO}_3$ - $\text{K}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$  bei  $752^\circ$  und 61 Mol. %  $\text{K}_2\text{CO}_3$ . Im ternären System  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ - $\text{K}_2\text{CO}_3$ - $\text{CaCO}_3$  (vgl. P. NIGGLI, 1937, S. 283, Fig. 233) werden diese beiden binären Eutektika durch eine eutektische Linie verbunden, welche bei  $693^\circ$  für die Zusammensetzung von ca. 25 Mol. %  $\text{CaCO}_3$ , 35 Mol. %  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  und 40 Mol. %  $\text{K}_2\text{CO}_3$  ein Minimum

<sup>2)</sup> *Anmerkung b. d. Korrektur:* In einer kürzlich erschienenen hochinteressanten Arbeit von J. P. WYLLIE u. O. F. TUTTLE: „The System  $\text{CaO}$ - $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  and the Origin of Carbonatites“, J. Petrology 1 (1960), S. 1—46, wird gezeigt, dass im untersuchten System, welches ein vereinfachtes Carbonatitmagma darstellt, wenig viskose Schmelzen für Drucke zwischen 27 und 4000 Bar bei Temperaturen von  $685^\circ$  bis  $640^\circ$  C. auftreten.

aufweist, nach welchem die Schmelzen bei fraktionierter Kristallisation hintendieren. Es besteht somit durchaus die Möglichkeit, dass Alkali-karbonate zusammen mit Kalkkarbonat in flüssigen Phasen von relativ niedriger Temperatur, welche sich bei Gegenwart von  $H_2O$  noch weiter erniedrigen dürfte, angereichert werden, in Restschmelzen eingehen, als solche abwandern oder abgepresst werden können und andernorts Umwandlungen und Metasomatosen unter Alkalizufuhr und Bildung von „primärem“ Calcit bewirken, worauf auch N. SUNDIUS (1957) aufmerksam gemacht hat.

#### **D. Vergleich der Capverdischen Vulkanprovinz mit der Rheinischen (Siebengebirge, Laacher See, Eifel, Westerwald)**

Angesichts der eben geschilderten Verhältnisse der Capverdischen Vulkanprovinz, welche sich auf Grund der Annahme einer Karbonat-syntexis einfach deuten liessen, stellt sich naturgemäss sofort die Frage, ob es sich im Falle der Capverden um einen einmaligen Ausnahmefall im Rahmen der jungvulkanischen Provinzen handle, oder ob weitere, gleichgeartete Vorkommen bekannt sind, welche eventuell zum Vergleich herangezogen werden könnten. Auf ein derartiges Beispiel wurde bereits mehrfach hingewiesen, nämlich auf den Vesbischen Vulkan (Somma-Vesuv). Obwohl es sich hierbei um ein Vorkommen innerhalb einer Provinz mit ausgesprochener K-Vormacht handelt, welche somit zu der durch Na-Vormacht ausgezeichneten Capverdenprovinz in einem gewissen Gegensatz steht, zeigten sich so viele prinzipiell übereinstimmende Punkte, dass die durch A. RITTMANN anlässlich seiner Untersuchung des Vesbischen Vulkans angewandte Methodik (RITTMANN, 1933) auch im Falle der Capverden eine plausible Deutung ermöglichte.

Als weiteres Vergleichsobjekt scheint vor allem der rheinische Sektor der grossen tertiären, stellenweise bis ins Quartär hinauf reichenden Vulkanprovinz, welche für das alpine Vorland, vom französischen Zentralplateau bis nach Böhmen und Schlesien, charakteristisch ist, geeignet zu sein. In keinem anderen Sektor dieser Grossprovinz wurden Magmen von so stark unterschiedlicher Silifizierung innerhalb eines räumlich so beschränkten Gebietes gefördert, wie unmittelbar östlich und westlich des Rheines im Siebengebirge, Westerwald und Hoher Eifel einerseits und in der Vordereifel (Westeifel) und im Laacher Seegebiet andererseits. Es ist zwar vielfach üblich, die tertiären (untermiocänen) Eruptivgesteine der erstgenannten Gruppe zu den quartären der zweiten in einen gewissen Gegensatz zu stellen und sie gesondert zu betrachten. Es kann jedoch



kein Zweifel darüber bestehen, dass die erwähnten Gebiete nur Einzelglieder bzw. Subeinheiten ein- und derselben Grossprovinz sind. Wendet man die NIGGLISCHE Definition (NIGGLI, 1923, S. 2) an, nach welcher die bei ihrer Entstehung einer geologischen Einheit angehörenden Gesteine eine petrographische Provinz bilden, so gehören die gesamten im alpinen Vorland geförderten jungen, das heisst postmesozoischen Magmen ein und derselben Grossprovinz an, wobei die „geologische Einheit“ durch das nicht in die geosynklinale Faltung einbezogene und sich während derselben kratonisch verhaltende Vorland gegeben ist. Im Rahmen dieser Grossprovinz sind, wie immer in solchen Fällen, Subprovinzen zu unterscheiden, welche lokale Züge zeigen. Als solche lokale Besonderheit ist zum Beispiel zu werten, dass die vulkanische Tätigkeit im Gebiete des Laacher Sees sowie in der Vordereifel, in einer Zone, welche sich von Ormont am Fuss der Schnee-Eifel über Gerolstein-Daun und Birresborn-Manderscheid bis nach Bad Bertrich in der Nähe der Mosel erstreckt, im Quartär wieder auflebte, ähnlich wie dies im französischen Zentralplateau in der Chaîne des Puys der Fall war. In der Westeifel und im Laacher Seegebiet muss der Umstand, dass die Magmen ihre Fähigkeit zum Aufdringen bis ins Quartär bewahrten sowie der zum Teil stark explosive Charakter der Ausbrüche, welcher sich in den zahlreichen klassisch gewordenen Maarbildungen der Westeifel und den grossen Bimssteinausbrüchen des Laacher Seegebietes äusserte, seine besonderen, lokalen Ursachen haben. Wie heute wohl anzunehmen ist, bestehen diese darin, dass hier, als einzigem Sektor der Grossprovinz, die Umstände zur Karbonatsyntexis offenbar günstig waren. Dadurch wurde einerseits die starke Desilifizierung eines Grossteils der geförderten Magmen, andererseits die relative Langlebigkeit des lokalen Magmaherdes mit seiner quartären Eruptionsphase ermöglicht, wie auch der zu den benachbarten Gebieten im Gegensatz stehende explosive Charakter der Eruptionen und die bis in die Jetztzeit andauernden, umfangreichen CO<sub>2</sub>-Austritte eine Erklärung finden.

Die zum Teil starke Desilifizierung und die Tatsache der durch die quartäre Aktivität dokumentierten Langlebigkeit des Magmaherdes, wie sie ja auch auf den Capverden beobachtet werden, finden ein weiteres Analogon in den mittelitalienischen Vulkanen der romanischen Provinz (BURRI, 1948), welche ihre Besonderheiten ebenfalls der Karbonatsyntexis verdanken. Ebenso wie jedoch die Romanische Provinz ohne Kenntnis der benachbarten (quartären) Toskanischen, für welche Karbonatsyntexis aus geologischen Gründen nicht in Frage kommt, nicht verstanden werden kann, kann auch das Laacher Seegebiet in seinen

Eigentümlichkeiten ohne Miteinbeziehung der benachbarten Vulkangebiete, welche derselben Grossprovinz angehören und wo ebenfalls keine Karbonatsyntexis stattgefunden hat (Siebengebirge, Hohe Eifel und Westerwald), ebenfalls nicht verstanden werden. Es soll daher an dieser Stelle der gesamte rheinische Sektor der alpinen Vorlandprovinz mit Siebengebirge, Laacher See, Eifel und Westerwald, und nicht nur das auf Grund der seit langem nachgewiesenen Karbonatsyntexis besondere Vergleichsmöglichkeiten bietende Laacher Seegebiet, zum Vergleich mit den Capverden herangezogen werden. Die erwähnten westdeutschen Vulkangebiete liegen alle zwischen  $4^{\circ}$  und  $6^{\circ}$  östl. Länge und  $50^{\circ}$  und  $50^{\circ} 50'$  nördl. Breite innerhalb eines Rechteckes von ca. 125 auf 75 km und von ca. 9500 km<sup>2</sup> Fläche. Vergleichsweise sei erwähnt, dass der Capverdische Archipel, bei einer Gesamtoberfläche von 4033 km<sup>2</sup> für die Inseln allein (nach J. BACELAR BEBIANO, 1932), sich über ein Gebiet von ca. 75 000 km<sup>2</sup> erstreckt. Diese Angabe ist als absolutes Minimum zu betrachten und schliesst zum Beispiel submarine Vulkangebiete zwischen dem Archipel und dem Cabo Verde, welche nach der submarinen Topographie sicherlich vorhanden sein müssen, nicht ein.

Es muss leider darauf hingewiesen werden, dass der Untersuchungszustand der erwähnten westdeutschen Vulkangebiete ein durchaus ungleicher und stellenweise immer noch ungenügender ist. Unseren relativ guten Kenntnissen hinsichtlich des Gesteinschemismus des Laacher Seegebietes und (seit 1935) auch des Siebengebirges stehen nur ganz ungenügende für die Vordereifel und die Hohe Eifel gegenüber. Auch für den überwiegend basaltischen Westerwald sind unsere Kenntnisse noch immer sehr beschränkt, wenn auch hier die neue Arbeit von H. HENTSCHEL und P. PFEFFER (1954) eine wesentliche Klärung gebracht hat. Auch hinsichtlich seiner Qualität befriedigt das vorhandene Material nicht durchwegs. Das rheinische Vulkangebiet teilt hierin das Schicksal vieler anderer sogenannter „klassischer“ Regionen, in welchen die Forschung verhältnismässig frühzeitig einsetzte. Die chemischen Analysen wurden vielfach zu einer Zeit unternommen, als die analytische Technik noch nicht die später erreichte Stufe besass, und sie wurden in der Folge nicht wiederholt, so dass viele, besonders ältere Analysen, heute nicht mehr modernen Anforderungen entsprechen.

Aus diesen Gründen sowie aus solchen der Raumersparnis soll hier davon abgesehen werden, die Analysen in der Form aufzuführen, wie dies in Tabellen 1 und 2 für die Capverden-Gesteine geschah. Es handelt sich total um 101 Analysen des Siebengebirges, des Laacher Sees und der Eifel sowie um 26 des Westerwaldes.



Bis 1927 sind die Analysen bei H. JUNG zusammengestellt. Zusätzliches, seit 1927 veröffentlichtes oder nicht berücksichtigtes Material findet sich für Siebengebirge und Laacher See in den Arbeiten von W. AHRENS (1930), AD. u. R. BRAUNS (1926), R. BRAUNS (1928), G. BERG (1935), G. EDEL (1914), J. FRECHEN (1944), G. J. HALFMANN (1914), F. HARDER (1935), G. KALB (1938), E. SCHAEFER (1939). Andererseits wurden eine Reihe der in der JUNGschen Zusammenstellung aufgeführten Analysen, besonders ältere, als unzuverlässig ausgeschieden. Die benutzten 26 Analysen der Westerwälder Gesteine entstammen den Arbeiten von H. SCHNEIDERHÖHN (1912), E. LEHMANN (1930), W. AHRENS u. O. BURRE (1932) und H. HENTSCHEL u. P. PFEFFER (1954). Die durch L. BUCHNER (1920) veröffentlichten Analysen wurden in Übereinstimmung mit H. HENTSCHEL und P. PFEFFER nicht berücksichtigt.

Wie bereits erwähnt, sind die chemischen Verhältnisse der quartären Vulkanite der Zone Ormont-Bad Bertrich in der Vordereifel, wie auch diejenigen der tertiären der Hohen Eifel, sozusagen unbekannt, ganz im Gegensatz zu Laacher See und Siebengebirge. Einzig über die Gesteine des Killerkopfs bei Rockeskyll (Vordereifel) besteht eine petrographische Studie mit modernen Gesteinsanalysen (W. HAARDT, 1914). Man ist daher in bezug auf den Chemismus auf Rückschlüsse aus den mikroskopischen Beschreibungen der älteren Literatur angewiesen. (H. v. DECHEN, 1886; H. VOGELSANG, 1890; K. BUSS, 1885; E. HUSSAK, 1878; W. SCHULTE, 1891/1893; J. SEIWERT, 1891; I. KETIN, 1939; u. a.). Neuere Zusammenfassungen geben M. HOPMANN, J. FRECHEN u. G. KENTSCH (1931 und G. RAHM (1956). Danach dürfte feststehen, dass die tertiären Vulkanite der Hohen Eifel einer Serie Trachyt-Trachyandesit-Basalt angehören, welche grosse Ähnlichkeit mit der gleichaltrigen des Siebengebirges zeigt. Diese scheint sich bis in Einzelheiten zu erstrecken, indem zum Beispiel der Trachyt von Reimerath weitgehend demjenigen des Drachenfels entspricht und auch die Eruptionsfolge Trachyt-Trachyandesit-Basalt dieselbe ist. Im Unterschied zum Siebengebirge tritt jedoch in der Hohen Eifel, am Selberg bei Quiddelbach, und zwar wahrscheinlich gleichaltrig mit den Trachyandesiten, auch ein Noseanphonolith auf, ein Typus, welcher dem Siebengebirge vollständig fremd ist.

Während somit die tertiären Gesteine der Hohen Eifel, mit Ausnahme des eben erwähnten Phonolithes, wohl eine in bezug auf  $\text{SiO}_2$  knapp gesättigte bis schwach untersättigte Vergesellschaftung darstellen, wie sie als Ergebnis der normalen gravitativen Differentiation eines basaltischen Stammagmas gedeutet werden kann, sind die quartären Vulkanite der Vordereifel von ganz anderem Charakter. Hier handelt es sich um

niedrig- bis niedrigstsilifizierte Typen mit Nephelin, Leucit, Hauyn und stellenweise auch Melilith, wie Leucitite, Nephelinite  $\pm$  Olivin und Melilith, wobei Feldspäte nur von der als hauynführendem Nephelinbasanit beschriebenen Lava von Strohn bekannt sind. In bezug auf Mineralbestand und Silifizierung schliessen sich die Laven der Vordereifel somit offenbar nicht denjenigen der Hohen Eifel, sondern vielmehr denjenigen des Laacher Seegebietes an, so dass die relativ gut bekannten chemischen Verhältnisse der letzteren im weiteren Sinne auch als repräsentativ für die Vordereifeler Vorkommen genommen werden dürfen, wenigstens solange, als uns nicht deren längst fällige chemische Untersuchung ein genaueres Bild vermittelt.

Von besonderem Interesse sind in der Vordereifel Auswürflinge ultrafemischen Charakters, wie sie besonders in den jüngsten Tufferuptionen der bekannten Westeifeler Maare auftreten. Sie führen Olivin, Orthaugit, Diopsid, Hornblende, Biotit, Apatit, Titanit, Magnetit, Picotit etc. und sind leider nur sehr schlecht bekannt. Die einzigen neueren Analysen betreffen eine Olivinbombe vom Dreiser Weiher (J. FRECHEN, 1944) und ein Hornblende-Augit-BiotitAuswürfling vom Gmündener Maar (A. LACROIX, 1923, S. 66). In Anbetracht des grossen Interesses, welches diese Auswürflinge für die Abklärung der in der Tiefe stattgehabten Differentiationsprozesse bieten, wäre ihre gründliche chemische Untersuchung sehr zu wünschen.

Nach diesen Ausführungen erscheint es somit einigermaßen statthaft, die vorhandenen Gesteinsanalysen als repräsentativ für das gesamte

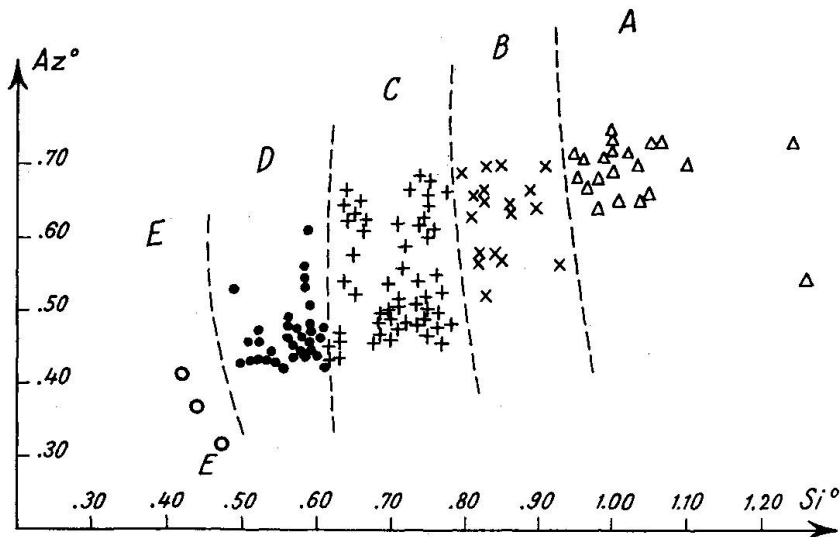


Fig. 9. Ausscheidung von Gesteinsserien verschieden hoher Silifizierung für die rheinischen Vulkangebiete, in Analogie zu Fig. 3.

rheinische Gebiet zu nehmen. Zukünftige ergänzende Untersuchungen werden wohl einige Korrekturen bringen, aber grössere Überraschungen prinzipieller Art dürften kaum zu gewärtigen sein. Stellt man auf Grund der vorhandenen Analysen die Silifizierungsverhältnisse in analoger Weise dar, wie dies in Figur 3 für die Capverden-Gesteine der Fall war, so ergibt sich, wie Figur 9 zeigt, ein prinzipiell durchaus gleichartiges Bild. Für die Grosszahl der analysierten Gesteine variiert der Silifizierungsgrad  $Si^\circ$  ebenfalls von 0,42 bis ca. 0,90, wozu allerdings zusätzlich noch eine weitere, auf den Capverden nicht vertretene Serie von höherer Silifizierung tritt. Diese zeigt eine deutliche Häufung um  $Si^\circ = 1$  (Sättigung an  $SiO_2$ , das heisst normativ betrachtet Bildung von Feldspäten und Pyroxenen, ohne Quarz, Olivin oder Foide) und erstreckt sich bis  $Si^\circ = 1,24$  ins übersättigte Gebiet. In bezug auf die Silifizierung herrschen somit, abgesehen von dieser höchst silifizierten Serie A, in den rheinischen Vulkangebieten durchaus ähnliche Verhältnisse wie auf den Capverden. Der normative wie auch der modale Mineralbestand weisen jedoch gewisse Unterschiede auf. Da im rheinischen Gebiet K eine grössere Rolle spielt, muss bei niedriger Silifizierung Leucit auftreten, was hinwiederum bei gleicher Silifizierung einen grösseren Olivinegehalt bedingt als wenn die vorherrschenden Foide Nephelin oder Sodalithmine-

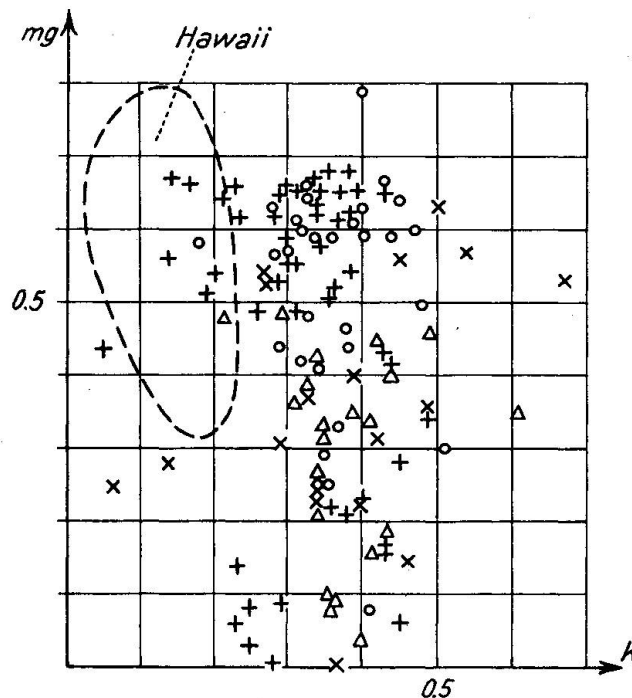


Fig. 10. k/mg-Diagramm der Gesteine der rheinischen Vulkangebiete. Signaturen wie in Fig. 9.

ralien wären. Der Unterschied im Alkaliverhältnis für die beiden Provinzen geht deutlich aus dem Vergleich der beiden  $k/mg$ -Diagramme Fig. 6 und 10 hervor. Während im Falle der Capverden nur für wenige Gesteine der Serien Ia und Ib  $k \geq 0,33$  ist, konstatiert man für die rheinische Provinz eine Häufung der  $k$ -Werte zwischen 0,25 und 0,5.

In Figur 9 wurden die Gesteine der rheinischen Provinz in gleicher Weise, wie dies für die Capverden geschah, in Serien verschiedener Silifizierung aufgeteilt, wobei diese in der Reihenfolge abnehmender Silifizierung mit A bis E bezeichnet wurden. Die höchstsilifizierte Serie A, welche als leukokrate Endglieder an  $\text{SiO}_2$  gesättigte Trachyte sowie schwach übersättigte Trachyliparite und Liparite umfasst, ist, wie schon erwähnt, ohne Gegenstück auf den Capverden. Abgesehen davon konstatiert man eine augenfällige Übereinstimmung zwischen den beiden Gebieten, indem sich die Serien B und Ia, C und Ib, D und II sowie E und III jeweils in bezug auf Sättigung an  $\text{SiO}_2$  weitgehend entsprechen. Dies geht auch sehr deutlich aus dem QLM-Dreieck Fig. 11 hervor, welches demjenigen von Figur 4 sehr ähnlich ist. Die etwas grössere Streuung der Analysen im Falle der rheinischen Provinz dürfte, mindestens zum Teil, auf die nicht einheitliche Qualität des Analysenmaterials zurückzuführen sein.

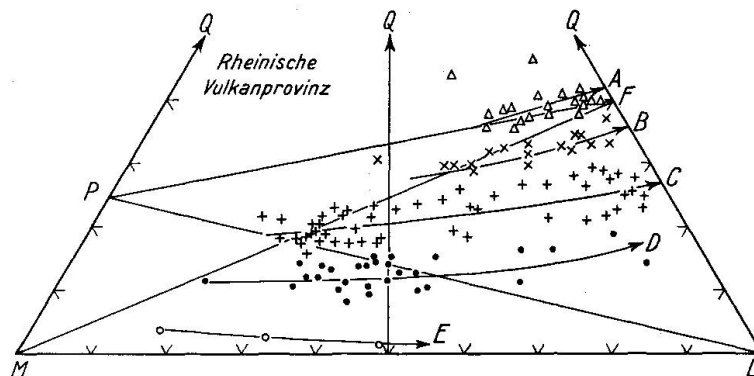


Fig. 11. Die in Fig. 9 unterschiedenen Gesteinsserien im QLM-Diagramm. Signaturen wie in Fig. 9 und 10.

Die wichtigsten Gesteinstypen, welche den einzelnen Serien zugeordnet erscheinen, sind nachfolgend kurz aufgeführt:

#### Serie A

1. *Siebengebirge*: Verschiedene Trachytvorkommen der Typen Drachenfels, Lehrberg, Perlenhardt, Mittelbach, sowie Aegirintrachyt von

Kühlsbrunnen, Riebeckittrachyt vom Hohen Berg bei Berkum und ein als „Andesit“ bezeichnetes, si-monzonitisches Gestein vom Breiberg.

2. *Laacher See und Eifel*: Trachyt vom Frohnberg bei Kelberg, Bimsstein vom Kahlenberg bei Burgbrohl sowie quarzbostonitische und sanidinitische Auswürflinge.
3. *Westerwald*: Arfvedsonittrachyt von Forst und Trachyandesit von Beegfeld.

#### Serie B

1. *Siebengebirge*: Trachyt von Remscheid und vom Bruderkunzberg.
2. *Laacher See*: Trachyt vom Hüttenberg, Dachsbusch, Gleeser Feld und von Maria Laach, Hauynlatit vom Gleeser Feld, Phonolith vom Kahlenberg bei Burgbrohl, Calcitsyenit von den Rodderhöfen bei Ettringen, Noseansyenit und Sanidinit vom Laacher See.
3. *Westerwald*: Basalt von der Fuchskaute.

#### Serie C

1. *Siebengebirge*: Heptorit (Hauynmonchiquit) vom Rhöndorfertal, Basalte vom Grossen Ölberg, Finkenberg, Petersberg, Ofenkaulberg und von der Löwenburg sowie die sogenannten Essexite (Dolerite) der Löwenburg.
2. *Laacher See und Eifel*: Ausser einem Auswürfling von Granatpyroxenit, vor allem Trachyte und trachytoide Phonolithe, Bimssteine, Sanidinite, Hauynlatite, Leucitbasanite, ferner der bekannte Leucit-Nephelintephrit von Niedermendig, der Selbergit von Rieden, Leucit-Nephelintingwait, Leucit-Noseanphonolith vom Burgberg bei Rieden, Noseanphonolith von Olbrück und, in Plutonfazies, Nephelinsyenit und Cancrinitysyenit.
3. *Westerwald*: Der Grossteil der Westerwälder Basalte, unter anderm vom Steinbühl bei Weilburg, Bertenauer Kopf, Telegraphenberg, Rödernberg, Käfernberg, Merenberg, Steinringsberg etc., sowie Basalt und Essexitporphyr des Stöffel.

#### Serie D

1. *Siebengebirge*: Nicht vertreten.
2. *Laacher See und Eifel*: Olivinnephelinite (Nephelinbasalte) von Selbusch und Berlingen bei Rockeskyll, vom Feuerberg bei Hohenfels und vom Raabenköpfchen, Melilithnephelinit vom Herchenberg und von

der Hanebacher Ley, Leucit-Nephelinbasalt vom Lorenzfelsen, Bausenberg und Killer Kopf bei Rockeskyll, Leucitbasalte von Sulzbusch, von Thür und vom Veitskopf, Hauynleucitit vom Hochsinner, Leucitophyr vom Perlerkopf, Noseanphonolith vom Schellkopf bei Brenk, Riedenit und basaltoider Tinguait von Rieden, Schorenbergit vom Schorenberg, Noseanmonchiquit von der Kappiger Ley, Biotit-Leucitcamptonit und ein Biotit-Hornblende-Augitwürfling vom Gmündener Maar.

3. *Westerwald*: Basalt vom Büchel.

#### Serie E

1. *Siebengebirge*: Nicht vertreten.

2. *Laacher See und Eifel*: Nephelin-Melilithbasalt vom Killerkopf bei Rockeskyll, Calcithedrumit von den Rodderhöfen. Interessanterweise weist ein Kalkeinschluss aus Basaltlava von Mayen (in den Figuren mit E bezeichnet) eine analog niedrige Silifizierung auf.

3. *Westerwald*: Nicht vertreten.

Zusammenfassend lässt sich somit konstatieren, dass in der Rheinischen Vulkanprovinz (Eifel, Laacher See, Siebengebirge, Westerwald), welche ihrerseits eine Subprovinz der ausgedehnten alpinen Vorlandsprovinz darstellt, ganz in Analogie zu den auf den Capverden gefundenen Verhältnissen, eine Reihe von Gesteinsserien unterschiedlicher Silifizierung auftritt. Wie auf den Capverden lässt sich als Ursache der Desilifizierung die Syntexis von Karbonatgesteinen erkennen, wofür die Beweise im Laacher Seegebiet schon lange vorliegen. Im Unterschied zu den Capverden, jedoch in Übereinstimmung mit den Verhältnissen, wie sie zum Beispiel in der Romanischen Provinz gefunden werden, gehören die stärker desilifizierte Serien eindeutig einer jüngeren, quartären Eruptionsperiode an (Laacher See und Eifel z. T.). Gegenüber den Capverden sind die Gesteine der Rheinischen Provinz, besonders leukokrate Differentiate, wie Trachyte, aber auch viele desilifizierte Produkte des Laacher Seegebietes, relativ K-reich, was dort vielfach zu Leucitbildung führt. Der Grund hierzu dürfte in einem relativen Kalireichtum des basaltischen Stammagmas zu suchen sein, wie dies auch im Falle der Romanischen und Campanischen Provinz der Fall zu sein scheint. Die Basalte des Westerwaldes sind, soweit sich dies an Hand des beschränkten Analysenmaterials überblicken lässt, bedeutend K-reicher als zum Beispiel diejenigen der Hawaii-Inseln, deren Feld im k/mg-Diagramm

von Figur 10 eingezeichnet ist. Interessant ist auch ein Vergleich mit den Basalten des im Osten des Westerwaldes gelegenen Vogelsberges. Auch diese grösste Basaltmasse Mitteleuropas (2500 km<sup>2</sup>) ist relativ K-reich, was sich lokal im Auftreten leucitführender Gesteine unter den jüngsten Bildungen äussert (W. SCHOTTLER, 1908). Figur 12 zeigt ein k/mg-Diagramm der Westerwald- und Vogelsberg-Basalte, wobei die leucitführenden Typen mit besonderer Signatur hervorgehoben sind. Andere Gesteine mit ähnlichem k/mg-Verhältnis führen zwar keinen Leucit, sind jedoch glasreich und zum Beispiel als Limburgit bezeichnet. Es ist nun sehr interessant, dass verschiedene Westerwälder Basalte den leucitführenden Gesteinen des Vogelsberges im k/mg-Verhältnis sehr nahe stehen. Ausserdem fällt auch hier auf, dass ein Grossteil der Westerwälder Basalte k-Werte von 0,3 und darüber aufweisen, was für „Basalte“ sehr ungewöhnlich ist. Das Feld der Hawaii-Basalte ist auch hier zum Vergleich wieder eingezeichnet. Nimmt man für das Stammagma der gesamten Rheinischen Vulkanprovinz, wie sie hier abgegrenzt wurde, eine Zusammensetzung ähnlich derjenigen der Westerwälder oder Vogelsberger Basalte an, was durchaus erlaubt sein dürfte, so wäre somit der relative K-Reichtum der leukokraten Differentiate und der desilifizierten Produkte sehr wohl zu verstehen.

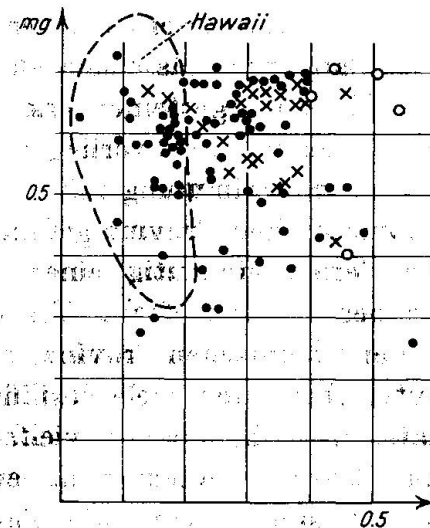


Fig. 12: k/mg-Diagramm der Basalte des Westerwaldes und des Vogelsberges.

- × Basalte des Westerwaldes,
- Basalte des Vogelsberges, leucitfrei,
- Basalte des Vogelsberges, leucitführend.



## Literatur

- AHRENS, W. (1929): Der geologische Bau des Mosenberges bei Manderscheid. Verh. Naturhist. Ver. Preuss. Rheinl. u. Westf. 86, S. 11—128.
- (1930): Beiträge zur Kenntnis der Phonolithe und Trachyte im Laacher See-Gebiet. Chem. d. Erde 5, S. 1—21.
- (1930): Geologisches Wanderbuch durch das Vulkangebiet des Laacher Sees in der Eifel. 87 S. Stuttgart, Enke. (Mit Literaturangaben.)
- (1932): Die Basaltvulkane des südöstlichen Laacher See-Gebietes und ihre Lavaströme. Jb. preuss. geol. Landesanst. 53, S. 851—878.
- AHRENS, W. und BURRE, O. (1932): Der sogenannte „Bertenauer Vulkan“ im Westerwald und die petrographische Stellung seiner Basalte. Jb. preuss. geol. Landesanst. 53, S. 777—804.
- BEBIANO, J. BACELAR (1932): Geologia do Arquipélago de Cabo Verde. Comm. Serv. Geol. Portugal 18, 243 S.
- BERG, G. (1935): Geologische Beobachtungen im Siebengebirge. Verh. Naturhist. Ver. Preuss. Rheinl. u. Westf. 91, S. 99—134.
- BERTHOIS, L. (1953): Contribution à la connaissance lithologique de l'Archipel du Cap Vert. Ministerio das Colónias. Junta das Investigações Coloniais. Estudos, Ensyos e Documentos. 7, Lisboa, 194 S.
- (1953): Contributions à l'étude lithologique de l'Archipel des Açores. Comm. Serv. Geol. Portugal 34, S. 5—198.
- BOURCART, J. (1946): Géologie des Iles Atlantides. In: Contribution à l'étude du peuplement des Iles Atlantides. Mém. Soc. Biogéogr. 8, S. 9—40, Paris, Lechevallier.
- BOWEN, N. L. (1922): Genetic features of alnoitic rocks at Isle Cadieux, Quebec. Amer. J. Sc. (5) 3, S. 1—34.
- (1924): The Fen Area in Telemark, Norway. Amer. J. Sc. (5) 8, S. 1—11.
- (1937): Recent High-Temperature Research on Silicates and its Significance in Igneous Geology. Amer. J. Sc. (5) 33, S. 1—21.
- BRAUNS, R. und A. (1925): Ein Carbonatit aus dem Laacher See-Gebiet. C. B. f. Min. etc. (A), S. 97—101.
- (1926): Über Kalkeinschlüsse in der Basaltlava von Mayen. C. B. f. Min. etc. (A), S. 237—239.
- BRAUNS, R. (1926): Primärer Calcit in Tiefengesteinen oder Verdrängung der Silikate durch Calcit? C. B. f. Min. etc. (A), S. 1—8.
- (1928): Die chemische Zusammensetzung der Basalte des Laacher See-Gebietes. N. Jb. f. Min. etc. B. B. 56 (A), S. 468—498.
- BRÖGGER, W. C. (1920): Die Eruptivgesteine des Kristiania-Gebietes IV. Das Fen-Gebiet in Telemarken, Norwegen. Vid. Skr. I. Mat. Natv. Kl. No. 9.
- BURRI, C. (1948): Die petrographischen Provinzen Mittelitaliens. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 28, S. 49—64 (a. Festschrift Paul Niggli, Zürich).
- (1959): Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. 334 S. Basel, Birkhäuser.
- BURRI, C. und NIGGLI, P. (1945): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens I. Publ. Stiftung Vulkaninst. I. Friedlaender 3, 654 S.
- BUSZ, K. (1885): Mikroskopische Untersuchungen an den Laven der Vordereifel. Verh. Naturhist. Ver. Preuss. Rheinl. u. Westf. 42, S. 433—435 u. 438—439.

- CHAUTARD, J. (1907): Les roches éruptives de la presqu'île du Cap Vert. Bull. Soc. géol. France (4) 7, S. 427—440.
- CORRENS, C. W. (1927): Geologische Beobachtungen auf der Insel Sal (Kapverdische Inseln). Z. Ges. Erdk. Berlin, S. 330—333.
- DALY, R. A. (1910): Origin of the Alkaline Rocks. Bull. Geol. Soc. America 21, S. 87—118.
- (1933): Igneous Rocks and the Depths of the Earth. New York u. London, MacGraw Hill, 598 S. (im bes. Kap. 21, S. 482—544).
- v. DECHEN, H. (1865): Vergleichende Übersicht der vulkanischen Erscheinungen im Laacher See-Gebiet und in der Eifel. Z. deutsch. geol. Ges. 17, S. 69—152.
- (1886): Geognostischer Führer zu der Vulkanreihe der Vordereifel. 2. Aufl., Bonn.
- DOELTER, C. (1882): Die Vulkane der Capverden und ihre Produkte. Graz, Leuschner u. Lubansky, 171 S., 3 Taf.
- v. ECKERMANN, H. (1948): The Alkaline District of Alnö Island. Sver. Geol. Undersökning, Ser. Ca 36, 176 S.
- EDEL, G. (1914): Petrographische Untersuchungen heller und dunkler, zum Gangfolge von Alkalisyeniten gehörender Auswürflinge des Laacher See-Gebietes. Verh. Naturhist. Ver. Preuss. Rheinl. u. Westf. 71, S. 71—135.
- ERMERT, H. (1936): Ein Beitrag zur Kenntnis der Gesteine der Kapverdischen Inseln São Vicente und Sal, mit einem Überblick über die Kapverdischen Inseln als Gesteinsprovinz. Chem. d. Erde 10, S. 155—187, a. als Inaug. Diss. Univ. Göttingen.
- FRECHEN, J. (1944): Die Genese der Olivinausscheidungen vom Dreiser Weiher (Eifel) und Finkenberg (Siebengebirge). N. Jb. f. Min. etc. Abh. (A), 79, S. 317—406.
- (1951): Die Vulkane der Westeifel. In: Die Vulkane der Eifel, S. 50—77. Wittlich, G. Fischer.
- FRIEDLAENDER, I. (1913): Beiträge zur Kenntnis der Kapverdischen Inseln. Berlin, D. Reimer, 109 S., 11 Taf.
- FURON, R. (1935): Notes sur la Paléogéographie de l'Océan Atlantique. I. La Géologie des Iles du Cap Vert. Bull. Mus. Natl. Hist. Nat. Paris (2) 7, S. 270—274.
- (1955): Géologie de l'Afrique. 350 S. Paris, Payot (im bes. S. 270—274).
- GAGEL, C. (1910): Die mittelatlantischen Vulkaninseln. Handb. reg. Geol. 7, Abt. 10, 32 S. Heidelberg, C. Winter.
- HAARDT, W. (1914): Die vulkanischen Auswürflinge und Basalte des Killerkopfes bei Rockeskyll in der Eifel. Jb. preuss. geol. Landesanst. 35, S. 177—253.
- HALFMANN, G. J. (1914): Auswürflinge aus dem Gebiet der Leucitphonolithe von Rieden, vom Typus der Tiefen- und Ganggesteine. Verh. Naturhist. Ver. Preuss. Rheinl. u. Westf. 71, S. 1—68.
- HARDER, F. (1935): Über die Gesteine der Löwenburg. Inaug.-Diss. Univ. Münster i. Westf. 45 S., 4. Taf., Bochum-Langendreer.
- HENNIG, E. (1913): Aptychen von den Capverdischen Inseln. Z. deutsch. geol. Ges. 65, S. 151—158.
- HENTSCHEL, H. und PFEFFER, P. (1954): Chemisch-petrographische Untersuchungen an Basalten des Westerwaldes. Geol. Jb. 69, S. 361—378.
- HOPMANN, M. (1951): Das Vulkangebiet des Laacher Sees. In: Die Vulkane der Eifel, S. 7—48. Wittlich, G. Fischer.

- HUSSAK, E. (1878): Die basaltischen Laven der Eifel. Sitz.-Ber. k. k. Akad. Wiss. Wien, 77. I. Abt., S. 330—360.
- DE JESUS, MARIO A. (1932): Subsídios para a petrologia do Arquipélago de Cabo Verde. Comm. Serv. Geol. Portugal 17, 18 S. (Auch abgedruckt in Bebiano, loc. cit. 1932).
- V. JOHN, C. (1897): Chemische Untersuchungen an Gesteinen von Angra Pequena, der Capverdischen Insel S. Vízente, vom Cap Verde und von der Insel San Miguel (Azoren). Jb. k. k. geol. Reichsanst. Wien 46, S. 279—292.
- JUNG, H. (1927): Die chemischen und provinziellen Verhältnisse der jungen Eruptivgesteine Deutschlands und Nordböhmens. Chem. d. Erde 3, S. 137—340 u. Hab.-Schr. Univ. Jena. (Enthält Zusammenstellung der Gesteinsanalysen und der Literatur bis 1927.)
- KALB, G. (1938): Beiträge zur Kenntnis der Auswürflinge des Laacher See-Gebietes. Decheniana 98 (A), S. 1—9.
- KETIN, I. (1939): Tektonik und Vulkanismus der Gegend von Bad Bertrich in der Südeifel. Jb. Reichsanst. f. Bodenforsch. Berlin 60 (ersch. 1941), S. 49—98.
- KNETSCH, G. (1951): Geologischer Führer durch das Gebiet des tertiären Vulkanismus in der Hohen Eifel. In: Die Vulkane der Eifel, S. 80—103. Wittlich, G. Fischer.
- KRANCK, E. H. (1928): On Turjaite and the Ijolithe Stem of Turja, Kola. Fennia 51, No. 5, 104 S. u. 4 Taf.
- LACROIX, A. (1911): Les syénites néphéliniques de l'Archipel de Los et leurs minéraux. Nouv. Arch. Muséum d'Hist. Nat. Paris (5) 3, 132 S. u. 10 Taf.
- (1912): Les syénites néphéliniques de l'Archipel de Los (Guinée). Bull. Soc. Min. France 35, S. 5—44.
- (1918): Sur quelques roches filoniennes sodiques de l'Archipel de Los, Guinée Française. C. R. Ac. Sc. Paris 166, S. 539—545.
- (1924): Nouvelles observations sur les syénites néphéliniques des îles de Los (Guinée), C. R. Ac. Sc. Paris 178, S. 1109—1114.
- (1923): Minéralogie de Madagascar, vol. 3, Paris, Challamel.
- (1931): Les minéraux de la syénite néphélinique à aegyrine du nord de l'île Kassa. Les diverses phases pneumatolytiques des syénites de l'Archipel de Los. C. R. Ac. Sc. Paris 192, S. 1322—1326.
- (1934): Volcanisme et Lithologie. In: Mission au Tibesti (1930—1931) dirigée par M. Dalloni. Mém. Ac. Sc. Paris 61, S. 169—369.
- LEHMANN, E. (1930): Der Basalt vom Stöffel (Westerwald) und seine essexitisch-theralithischen Differentiate. Chem. d. Erde 5, S. 319—372.
- MACDONALD, G. A. (1949): Hawaiian Petrographic Province. Bull. Geol. Soc. America 60, S. 1541—1596.
- NEIVA, COTELO, J. M. (1940): Considerações sobre o quimismo das formações eruptivas do Arquipélago de Cabo Verde. Publ. Mus. e Lab. Geol. Faculdade de Ciências do Porto 17, 54 S.
- (1946): Afinidades provinciais petrográficas entre Ilhas do Atlântico. Bol. Soc. Geol. Portugal 5, 10 S.
- NIGGLI, P. (1916): Gleichgewichte zwischen  $TiO_2$  und  $CO_2$  sowie  $SiO_2$  und  $CO_2$  in Alkali-, Kalk-Alkali- und Alkalialuminatschmelzen. Z. anorg. Chem. 98, S. 241—326.

- (1919): Untersuchungen an Karbonat- und Chloridschmelzen. *Z. anorg. Chem.* 106, S. 126—142.
- (1923): *Gesteins- und Mineralprovinzen I.* Berlin, Bornträger.
- (1927): Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen auf Grund der Molekularwerte. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 7, S. 116—133.
- (1943): *Gesteinschemismus und Mineralchemismus. II. Die Pyroxene der magmatischen Erstarrung.* *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 23, S. 538—607.
- (1937): *Das Magma und seine Produkte. I. Physikalisch-chemische Grundlagen.* Leipzig, Akad. Verlagsges.
- PART, G. M. (1930): Report on the rocks collected from St. Vincent, Cape Verde Islands. *Rep. Geol. Coll. made during the voyage of the „Quest“.* London, Brit. Mus. (Nat. Hist.), S. 117—125.
- (1946): An Augitite from St. Vincent, Cape Verde Islands. *Geol. Mag.* 83, S. 241—242.
- (1950): Occurrence of Nepheline-Monzonite and allied types in the Cape Verde Archipelago. *Geol. Mag.* 87, S. 421—426.
- (1950a): Volcanic rocks from the Cape Verde Islands. *Bull. Brit. Mus. (Nat. History), Mineralogy, I, No. 2,* London, 72 S.
- PECORA, W. T. (1956): Carbonatites: a review. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 67, S. 1537—1556.
- PULFREY, W. (1949): Ijolitic rocks near Homa Bay, western Kenya. *Q. J. geol. Soc.* 105, S. 425—454.
- RAHM, G. (1956): Der quartäre Vulkanismus im zentralen Teil der Westeifel. Ein Beitrag zum Eruptionsmechanismus der Eifelvulkane. *Decheniana* 109, S. 11—51.
- REINISCH, R. (1906): Gesteine der atlantischen Inseln St. Helena, Ascension, São Vicente (Kapverden) und São Miguel (Azoren). *Deutsche Südpolarexped. 1901—1903, Bd. 2. Geographie und Geologie (1906),* S. 643—662.
- RITTMANN, A.: (1933): Die geologisch bedingte Evolution und Differentiation des Somma-Vesuvmagmas. *Z. Vulk.* 15, S. 8—94.
- (1944): *Vulcani, Attività e Genesi.* Napoli, 313 S. u. 4 Taf.
- (1948): *Origine e differentiatione del Magma Ischitano.* *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 28, S. 643—698.
- SCHAEFER, E. (1939): Petrographische Untersuchungen über den Laacher Trachyt. *Min. Petr. Mitt. (Leipzig)* 50, S. 464—486.
- SCHAIRER, J. F. (1950): The Alkali-Feldspar Join in the System NaAlSiO<sub>4</sub>-KAlSiO<sub>4</sub>-SiO<sub>2</sub>. *J. Geol.* 58, S. 512—517.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1912): Die nichtbasaltischen Eruptivgesteine zwischen Wirges, Boden und Ettinghausen im südwestlichen Westerwald. *Jb. preuss. geol. Landesanst.* 30, Teil 2, S. 249—311. Auch Inauguraldissert. Univ. Giessen.
- SCHOTTLER, W. (1908): Die Basalte der Umgegend von Giessen. *Abh. d. Hessischen geol. Landesanst. zu Darmstadt* 4, S. 315—491.
- SCHULTE, W. (1891/1893): Geologische und petrographische Untersuchung in der Umgebung der Dauner Maare. *Verh. Naturhist. Ver. preuss. Rheinl. u. Westf.* 48, S. 174—208 u. 50, S. 295—306.
- SCHUSTER, E. (1920): Calcitführende Auswürflinge aus dem Laacher See-Gebiet. *N. Jb. f. Min. etc. B. B.* 43, S. 295—318.

- SEIWERT, J. (1891): Über einige basaltische Laven und Tuffe der Eifel. Verh. Naturhist. Ver. Preuss. Rheinl. u. Westf. 48, S. 97—103.
- SHAND, S. J. (1945): The present status of Daly's hypothesis of the Alkaline Rocks. Amer. J. Sc. 243-A (Daly volume), S. 495—587.
- (1948): Eruptive Rocks. 3rd ed. 488 S. London and New York.
- SMITH, W. CAMPBELL (1956): A review of some problems of African Carbonatites. Q. J. geol. Soc. 112, S. 189—220.
- SOARES, PIRES, J.-M. (1948): Observations géologiques sur les Iles du Cap-Vert. Bull. Soc. géol. France (5) 18, S. 383—389.
- SOUSA TORRES, A. und SOARES, PIRES J.-M. (1946): Formações sedimentares do Arquipélago de Cabo Verde. Ministerio das Colónias. Junta das Missões Geográficas e de Investigações Coloniais. Memórias, Ser. Geológica 3, 397 S. Lisboa.
- STAHLCKER, R. (1935): Neokom von der Capverden-Insel Maio. N. Jb. f. Min. etc. (B) B. B. 73, S. 265—301.
- STANSFIELD, J. (1923): Extensions of the Monteregian Petrographical Province to the West and Northwest. Geol. Mag. 60, S. 433—453.
- (1926): Chemical Characters of Okaite. Amer. J. Sc. (5) 11, S. 396—398.
- SUNDIUS, N. (1957): Alkaline rocks and the carbonates of alkalis, calcium and magnesium. Arkiv Min. Geol. (Stockholm) 2, S. 319—331.
- TEXEIRA, C. (1950): Notas sobre a geologia das Ilhas Atlânticas. Anais Faculdade de Ciências do Porto 23, S. 193—233.
- TILLEY, C. E. (1957): Problems of alkali rock genesis. (William Smith Lecture, 1957). Q. J. geol. Soc. 113, S. 323—360.
- TORRE DE ASSUNÇÃO, C. F. (?): Sobre os grandes cristais de hornblenda kaersutítica da Ilha do Fogo (Erupção de 1951). Revista da Junta das Missões Geográficas e de Investigações de Ultramar 4, S. 71—79. Lisboa.
- (1954): Expedição científica à Ilha do Fogo. Estudos petrográficos. Ministerio do Ultramar. Junta de Investigações do Ultramar. Memórias, Ser. petrográfica 1, 156 S., 21. Taf. Lisboa.
- VOGELSANG, H. (1890): Beiträge zur Kenntnis der Trachyt- und Basaltgesteine in der Hohen Eifel. Z. deutsch. geol. Ges. 42, S. 1—57.
- V. WOLFF, F. (1931): Der Vulkanismus. II. Spez. Teil. 2. Die Alte Welt. 1. Lieferung, Der Atlantische Ozean (im bes. S. 1031—1059). Stuttgart, Enke.

Kristallographisch-petrographisches Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule, Zürich.

Eingegangen: 21. Dezember 1959.