

Zur Geologie der Kapverdischen Inseln *)

PETER ROTHE

Mannheim

3 Abbildungen

Einführung

Die Gruppe der Kapverdischen Inseln liegt weniger als 500 km vom afrikanischen Kontinent entfernt im Bereich des "continental rise". Die einzelnen Inseln sind auf einem Plateau von etwa 3500 - 4000 m Wassertiefe aufgebaut, im W schließt sich daran eine Tiefsee-Ebene mit über 5000 m an.

Die Wassertiefen zwischen den Inseln sind sehr unterschiedlich, in Einzelfällen bestehen sogar gemeinsame Schelfbereiche (Abb. 1).

Geographen teilen die zehn Inseln in eine nördliche Gruppe (Sto. Antão, S. Vicente, Sta. Luzia, die kleineren Branco und Razo sowie S. Nicolau, Sal und Boavista) als "Inseln über dem Winde" (Barlavento) und eine südliche (Brava, Fogo, S. Tiago und Maio) als "Inseln unter dem Winde" (Sotavento).

Aufgrund der Geomorphologie läge eine Einteilung in eine östliche und eine westliche Gruppe näher: Sal, Boavista und Maio sind wesentlich stärker abgetragen als die anderen Inseln: Infolge des niedrigen Reliefs sind die Niederschläge dort auch wesentlich geringer als auf den Westinseln: 4000 mm an der N-Flanke von Sto. Antão stehen 95 mm auf Sal gegenüber.

Die Reliefunterschiede zwischen E- und W-Inseln werden, ähnlich wie auf den Kanaren, gelegentlich als Kriterium für ein unterschiedliches geologisches Alter herangezogen: die stärker abgetragenen Ostinseln sollen älter sein.

Der erste Bericht zur Geologie der Kapverden stammt von CH. DARWIN; die "Beagle" hatte 1832 S. Tiago angelaufen. DARWIN erkannte Kalksteine, die zwischen Lavaschichten eingelagert vorkommen und erwähnt auch die Umwandlung dieser Kalksteine infolge des thermischen Einflusses der darübergeflossenen jüngeren Lava.

Für biogeographische Fragestellungen ist DARWINs Bericht deshalb von Belang, weil er bereits in der Mitte des 19. Jahrhunderts die Staubfälle erwähnt, aus deren Material überwiegend Mikroorganismen des Süßwassers analysiert wurden.

Seit dem Beginn unseres Jahrhunderts sind von Maio mesozoische Sedimentgesteine bekannt, die im Verband mit Vulkaniten vorkommen (FRIEDLÄNDER 1912). Sie nehmen seitdem in der Rekonstruktion der geologischen Geschichte eine Schlüsselposition ein. Maio ist nicht zuletzt wohl deswegen die zur Zeit am besten untersuchte Insel der Kapverden.

Bezüglich des Kenntnisstandes zur Geologie befinden sich die Inseln, im Gegensatz zu anderen atlantischen Inselgruppen, noch in einem "Reconnaissance"-Stadium (MITCHELL-THOME, in einem Brief vom 1. Juni 1981); das mag mit durch ihre Randlage im makaronesischen Bereich bedingt sein. Die einzige geologische Beschreibung sämtlicher Inseln ist älteren Datums (BEBIANO 1932), die zur Zeit aktuellste Zusammenfassung gibt MITCHELL-THOME (1976).

Die vorliegende Arbeit beruht auf Literaturstudien. Der Verfasser kennt vom Kapverden-Gebiet nur den von den Inseln umschlossenen Meeresbereich. Echolotprofile zeigen, daß das Relief des Ozeanbodens dort stark gegliedert und vom Vulkanismus geprägt ist (ROTHE 1973).

*) Für CARLOS MACARONESES - den Altmeister.

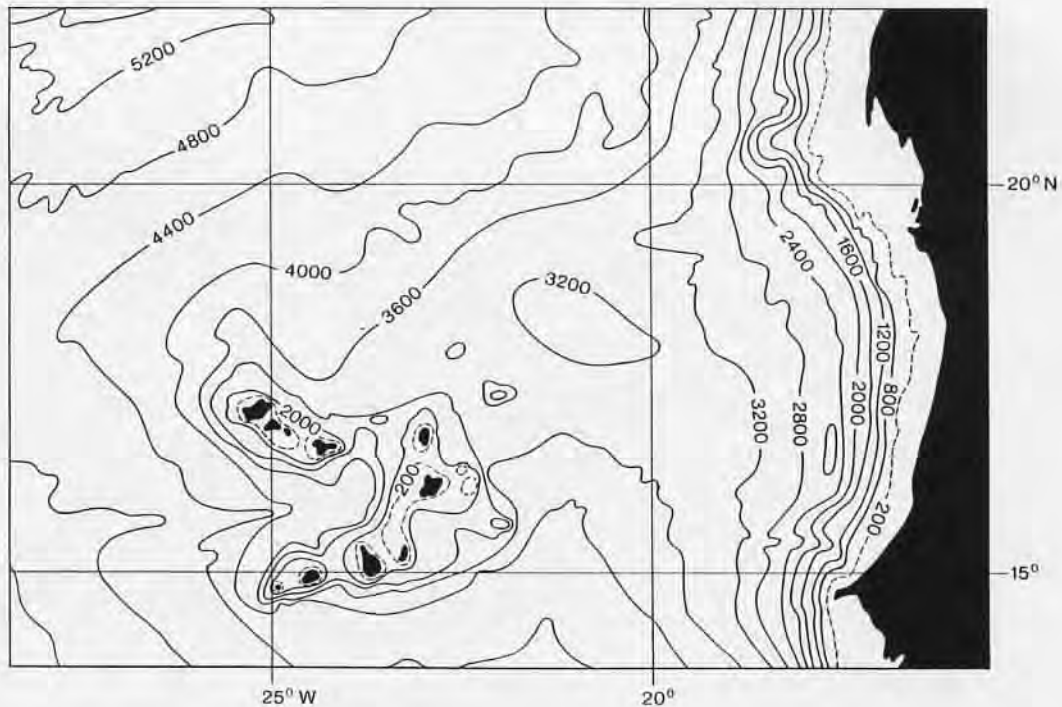


Abb. 1. Bathymetrie und Lage der Kapverdischen Inseln.

Diskussionen mit Herrn Prof. Dr. K. KREJCI-GRAF (Frankfurt/M.) und Korrespondenz mit Herrn Dr. R. C. MITCHELL-THOME (Mamer/Luxembourg) waren hilfreich, können aber die fehlende Geländekenntnis nicht ersetzen. Beiden Herren möchte ich auch an dieser Stelle herzlich für ihre hilfreiche Unterstützung danken.

Geologie

Für die Probleme der Biogeographie sind vor allem Fragen zum Alter der Inseln, deren geologische Stellung im Hinblick auf eine eventuelle Zugehörigkeit zum benachbarten Kontinent und die vulkanische Entwicklungsgeschichte von Bedeutung. Sie werden nachfolgend unter diesen drei Aspekten behandelt.

I. Geologisches Alter der Kapverden

Für die altersmäßige Zuordnung ozeanischer Inseln ist man fast immer auf physikalische Datierungsmethoden angewiesen, weil biostratigraphisch einstuftbare Sedimente im Verband mit den Vulkaniten selten sind.

Von den Kapverden sind bisher ungefähr 150 Vulkanite paläomagnetisch datiert (WATKINS et al. 1968); die Daten sind jedoch nicht ohne Widersprüche (MITCHELL-THOME 1976). Immerhin scheinen die meisten der so datierten Gesteine in das Miozän zu gehören. Für Maio liegen 3 (!) K-Ar-Datierungen vor, die Gesteine des zentralen vulkanischen Komplexes dieser Inseln in das untere bis mittlere Miozän stellen (GRUNAU et al. 1975).

Über den Beginn des Inselvulkanismus kann bisher nur spekuliert werden. Das lokale, ozeanische basement-Hörsch, über dem sich die Kapverden aufbauen, ist nach geophysikalischen Untersuchungen von Sedimenten überlagert, die im Inselbereich etwa 2000 m mächtig sind, und die mit Annäherung an den afrikanischen Kontinentalrand auf 8 - 10000 m zunehmen (GRUNAU et al. 1975).

Auf Maio sind Tiefsee-Ablagerungen vielleicht des obersten Jura, sicher aber solche der unteren und mittleren Kreide durch vulkanotektonische Prozesse bis über das heutige Meeresniveau gehoben worden. Sie werden lokal "lit-par-lit" (KREJCI-GRAF 1961) von basischen Vulkaniten intrudiert. Auch GRU-

NAU et al. (1975) benutzen "intrudiert" für Gänge und sills in diesem Bereich; leider ist nicht ersichtlich, ob die K-Ar-datierten Proben daher stammen.

Es ist jedenfalls nicht wahrscheinlich, daß die intrusiven Vulkanite mesozoisches Alter haben. Die Sedimentserie enthält allerdings in mehreren Abschnitten neben tonigen auch vulkanische Komponenten. Die ältesten datierten Vulkanite sind nach GRUNAU et al. (1975) Eozän.

Auf vielen Inseln scheinen Flachwasserkarbonate (Biokalkarenite, Lithothamnienkalke) wahrscheinlich vorwiegend obermiozänen Alters über älteren vulkanischen Serien zu liegen. Daraus läßt sich ableiten, daß die meisten der Inseln im oberen Miozän soweit aufgebaut waren, daß sie in Nähe des Meeresspiegels kamen oder darüber herausragten. Dieses Datum markiert den frühestmöglichen Beginn einer Besiedlung durch terrestrische Flora und Fauna.

II. "Grundgebirge"

Seit der Jahrhundertwende, vor allem durch BERGT (1913) und GAGEL (1910), später auch CHEVALIER (1935) und FURON (1935) ist die Annahme eines Basalkomplexes von paläozoischem oder sogar präkambrischem Alter in die Literatur eingeführt worden; ähnliche Annahmen gab es auch für die meisten anderen der Mittelatlantischen Vulkaninseln. Die Voraussetzungen dazu waren kleinere Vorkommen von "Tiefengesteinen" innerhalb der lagerungsmäßig ältesten Gesteinsserien.

Man postulierte daraufhin plutonische Insel-Sockel, die zugleich als Hinweise auf eine "kontinentale" Entstehung der Inseln herangezogen wurden.

Nachdem in einigen Fällen geklärt werden konnte, daß die "Plutonite" z.T. jünger sind als die Laven, lassen sich heute solche "plutonischen" Gesteine eher dem vulkanischen Geschehen selbst zuordnen; es handelt sich um subvulkanische Bildungen. Auf den Kanaren sind manche Gabbros, Diorite oder Syenite sehr jung. Physikalische Altersbestimmungen von 38,6 Millionen Jahren für einen Syenit von Fuerteventura/Kanaren sind eher die Ausnahme, die meisten Gesteine der "Basalkomplexe" ergeben Alterswerte, die eine Bildung der Gesteine im unteren und mittleren Miozän nahelegen (ABDEL-MONEM et al. 1971). Für die Kapverden deuten die spärlichen K-Ar-Daten auf ähnliche Altersverhältnisse (GRUNAU et al. 1975).

Danach läßt sich die Annahme eines geologisch alten "Grundgebirges", womöglich kontinentaler Zusammensetzung, auch für die Kapverden nicht länger aufrechterhalten. Die Inseln bauen sich vielmehr über der ozeanischen Kruste eines lokalen basement-Hochs auf (GRUNAU et al. 1975).

III. Geologische Entwicklung

Die Entstehung der Kapverden ist wesentlich durch Vulkanismus bedingt; das läßt sich allein aus den Gesteinen ableiten, unter denen neben vorwiegend basischen Eruptiva Sedimente einen Oberflächenanteil von nur 9 % (MITCHELL-THOME 1972) einnehmen; dem Volumen nach ist ihre Beteiligung noch wesentlich geringer.

III. 1 Der Ozeanboden im Bereich der Kapverden

Für die Basalte des ozeanischen basements unter den Kapverden ist aufgrund von Analogien zum Schelf des Senegal ein Oberjura-Alter anzunehmen. Darüber lagern etwa 2000 m mächtige, wahrscheinlich pelagische Sedimente, die in ihrer regionalen Verbreitung geophysikalisch nachgewiesen sind (GRUNAU et al. 1975).

Maio erschließt einen Teil dieses alten Ozeanbodens: im Zentralteil der Insel stehen in mehreren Aufschlüssen (Monte Branco, Ribeira do Morro) steil einfallende Sedimentfolgen von beträchtlicher Mächtigkeit an: SERRALHEIRO (1970) spricht von mehr als 1000 m, GRUNAU et al. (1975) von 1500 - 2500 m. Sie bestehen aus tonigen, mergeligen und kalkigen Gesteinen mit Einlagerungen von Feuerstein-Linsen und von vulkanischen Komponenten (Details siehe vor allem SERRALHEIRO 1970). Bis auf die stratigraphisch ältesten Bereiche sind die Sedimente an Fossilien, vor allem Ammoniten, gut datiert (STAHL-ECKER 1934). Die Schichtfolge reicht von fraglichem Portlandium (KLERKX & DE PAEPE) sprachen von "fossiliferous upper Jurassic") bis in die mittlere Kreide.

Eine besondere Stellung unter diesen Sedimenten haben Aptychen-Kalke; die Aptychen wurden schon von HENNIG (1913) beschrieben. Sie werden als Kriterien in der Diskussion um die Wassertiefe der Karbonatgesteine verwendet. STAHL-ECKER (1934) hat mehr als 2000 m angenommen. KREJCI-

GRAF (1961) stimmte dem zu, während SERRALHEIRO (1970) diese Tiefe nur für die Kalksteine gelten lassen will und MITCHELL-THOME (1976) sogar erheblich geringere Wassertiefen annimmt.

Die mir bekannten, von KREJCI-GRAF gesammelten Handstücke sind helle, cremefarbene Mikrite, die Ähnlichkeit mit Solnhofener Plattenkalken haben. Vorbehaltlich neuer, karbonatpetrologischer Untersuchungen muß die Frage der Wassertiefe offen bleiben. Die von STAHLCKER beschriebene Ammonitenfauna läßt jedenfalls eher an ein pelagisches Milieu denken.

III. 2 Stadium 1: Der älteste Vulkanismus

Abgesehen von der Beteiligung vulkanogener Komponenten innerhalb der mesozoischen Schichtfolge ist der älteste Vulkanismus durch Basalte und Lamprophyre im Verband mit den Sedimenten dokumentiert. Über seine zeitliche Zuordnung sind völlig gegensätzliche Auffassungen publiziert. KLERKX & DE PAEPE (1971) sprechen von Laven, die in die Sedimentfolgen eingelagert sind und die folglich mesozoisches Alter haben.

Der Vulkanismus wird der Anfangsphase eines ozeanischen Rückens zugeordnet, der als großmaßstäbliche Struktur zur Zeit des oberen Jura oder der Kreide angelegt wurde und der bis zu den Kanaren reichen soll. In der Folge seiner Entstehung sollen auch die mesozoischen Sedimente durch submarine Gleitungen deformiert worden sein.

Im Gegensatz dazu stehen die detailreichen Angaben bei SERRALHEIRO (1970), der eindeutig von einer Metamorphose der mesozoischen Sedimente durch die essexitischen Intrusionen spricht. Die gleiche Auffassung vertreten GRUNAU et al. (1975), indem sie die entsprechenden Vulkanite als Gänge bzw. sills bezeichnen, die – vermutlich im Paläozän, vielleicht Eozän (PART 1950) – in die mesozoische Schichtfolge intrudierten.

III. 3 Stadium 2: Hauptphase des Inselvulkanismus ?

Neuere Arbeiten über die Entstehung vulkanischer Inseln deuten darauf hin, daß die Effusion der Hauptmasse der Basalte zunächst mächtige submarine Schildvulkane aufbaut.

Die entsprechenden Laven haben im Pazifik tholeiitische Zusammensetzung (z.B. Hawaii, siehe MACDONALD 1968, WRIGHT 1971), während bei den Atlantik-Inseln alkali-betonte Magmen überwiegen (u.a. SCHMINCKE 1973).

Auf den Kapverden scheint sich die Zusammensetzung im Verlaufe der geologischen Entstehung der Inseln nicht sehr geändert zu haben. In allen Stadien überwiegen untersättigte Magmen von i.w. alkali-basaltischer Zusammensetzung, wie sie für die Hauptmasse der kapverdischen Effusiva kennzeichnend sind (PART 1950, BURRI 1960, MITCHELL-THOME 1976). Ihre Förderung erfolgte überwiegend submarin.

Das Alter des Vulkanismus dieses Stadiums wird von PART (1950) mit frühem Mittel-Tertiär angegeben. Diese Einstufung ist insofern wahrscheinlich, als über den ältesten Basalten vieler der Inseln Karbonat-Sedimente gefunden werden (Kalkarenite, Lithothamnienkalke, TORRES & SOARES 1946, MITCHELL-THOME 1964), denen in den meisten Fällen ein Ober-Miozän-Alter zugeschrieben wird.

Nach Untersuchung entsprechender Sedimente auf den Kanaren (u.a. MÜLLER & TIETZ 1971, TIETZ 1969, LIETZ & SCHMINCKE 1975) ist wahrscheinlich, daß die meisten dieser „miozänen“ Bildungen jünger sind, nämlich Pliozän, z.T. sogar Pleistozän. Für die Insel Sal hatte auch LECOINTRE (1962) bereits für Miozän gehaltene Sedimente dem Quartär zugeordnet. MITCHELL-THOME (1976) diskutiert eine ähnliche Einstufung auch für andere Kapverden-Inseln mit entsprechenden Ablagerungen. Das würde, wie auch die ersten K-Ar-Daten an Vulkaniten im Zentralkomplex Maios zeigen, den Vulkanismus dieser Phase eher in das Miozän stellen.

Die Karbonatsedimente deuten jedenfalls darauf hin, daß im Miozän die Kapverden bis nahe an den Meeresspiegel aufgebaut waren bzw. darüber hinausragten. Dieses Datum, obwohl es zeitlich bisher noch nicht sehr genau eingegrenzt werden kann, ist wichtig für die Biogeographie, weil es den frühestmöglichen Beginn der Besiedlung durch Flora und Fauna angibt.

III. 4 Stadium 3: Subaërischer Vulkanismus

Während die Vulkanite des Stadiums 2 nur in den stratigraphisch höheren Partien subaërisch abgelagert wurden, weisen alle Anzeichen darauf hin, daß nahezu sämtliche jüngeren vulkanischen Produkte der Kapverden unter subaërischen Bedingungen gefördert wurden.

Die Laven liegen meist subhorizontal und bauen, mit einer Vielzahl übereinander lagernder Decken, charakteristische Tafelberge von lokal mehreren hundert Metern Höhe auf. Manche Autoren sprechen von Plateau-Basalten. Diese Basalte bilden dem Volumen nach die Hauptmasse der über dem Meeresspiegel lagernden vulkanischen Gesteine der mittleren und westlichen Inseln.

Sie scheinen auf den Ostinseln zu fehlen. Auf den mittleren Inseln (São Tiago und São Nicolau) überlagern sie Kalkarenite und marine Konglomerate, die wahrscheinlich jünger sind als Miozän; diese sind auf den westlichen Inseln nicht aufgeschlossen (oder dort nicht gebildet worden).

Von allen vulkanischen Serien der Kapverden unterscheiden sich die Gesteine dieses Stadiums durch ihre petrographische Vielfalt. Neben Alkali-Basalten wurden u.a. Phonolithe und subvulkanische Nephelin-Syenite, Nephelin-Monzonite und Essexite gefördert.

III. 5 Stadium 4: Quartärer bis rezenter Vulkanismus

Wie auf den meisten anderen mittelatlantischen Vulkaninseln ist der jüngste Vulkanismus auch auf den Kapverden an den gut erhaltenen vulkanischen Oberflächenformen erkennbar. (Aus Platzgründen muß hier auf eine Aufzählung verzichtet werden, Details siehe MITCHELL-THOME 1976, es sei aber gesagt, daß Produkte dieses Stadiums nicht auf allen Inseln vorkommen.) Eindrucksvollstes Beispiel für dieses Stadium ist Fogo mit dem 2829 m hohen Pico. Die Insel stellt einen bis heute aktiven Vulkan dar, der sich annähernd kegelförmig aus 4000 m Wassertiefe aufgebaut hat. Der letzte Ausbruch erfolgte 1951 (RIBEIRO 1954; siehe auch MACHADO 1965).

In etwa 1600 m Höhe ü. NN liegt eine Caldera von 8 km Durchmesser, über deren Boden sich ein Zentralkegel erhebt. Fogo ist ein Stratovulkan, der aus sehr unterschiedlichen Gesteinen von meist "basaltischer" Zusammensetzung aufgebaut ist (Details siehe MITCHELL-THOME 1976). Zu den Besonderheiten gehören Karbonatite, die die ältesten Gesteine des Inselsockels, zusammen mit Gangschwärmen alkalischer Zusammensetzung, bilden; entsprechende Ringkomplexe sind neben Fogo auch von Brava bekannt. Für den quartären, bzw. jüngsten, noch aktiven Vulkanismus der Kapverden sind Alkali-Basalte, Basanite, Tephrite, Nephelinite und vor allem Limburgite kennzeichnend.

III. 6 Quartäre bis rezente Sedimente

Auf den Kapverden sind Sedimente weiter verbreitet als auf den anderen makaronesischen Inseln. Neben Kalksteinen – vor allem Biokalkareniten – nehmen Konglomerate und karbonatische Dünen-sande lokal beträchtlichen Raum ein (auf Boa Vista 90 km²; MITCHELL-THOME 1964). Dazu kommen, vor allem auf Sal, Boa Vista und Maio, Krustenkalke (caliche).

Der Ursprung des karbonatischen Materials liegt allen Angaben der Literatur zufolge und in Analogie zu sämtlichen anderen mittelatlantischen Inselgruppen im Bereich der Inseln selbst. Auf flachen Schelfen sind die biogenen Komponenten der Kalksande und Kalkarenite gebildet und – bevorzugt wahrscheinlich in Stadien glazial-eustatischer Meeresspiegel-Tiefstände – durch Winde auf die Inseln selbst verfrachtet worden. Sie bilden fossile und/oder rezente Dünen, wahrscheinlich hält der Prozeß dieser Sedimentbildung bis heute an.

Konglomerate, die meist aus vulkanischen Komponenten bestehen, aber auch Kalkgerölle enthalten können, werden als Transgressionsbildungen gedeutet (MITCHELL-THOME 1964). Neben marinen Terrassen in sehr unterschiedlichen Niveaus sind auch Flußterrassen beschrieben.

Die marinen Terrassen bilden einen eigenen Problemkreis, weil auf vulkanischen Inseln grundsätzlich mit Interferenz zwischen eustatischen Meeresspiegelschwankungen und mindestens vulkano-tektonischen Eigenbewegungen, sogar einzelner Inseln, gerechnet werden muß (KREJCI-GRAF 1961). Strandlinien in 80 - 100 m, 50 - 60 m, 30 - 40 m, 15 - 20 m, 8 - 12 m und 2 - 6 m sind beschrieben; deren Parallelisierung nach der Höhenlage scheint nicht immer möglich, es sind auch nicht alle aufgezählten Niveaus auf sämtlichen Inseln erkennbar. Das höchste Niveau soll dem Sicilium I, das niedrigste dem Flandrischen Stadium entsprechen.

III. 7 Tektonik/Vertikal-Bewegungen der Kapverden

Neben den o. e. Terrassen gehören Hebungen größeren Ausmaßes zur geologischen Entwicklung der Kapverdischen Inseln. Im Rahmen des "Deep Sea Drilling Projects" ist NW der Inseln die Site 141 gebohrt worden. Die Sedimentverteilung dieser Bohrung läßt erkennen, daß dort mit einer beträchtlichen Hebung vom Ozeanboden seit dem Pliozän (!) gerechnet werden muß; Entsprechendes könnte für den Kapverden-Bereich selbst auch gelten.

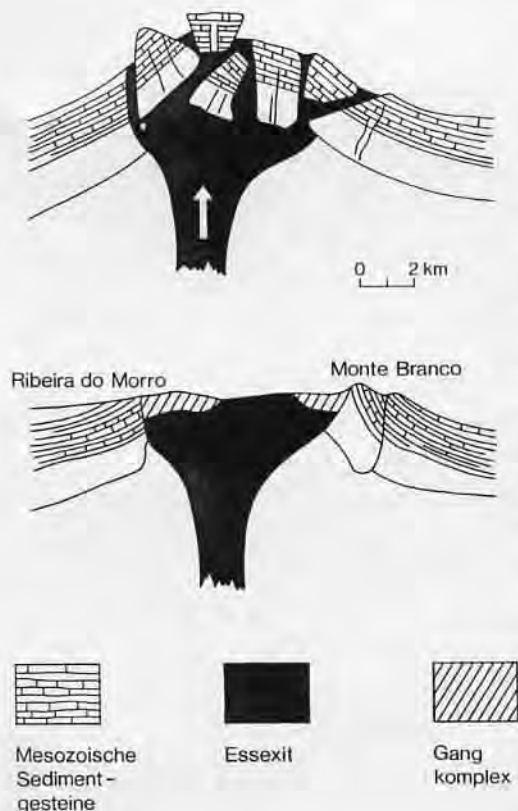


Abb. 2. Vulkano-tektonische Hebung der mesozoischen Sedimente auf Maio (nach SERRALHEIRO 1970).

GRUNAU et al. (1975) haben mit geophysikalischen Methoden im submarinen Sockelbereich von Maio gestörte Sedimente wahrscheinlich frühtertiären Alters nachgewiesen. Die jungtertiären Ablagerungen der submarinen Hänge sämtlicher Inseln sind stark gestört, so daß man großmaßstäbliche Rutschungsvorgänge infolge tektonischer Bewegungen seit dem Alttertiär bis in rezente Zeiten hinein annehmen kann.

Den deutlichsten Hinweis für Hebungsvorgänge liefern die mesozoischen Sedimentgesteine von Maio. Bei Annahme von etwa 2000 m Wassertiefe zur Zeit ihrer Bildung wären die Bewegungen von beträchtlichem Ausmaß. Die Schichtfolge ist zu kleinräumigen Faltenstrukturen deformiert bzw. steilgestellt mit Fallwinkeln bis zu 70° ; sie scheint einen zentralen Eruptivgesteins-Komplex mit subvulkanischen Intrusionen zu umrahmen bzw. von diesem hinweg nach außen einzufallen (SERRALHEIRO 1970).

Als Ursachen für die Deformation nahm bereits KREJCI-GRAF (1961) vulkano-tektonische Prozesse an, die von SERRALHEIRO sogar in einzelne Phasen aufgelöst dargestellt wurden (siehe auch Abb. 2, links). Orogene Prozesse scheinen auszuscheiden. KLERKX & DE PAEPE (1971) gehen davon aus, daß die Hebung nicht monolithisch erfolgt ist und daß sie in einem frühen Stadium, annähernd synchron oder unmittelbar nach Ablagerung der mesozoischen Sedimente erfolgt ist. Diese Aussage beruht allerdings auf der Annahme, daß die von allen anderen Autoren (u. a. GRUNAU et al. 1975) als sills gedeuteten Basalte Lavaströme sind (siehe III. 2).

Die großtektonischen Linien mancher Autoren (u. a. in TORRES & SOARES 1946) sind meist ohne Begründung: Rein geometrisch werden Inseln zusammengefaßt, die auf weitreichenden Störungen liegen sollen; so wird z. B. eine WNW-ESE-verlaufende Linie angenommen, die Sto. Antão mit Boa Vista verbindet, oder annähernd N-S verlaufende, die S. Nicolau und Fogo oder Sal und Maio miteinander verbinden. KLERKX & DE PAEPE nehmen aufgrund der Gesteinszusammensetzung und N-S-verlaufender magnetischer Anomalien ein mesozoisches rift-Stadium an, das später nicht fortgesetzt wurde. Auch diese Annahme steht und fällt mit der o. a. Interpretation des ältesten Vulkanismus.

Auf den Inseln selbst scheinen die meisten Vulkanbauten eher auf zentralvulkanische Strukturen hinzuweisen; Ringstrukturen und assoziierte Karbonatite, die Caldera von Fogo und der Zentralkomplex von Maio sind dafür nur Beispiele.

Vorbehaltlich neuerer Untersuchungen muß offenbleiben, ob der Vulkanismus der Kapverden genetisch mit der Öffnung des Atlantik in Zusammenhang steht. Die Vulkanbauten der Inseln sind offenbar wesentlich jünger.

Analogien zwischen Maio und Fuerteventura/Kanaren führten zu der Annahme, daß die östlichen Inseln der Kapverden und der Kanaren möglicherweise ähnlich gebaute Teile des afrikanischen Kontinentalrandes erschließen (ROTHER 1968). Auf beiden Inseln werden mesozoische Sedimente im Verband mit den ältesten Vulkaniten angetroffen; die Sedimente sind aller Wahrscheinlichkeit nach Bildungen tiefen Wassers (siehe auch Abb. 3 a und b, rechts).

Die unterschiedliche Entfernung – Fuerteventura etwa 100 km, Maio etwa 500 km – von der afrikanischen Küste, sowie die Zugehörigkeit zu geophysikalisch verschiedenen Krustenbereichen, läßt daran denken, daß diese Analogien eher zufällig und durch die Aufschlußverhältnisse bedingt sein könnten.

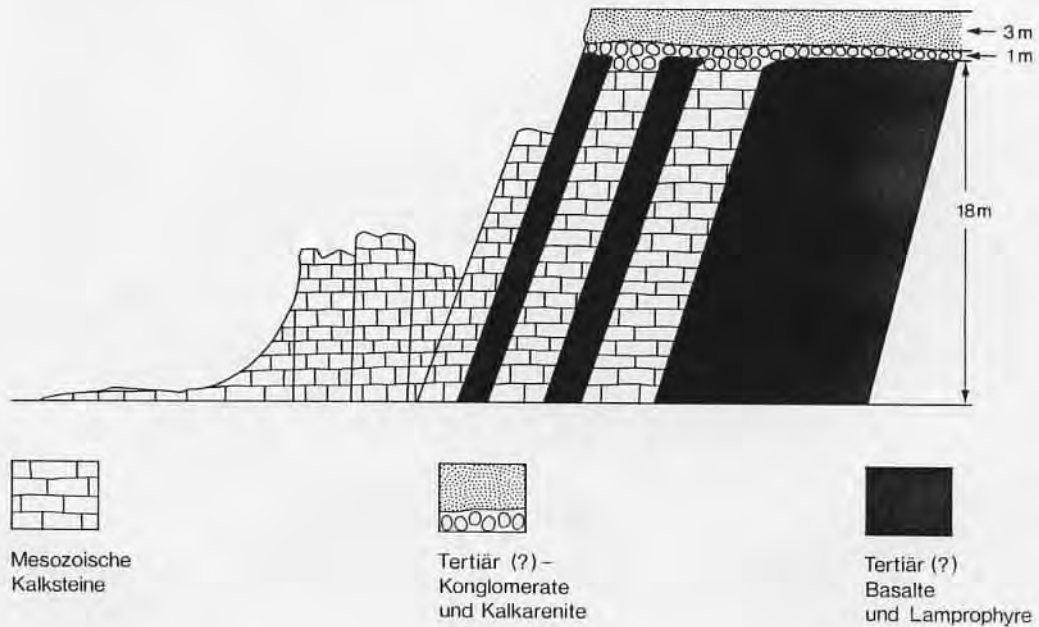
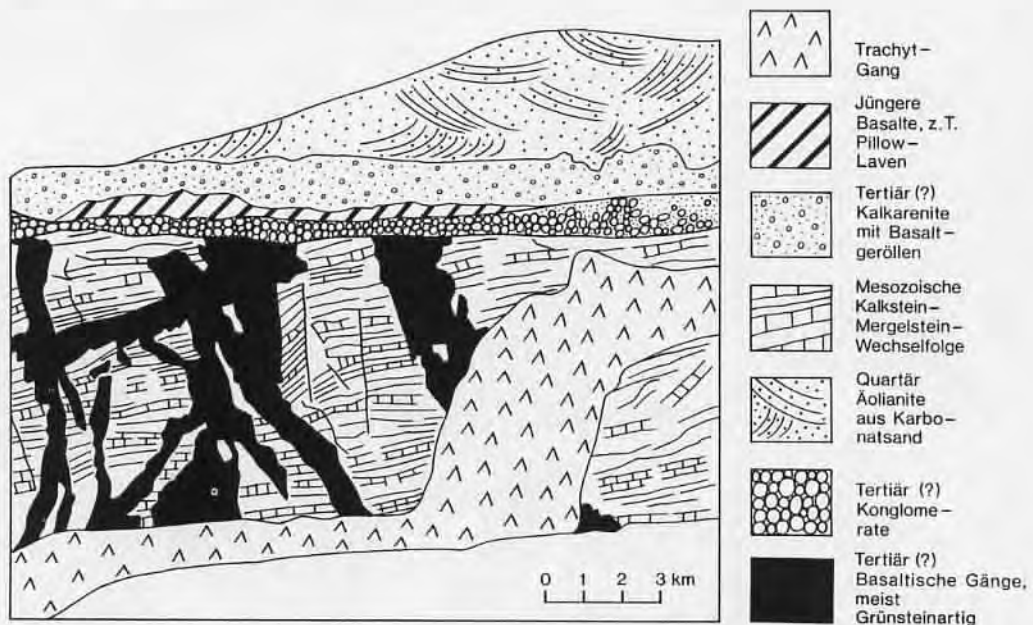


Abb. 3 a. Profil an der Ribeira Barreiro/Maio (nach TORRES & SOARES 1946).

Abb. 3 b. Profil bei Puerto de la Pena/Fuerteventura/Kanaren (nach einem Foto des Verfassers).

Beide Profile zeigen Folgen mesozoischer Sedimente, die von jüngeren Vulkaniten durchschlagen werden.



Für die Biogeographie können die bisherigen Befunde der Geologie wenig aussagen. Landverbindungen zum afrikanischen Kontinent und deren Trennung infolge Tektonik sind unwahrscheinlich. Interinsuläre Verbindungen dagegen sind möglich. Sie könnten zeitweise bestanden haben und ursächlich mit vulkano-tektonischen Vertikalbewegungen einzelner Inseln und/oder eustatischen Meeresspiegelschwankungen im Zusammenhang stehen. Zeitweise Verbindungen zwischen Sto. Antão und S. Nicolau sind schon infolge eines gemeinsamen flachen Schelfbereichs wahrscheinlich; ähnliches gilt für eine eventuelle Verbindung Maio – Boa Vista.

Für die Verbreitung von Insekten vor allem bietet sich eine "Luftbrücke" an: Sie könnten – wie schon DARWIN bemerkt hatte – mit dem Harmattan auf die Inseln gelangt sein.

Anschrift des Verfassers

Prof. Dr. P. ROTHE, Universität Mannheim, Geologie, Postfach 2428, 6800 Mannheim.

Schriften

- ABDEL-MONEM, A., WATKINS, N. D. & GAST, P. W. (1971): Potassium-Argon Ages, Volcanic Stratigraphy, and Geomagnetic Polarity History of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria, and La Gomera. – *Amer. J. Sci.*, **271**: 490 - 521; New Haven.
- BEBIANO, B. (1932): A Geologia do Arquipelago do Cabo Verde. – *Comun. Serv. geol. Portugal*, **18**: 51 - 275; Lisboa.
- BERGT, A. (1913): siehe FRIEDLÄNDER.
- BURRI, C. (1960): Petrochemie der Capverden und Vergleich des Capverdischen Vulkanismus mit demjenigen des Rheinlands. – *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, **40**: 115 - 161; Zürich.
- CHEVALIER, A. (1935): Les îles du Cap Vert. Flore de l'Archipel. – *Rev. int. bot. appl. Agric. trop.*, **15**: 733 - 1090; Paris.
- DARWIN, CH. (1962): *The Voyage of the Beagle*. – Natural History Library Edition (Doubleday & Co. Inc.) New York.
- FRIEDLÄNDER, J. (1913): Beiträge zur Kenntnis der Kapverdischen Inseln. – 109 S.; (REIMER) Berlin.
- FURON, R. (1935): Notes sur la paléogéographie de l'Océan Atlantique. I. La géologie des îles du Cap Vert. – *Bull. Mus. Nat. d'Hist.*, **2** (7/4): 270 - 274; Paris.
- GRUNAU, H. R., LEHNER, P., CLEINTUAR, M. R., ALLENSBACH, P. & BAKKER, G. (1975): New radiometric ages and seismic data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands) and Sao Tome (Gulf of Guinea). – In: *Progress in Geodynamics*, Roy. Netherlands Acad. Arts a. Sci., **90** - 118; Amsterdam.
- HENNIG, E. (1913): Aptychen von den Kapverdischen Inseln. – *Z. deutsch. geol. Ges.*, **65**: 151 - 158; Hannover.
- KLERKX, J. & DE PAEPE, P. (1971): Cape Verde Islands: Evidence for a Mesozoic Oceanic Ridge. – *Nature, Phys. Sci.*, **233**: 117 - 118; London.
- KREJCI-GRAF, K. (1961): Vertikal-Bewegungen der Makaronesen. – *Geol. Rdsch.*, **51**: 73 - 122; Stuttgart.
- LECOINTRE, G. (1962): Le Quaternaire de l'île de Sal (Archipel du Cap Vert). – *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, **3**: 92 - 93; Paris.
- LIETZ, J. & SCHMINCKE, H. U. (1975): Miocene-Pliocene Sea-Level Changes and Volcanic Phases on Gran Canaria (Canary Islands) in the Light of new K-Ar Ages. – *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **18**: 213 - 239; Amsterdam.
- MACDONALD, G. A. (1968): Composition and Origin of Hawaiian Lavas. – *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **116**: 477 - 522.
- MITCHELL-THOME, R. C. (1964): The sediments of the Cape Verde Archipelago. – *Publ. Serv. Geol. Luxembourg*, **14**: 229 - 251; Luxembourg.
- (1972): Outline of the Geology of the Cape Verde Archipelago. – *Geol. Rdsch.*, **61** (3): 1087 - 1109; Stuttgart.
- (1976): Geology of the Middle Atlantic Islands. – *Beitr. Region. Geol. d. Erde*, 382 S.; (Borntraeger) Berlin, Stuttgart.

- MÜLLER, G. & TIETZ, G. (1971): Dolomite replacing "Cement A" in Biocalcarenites from Fuerteventura, Canary Islands, Spain. — In: BRICKER, O. P. (Hrsg.): Carbonate Cements. The John Hopkins Univ. Studies in Geol., 19: 327 - 329; Baltimore and London.
- PART, G. M. (1950): Volcanic Rocks from the Cape Verde Islands. — Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Mineralogy, 1 (2): 27 - 72; London.
- ROTHER, P. (1968): Mesozoische Flysch-Ablagerungen auf der Kanareninsel Fuerteventura. — Geol. Rdsch., 58 (1): 314 - 332; Stuttgart.
- (1973): Sedimentation in the Deep-Sea Areas adjacent to the Canary and Cape Verde Islands. — Marine Geol., 14: 191 - 206; Amsterdam.
- SCHMINCKE, H. U. (1973): Magmatic Evolution and Tectonic Regime in the Canary, Madeira, and Azores Island Groups. — Geol. Soc. Amer. Bull., 84: 633 - 648.
- SERRALHEIRO, A. (1970): Geologia da ilha de Maio (Cabo Verde). — Junta Invest. Ultramar, 103 S.; Lisboa.
- STAHLCKER, R. (1934): Neocom auf der Kapverden-Insel Maio. — N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Beil.-Bd., Abt. B, 73: 265 - 301; Stuttgart.
- TIETZ, G. (1969): Mineralogische, sedimentpetrographische und chemische Untersuchungen an quartären Kalkgesteinen Fuerteventuras (Kanarische Inseln, Spanien). — Diss. Heidelberg, 149 S. +Anhang.
- TORRES, A. S. & SOARES, J. M. P. (1946): Formacoes sedimentares do Arquipelago de Cabo Verde. I. Actualizacao de conhecimentos. — Minist. Colon., Junta Miss. Geogr. Invest. Colon., Mem., Ser. Geol., 3: 397 S.; Lisboa.
- WATKINS, N. D., RICHARDSON, A. & MASON, R. G. (1968): Palaeomagnetism of the Macaronesian Insular Region: The Cape Verde Islands. — Geophys. J., Roy. Astron. Soc., 16: 119 - 140; London.
- WRIGHT, T. L. (1971): Chemistry of Kilauea and Mauna Loa Lava in Space and Time. — Geol. Surv. Prof. Pap., 735: 40 S.; Washington.

Rubén Barone Tosco