

GARCIA DE ORTA

SÉRIE DE
GEOLOGIA



VOL. 1 • N.º 2 • 1973



REVISTA DA
JUNTA DE INVESTIGAÇÕES DO ULTRAMAR

L I S B O A

Sala
Est.
Tab.
N.º

JUNTA DE INVESTIGAÇÕES DO ULTRAMAR

COMISSÃO EXECUTIVA

DOUTOR JUSTINO MENDES DE ALMEIDA
DR. RAIMUNDO BRITES MOITA
DR. JOSÉ JOAQUIM DE FREITAS FERRAZ

GARCIA DE ORTA

SÉRIE DE GEOLOGIA

Vol. 1 • N.º 2 • 1973

CORPO EDITORIAL

J. LIMA DE FARIA
FRANCISCO MENDES
JOÃO T. PACHECO

Preço de cada número 25\$00

Os pedidos de assinatura, ou de número avulso, devem ser dirigidos ao Serviço de Publicações da JUNTA DE INVESTIGAÇÕES DO ULTRAMAR, Avenida da Ilha da Madeira (Restelo), Lisboa-3.

Petroquímica do arquipélago de Cabo Verde e comparação do vulcanismo cabo-verdiano com o da Renânia (*)

C. BURRI

Institut für Kristallographie und Petrographie, Eidgenössische Technische Hochschule, Zürich
(Tradução recebida em 13-XI-1973)

O estudo do Prof. C. Burri sobre a petrologia das ilhas cabo-verdianas tornou-se clássico. Assistindo-se ao incremento da investigação geológica sobre as ilhas do Atlântico central, parece oportuno facultar à comunidade científica interessada o texto do Prof. Burri vertido para português. Deste trabalho se encarregou o nosso assistente Eng.º N. F. Grossmann. Integra-se esta actividade na acção concertada no âmbito do Grupo de Trabalho Luso-Espanhol sobre a Vulcanologia das Ilhas do Atlântico Central (A. I. V. C. I. T.).

Prof. L. AIRES-BARROS

O presente trabalho refere-se às rochas ígneas das ilhas de Cabo Verde e da região de Dacar (Senegal), formadas desde o Cretácico Superior (ou Terciário) até aos tempos recentes. Nestas rochas podem individualizar-se as seguintes séries, com diferentes silicificações: uma basáltico-traquiandesítico-traquítica (em parte fonolítica); outra de silicificação mais baixa, rica em fósidos, em parte com termos iolíticos; e uma última de silicificação extremamente baixa, rica em melilita. A série de silicificação mais elevada corresponde, em larga medida, às mesmas associações que também se encontram noutras ilhas do Atlântico médio, como, por exemplo, na Madeira, nos Açores ou também em Tristão da Cunha. Parece representar a evolução normal de um magma basáltico de origem simática sob a influência da diferenciação gravítica de cristalização. As duas séries de silicificação mais baixa são explicadas por uma assimilação de carbonatos e subsequente diferenciação dos banhos de fusão sintéticos. Haverá, no entanto, que admitir, além disso, que durante todo o decorrer destes fenómenos (desde o Cretácico Superior até ao tempo actual) existiu um complicado sistema de reservatórios de magma, nos quais estariam a actuar processos em princípio análogos, mas com uma evolução no tempo diferenciada. As reacções entre os silicatos e carbonatos são corroboradas por observações em rochas granulares subvulcânicas das ilhas. No aspecto global a província de Cabo Verde mostra grande semelhança com a dos vulcanitos

(*) Tradução de N. F. Grossmann, assistente do I. S. T. (Laboratório de Mineralogia e Petrologia), do trabalho de C. Burri «Petrochemie der Capverden und Vergleich des Capverdischen Vulkanismus mit demjenigen des Rheinlandes», publicado na *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, Zürich, vol. 40, 1960.

do fim do Terciário e Quaternário da Renânia (Siebengebirge, lago Laach, Eifel, Westerwald), desde que não se tenha em conta o teor em *K* por vezes superior nesta última província.

For the eruptive rocks formed between the Upper Cretaceous-Tertiary and the «Recent» from the Cape Verde islands and the Dakar region (Senegal), one can distinguish series of different silicification: one basaltic-trachyandesitic-trachytic to phonolitic, another of lower silicification, rich in foides, partially with ijolitic members, and still another of extremely low silicification, rich in melilite. The series with highest silicification corresponds largely to associations equal to those which are also found in other middle Atlantic islands, for example Madeira, Açores or Tristão da Cunha, and seems to represent the normal evolution of a basaltic magma of simatic origin, under the influence of the gravitational crystallization differentiation. The two series of lower silicification are explained by carbonate assimilation and subsequent differentiation from the syntectic melts. Besides that, one has to admit that during the whole evolution, from the Upper Cretaceous until the present days, has existed a complicate system of magma reservoirs, in which were acting processes basically analogous, but evolving differently in time. The reactions between silicates and carbonates are confirmed by observations on granular subvolcanic rocks of the islands. Observed as a whole, the Cape Verde province shows a great similarity with that of the volcanites of the Upper Tertiary and Quaternary of the Rheinland (Siebengebirge, lake Laach, Eifel, Westerwald), if one does not take into account the *K* content of the latter, which is sometimes higher.

A — INTRODUÇÃO

As ilhas do arquipélago de Cabo Verde pertencem às ilhas vulcânicas do Atlântico médio (Gagel, 1910), que incluem ainda a Madeira e o Porto Santo, as Selvagens, as Canárias e os Açores.

A petrografia das ilhas de Cabo Verde tornou-se conhecida relativamente cedo através das investigações de Doelter (1882). Se bem que este estudo ao fim de pouco tempo não pudesse corresponder às exigências modernas, principalmente do ponto de vista químico, permitiu reconhecer, no entanto, que no caso do arquipélago de Cabo Verde havia uma associação de rochas pertencentes à província atlântica muito interessante e variada. Como se sabe, este conceito de província atlântica foi introduzido em 1896 por A. Harker e em 1906 por F. Becke independentemente um do outro, tendo sido precisamente as condições reinantes nas ilhas vulcânicas do Atlântico médio que estiveram na base da criação do nome. Em face destas circunstâncias, parece em certa medida notável que as rochas do arquipélago de Cabo Verde durante um longo período não tivessem conhecido um novo estudo segundo métodos modernos. Isto é tanto mais de estranhar quanto em relação aos conhecimentos de outras ilhas vulcânicas atlânticas, como a Madeira, as Canárias, os Açores, ou ainda

daquelas que são muito menos tocadas pelas rotas do comércio mundial, como Ascensão, Santa Helena, Fernando de Noronha, Tristão da Cunha, Gough (Diego Alvarez), se registaram continuamente novos progressos. O estudo petrográfico mais pormenorizado do arquipélago de Cabo Verde foi, no entanto, retomado novamente antes da 1.^a Guerra Mundial por G. Bergt e I. Friedländer, tendo estes dois autores organizado grandes colecções. Mas, devido a diversas circunstâncias infelizes, só foi publicado sobre as suas investigações um curto resumo sob a forma de um relatório preliminar (G. Bergt in Friedländer, 1913). Não foram também efectuadas novas análises químicas, o que, tendo em consideração a qualidade insuficiente das de Doelter, teria sido muito importante.

Quando o Instituto de Friedländer pouco antes da 2.^a Guerra Mundial se transferiu, com as suas ricas colecções, de Nápoles para Zurique, o autor verificou que a colecção cabo-verdiana de Friedländer, constituída por mais de 500 amostras de mão e lâminas delgadas, era digna de um estudo mais pormenorizado. Pareceram-lhe principalmente de interesse especial as amostras de rochas subvulcânicas de estrutura holocristalina com composição foiaítica a alcaligabroica das ilhas do Sal, Brava, Boa Vista, S. Vicente, Santo Antão e ilhéu Grande, que em parte mostram excelentes relações de reacção entre silicatos

e carbonatos. A questão de saber até que ponto a sintexia dos carbonatos teria tido influência na evolução dos magmas no arquipélago de Cabo Verde parecia certamente ser digna de um estudo mais profundo. Mas como para tal teria sido necessário um número elevado de novas análises de rochas que por razões várias não se podiam obter naquela altura houve que desistir provisoriamente do estudo das rochas cabo-verdianas.

Posteriormente foram publicados por diversos autores uma série de estudos novos sobre as rochas eruptivas do arquipélago de Cabo Verde tendo em atenção o lado químico dos problemas (Bacelar Bebiano, 1932; Mário de Jesus, 1932; Ermert, 1936; Berthois, 1950; Part, 1950; Torre de Assunção, 1954). Parece hoje, portanto, muito promissor tentar obter, com base neste novo material, uma nova visão sobre a evolução dos magmas na região do arquipélago de Cabo Verde. Dado que os autores citados se limitam, nos seus trabalhos, em grande parte, ao estudo microscópico e químico do material directamente acessível e que as únicas tentativas mais recentes de caracterização petrográfica global da província (Ermert, 1936; Coteló Neiva, 1940) apareceram antes da publicação dos trabalhos importantes de Part (1950) e Torre de Assunção (1954), estes problemas serão aqui tratados com um pouco mais de pormenor, se bem que neste trabalho não possam ser apresentados nenhuns dados químicos novos.

B — AS CONDIÇÕES GEOLÓGICAS DO ARQUIPÉLAGO DE CABO VERDE

Os nossos conhecimentos geológicos sobre o arquipélago de Cabo Verde são, infelizmente, ainda hoje incompletos. O estado de investigação das diversas ilhas é também ainda muito desigual, o que dificulta bastante as comparações necessárias às visões de conjunto. Estudos gerais mais recentes foram publicados por Wolff (1931), Bourcart (1946), Teixeira (1950) e Part (1950). Apesar de diferirem em pormenores, eles dão, no entanto, em grandes linhas, um panorama concordante.

O arquipélago, que se compõe de dez ilhas e vários ilhéus, fica situado diante da costa ocidental africana por altura do cabo Verde, a cerca de 450 km de distância da costa. Está situado sobre uma saliência em bico da plataforma continental africana que é limitada pela isóbata dos 4000 m (fig. 1). As ilhas estão ordenadas em forma de uma ferradura aberta para oeste. Por razões puramente geográficas, distinguem-se normalmente dois grupos: «Grupo de barlavento», ao norte, que compreende Santo Antão, São Vicente, Santa Luzia, Branco, Raso, São Nicolau, Sal e Boa Vista; e «Grupo de sotavento», ao sul, com Maio, Santiago, Fogo, Brava e os ilhéus Rombos (ilhéu Grande, ilhéu Luís Carneiro, I. de Cima). A localização das ilhas parece ser determinada por fracturas abertas da plataforma continental, não havendo, no

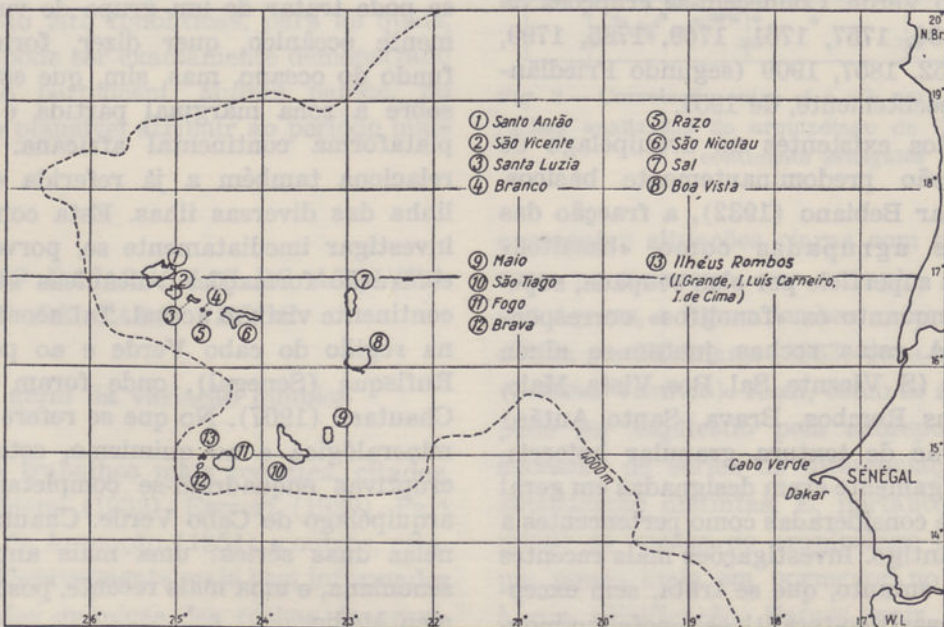


Fig. 1 — O arquipélago de Cabo Verde e a sua localização em relação ao continente africano

entanto, unanimidade entre os diversos autores sobre o andamento das mesmas. Podem distinguir-se: uma fractura de direcção WNW-ESE com Santo Antão, S. Vicente, Santa Luzia, Branco, Raso e S. Nicolau; uma outra com direcção aproximada N-S com Sal, Boa Vista e Maio; bem como uma terceira com orientação ENE-WSW com as ilhas de Santiago, Fogo e Brava e os ilhéus Rombos. Devido às condições morfológicas, conclui-se que Sal, Boa Vista e Maio, as ilhas que ficam sobre a fractura N-S, devem ser as formações mais antigas do arquipélago. A ilha mais jovem é, ao que parece, a do Fogo, na qual se atinge, com 2829 m acima do nível do mar, a maior elevação do arquipélago. A ilha do Fogo mostra uma morfologia que, não tendo em conta as dimensões bastante maiores, apresenta coincidência surpreendente com a do vulcão Vésbio (Somma-Vesúvio). A chamada «Bordeira» (em semicírculo) corresponde ao Somma, e é formada por escarpas de cerca de 800 m de altura até à Chã das Caldeiras, que, por seu lado, corresponde ao Atrio del Cavallo, ou melhor, ao Valle del Inferno. No interior da Bordeira ergue-se o pico do Fogo, com 2829 m de altura, de modo análogo ao cone do Vesúvio. Como diferença em relação ao vulcão Vésbio o vulcão do Fogo apresenta adicionalmente uma série de pequenas crateras adventícias que devem ser devidas à elevação bastante maior e, conseqüentemente, à maior pressão da coluna de magma no canal condutor principal. O pico do Fogo é o único vulcão ainda hoje activo do arquipélago de Cabo Verde. Conhecem-se erupções de 1675, 1680, 1690, 1757, 1761, 1769, 1785, 1799, 1817, 1847, 1852, 1857, 1909 (segundo Friedländer) e, mais recentemente, de 1951.

Os vulcanitos existentes no arquipélago de Cabo Verde são predominantemente básicos. Segundo Bacelar Bebiano (1932), a fracção das rochas básicas agrupadas como «basaltos» é, em relação à superfície por elas ocupada, superior a 80 %, enquanto os «fonolitos» correspondem a 9 %. A estas rochas juntam-se ainda nalgumas ilhas (S. Vicente, Sal, Boa Vista, Maio, Santiago, ilhéus Rombos, Brava, Santo Antão) rochas eruptivas de textura granular holocristalina, que antigamente eram designadas em geral por «dioritos» e consideradas como pertencentes a um soco base antigo. Investigações mais recentes mostraram, no entanto, que se trata, sem excepção, de tipos essexítico-teralíticos e nefelino-monzonítico-foiaíticos, que representam partes dos mesmos magmas solidificadas subvulcanicamente.

As numerosas amostras de rochas de tais tipos na colecção Friedländer confirmam, sem excepção, esta ideia. Dioritos propriamente ditos, ou mesmo granitos, bem como rochas que apresentem vestígios de deformações mecânicas, faltam. A idade jovem destas rochas (do Mesozóico Superior a pós-mesozóica) é demonstrada por numerosas orlas de metamorfismo de contacto com calcários mesozóicos. A idade mesozóica destes calcários foi reconhecida pela primeira vez com base nos achados de *Aptychos* de Friedländer (Friedländer, 1912; Hennig, 1913). Com o aumento do conhecimento do arquipélago verificou-se estarem os calcários mais espalhados do que se supunha. Bacelar Bebiano (1932) estima que ocupem 5 % da superfície do arquipélago. Devido a este facto, o arquipélago de Cabo Verde toma uma posição singular entre as ilhas do Atlântico médio, dado que em nenhum outro grupo de ilhas apareceram sedimentos mesozóicos com tão grande desenvolvimento. Segundo investigações mais recentes (Stahlecker, 1935; Sousa Torres & Pires Soares, 1948, e outros), trata-se de uma série sedimentar de calcários, margas e argilas com 400-500 m de espessura do Cretácico e em parte também ainda do Jurássico Superior. Possivelmente devido aos dobramentos do sistema do Atlas, estão fortemente perturbados tectonicamente e parcialmente erguidos até à vertical. Há sedimentos terciários intercalados nas formações eruptivas.

As condições descritas mostram claramente que no caso do arquipélago de Cabo Verde não se pode tratar de um grupo de vulcões propriamente oceânico, quer dizer, formado sobre o fundo do oceano, mas, sim, que está implantado sobre a zona marginal partida e afundada da plataforma continental africana. Com isto se relaciona também a já referida disposição em linha das diversas ilhas. Esta conclusão leva a investigar imediatamente se, porventura, se encontrarão formações vulcânicas semelhantes no continente vizinho actual. Tal acontece realmente na região do cabo Verde e ao pé de Dacar e Rufisque (Senegal), onde foram descritas por Chautard (1907). No que se refere à composição mineralógica e ao quimismo, estas ocorrências eruptivas enquadram-se completamente nas do arquipélago de Cabo Verde. Chautard distinguiu nelas duas séries: uma mais antiga, de idade senoniana, e uma mais recente, posterior ao Eocénico Médio.

Para o arquipélago de Cabo Verde em si não é possível datar exactamente as erupções. Poderá,

no entanto, admitir-se por analogia com as condições no continente que a actividade magmática se iniciou igualmente no Cretácico Superior. Uma discordância de erosão com profunda meteorização da superfície e formação de sedimentos recentes, para os quais se poderá supor idade miocénica e aos quais se seguem novas formações eruptivas, mostra que a actividade eruptiva na região das ilhas também se deverá ter desenvolvido em dois períodos. O mais jovem estende-se até ao momento actual (Fogo). Calcários e grés calcários marinhos pleistocénicos intercalados na série recente mostram que a actividade do período mais recente também foi intermitente.

Para ambos os períodos de erupção o carácter petrográfico-químico é inteiramente coincidente, como também o é para as ocorrências no continente, o que parece autorizar considerações globais do ponto de vista puramente químico. Se bem que a sequência das erupções e especialmente também a localização exacta de muitas rochas descritas não sejam bem conhecidas, deve poder afirmar-se que o desenrolar geral dos dois períodos mostra grande coincidência. Em ambos os casos a emissões basáltico-traquidoleríticas que dominam do ponto de vista puramente quantitativo seguiram-se emissões tardias diferenciadas. Estas mostram, por um lado, carácter leucocrata, em sentido lato fonolítico, e, por outro lado, carácter melanocrata, em grande parte ankara-trítico. Os subvulcanitos solidificados com estrutura holocristalina correspondem a emissões tardias, em sentido lato fonolíticas, para as quais, em parte, não pode ser exactamente demonstrado a que período pertencem. Muitas parece, no entanto, muito plausível atribuir ao período mais antigo.

C — QUIMISMO DAS ROCHAS DO ARQUIPÉLAGO DE CABO VERDE

a) Visão geral da variação química

Graças aos trabalhos mais recentes, citados, de Bacelar Bebião (1932), Ermert (1939), Part (1950), Torre de Assunção (1954) e outros, estamos hoje consideravelmente mais bem informados sobre as relações químicas das rochas do arquipélago de Cabo Verde do que sucedeu durante largo lapso de tempo. Existem hoje 64 análises

de rochas das ilhas que parecem de confiança, às quais se juntam ainda mais 8 dos afloramentos continentais do cabo Verde e de Dacar (Senegal). Duas análises recentes de traquitos de Santo Antão, ao que parece alterados, não puderam ser consideradas devido a forte excesso de *Al*. Os valores de Niggli das 72 análises à disposição estão agrupados na tabela 1, já ordenados segundo determinados critérios que mais adiante se explicarão em pormenor. As origens e os analistas encontram-se na tabela 2. Como mostra a coluna «Magma», aparecem predominantemente magmas da série sódica e em menor quantidade também alguns da série calcoalcalina. Daqui se pode concluir que a província total apresenta tipo atlântico. É, no entanto, notável que para valores de *si* iguais ou muito vizinhos se encontram tanto magmas fracamente atlânticos a pacíficos ou mesmo puramente pacíficos, como ainda magmas fortemente atlânticos ricos em alcalis. Deve-se, portanto, esperar *a priori* uma má correlação para o diagrama de variação segundo Niggli. Isto evidencia-se plenamente, por exemplo, no diagrama *si/alk* da fig. 2. Longe de

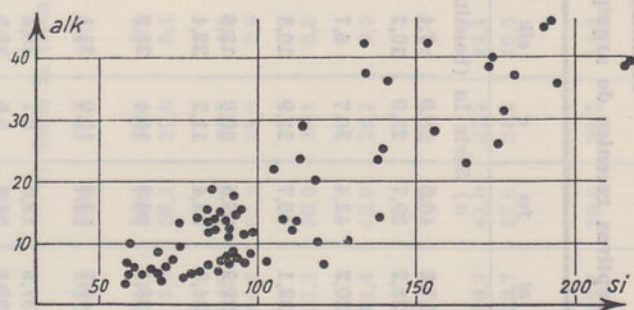


Fig. 2 — Correlação entre *si* e *alk* para a totalidade das rochas analisadas do arquipélago de Cabo Verde e do continente senegalês

apresentar situações claras com boa correlação, como se conhecem, por exemplo, na Madeira ou nos Açores, a figura lembra antes aquela que foi obtida por Rittmann (1933) para o vulcão Vésbio (Somma-Vesúvio). Aqui, como se sabe, este facto pôde ser explicado pela sobreposição de uma sucessão de séries de diferenciação de idade e silicificação distintas. É, portanto, natural examinar as rochas do arquipélago de Cabo Verde um pouco mais em pormenor no que se refere à sua silicificação. Vamos, pois, também aqui, tal como no caso do vulcão Vésbio, aplicar os conceitos de grau de silicidade *Si°* e de grau

TABELA 1
Quimismo das rochas eruptivas recentes do arquipélago de Cabo Verde e do continente vizinho

Número	Rocha e local de jazida	st	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	qz	Si ^o	A ₂ ^o	Magma
a) Série Ia (basáltico-traquítica)														
1	Dolerito (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	Hawaítico.
2	Traquidolerito (molhe N, 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	Orbítico.
3	Gabro dolerítico (1300 m a NW do monte Cavallo, S. Vicente).	120,6	20,2	42,4	30,7	6,7	0,08	0,59	3,9	0,5	-6,2	0,95	0,55	Piroxeno-gabroico.
4	Basalto dolerítico (ponta de Fann, Senegal).	128,2	22,1	45,7	21,9	10,3	0,11	0,56	4,3	0,1	-13,0	0,91	0,56	Gabro-diorítico.
5	Basalto (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	Diorítico.
6	Traquandesito (entre Pedras Brancas e baía 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	Nosicombítico.
7	Traquito (1300 m a N 15° W do monte 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	Monzonito-sienítico.
8	Monzonito nefelínico (R. S. Jorge, Praia, Santiago).	177,9	40,2	12,8	15,9	31,1	0,35	0,50	3,2	0,4	-46,5	0,79	0,64	Leucosienítico/essexitó-foiático.
9	Foiático (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	Foiático.
10	Sienito-monzonito (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	Umptequítico.
11	Traquito (cabo dos «Biches», Senegal)	217,1	40,0	16,7	4,1	39,2	0,27	0,36	2,6	Tr.	-39,7	0,85	0,68	Foiático.
b) Série Ib (basáltico-fonolítica)														
12	Augtito (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	Issítico.
13	Nefelínito olvínico (monte de S. Pedro, 5 km a N da Praia, Santiago).	78,5	11,9	55,2	27,6	5,3	0,16	0,61	6,7	0,3	-42,7	0,65	0,44	Horneblendítico?
14	Basanito nefelínico (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	Piroxenítico.
15	Basanitóide (ao quilómetro 8 da estrada Mindelo-Madeira, 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	Piroxenítico.
16	Basalto olvínico (ao pé do farol de 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	Horneblendítico.
17	Ankaramito (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	Horneblendítico.
18	Basalto limburgítico (Diokhou, cabo Verde, Senegal).	90,8	19,1	46,2	27,6	7,1	0,19	0,59	4,4	0,3	-37,6	0,71	0,48	Berondrítico.
19	Melanito-hauynito, inclusão endógena (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	Shonquítico-missourítico?
20	Basalto, nefelínico (a SE do 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	Ankaratrítico.
21	Basalto olvínico (molhe I, entrada do porto de Praia, Santiago).	92,9	16,4	46,9	29,2	7,5	0,26	0,56	5,6	0,4	-37,1	0,71	0,48	Ankaratrítico.
22	Essexitó (R. S. Jorge, Praia, Santiago)	95,2	14,5	48,4	30,0	7,1	0,35	0,62	5,1	0,4	-33,2	0,74	0,49	Piroxenítico.

Número	Rocha e local de jazida	Si	Al	fm	c	alk	tc	mg	t ₁	p	qz	Si ^o	A ₂ ^o	Magma
23	Tefrito hornbléndico (talude E do Tarrafal, Santo 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	Gabro-teralítico.
24	Gabro essexítico (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	Essexito-gabróico.
25	Luscladito (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	Berondrítico.
26	Basalto nefelínico (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	Melteigtico.
27	Basalto (Les Mamelles, cabo Verde, Senegal).	110,8	22,1	46,1	19,9	11,9	0,12	0,59	4,7	0,3	-36,8	0,75	0,53	Essexito-gabro-diorítico.
28	Andesito (Les Mamelles, cabo Verde, Senegal).	112,6	21,2	41,3	24,9	12,6	0,17	0,53	4,2	0,4	-37,8	0,75	0,53	Essexito-gabro-diorítico.
29	Tahitito (talude E do Tarrafal, Santo 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	Essexítico.
30	Essexito diorítico (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	Larvikítico.
31	Monzonito nefelínico (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	Ijolítico.
32	Monzonito nefelínico (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	Tahitítico.
33	Fonolito nefelínico (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	Foiático.
34	Fonolito hornbléndico (monte de S. Pedro, 5 km a N de Praia, Santiago).	174,0	42,3	10,9	7,2	39,6	0,31	0,07	1,0	Tr.	-84,4	0,67	0,64	Foiático.
35	Foiático (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	Foiático.
36	Fonolito sodalítico (monte Cavalão, 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	Foiático.
37	Monzonito nefelínico (Sal) ...	191,2	41,6	10,3	3,3	44,8	0,23	0,10	1,0	Tr.	-78,4	0,71	0,66	Foiático.
c) Série II (rica em fósidos)														
38	Ankaratrilo melítico (1000 m a NW do monte 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	Vesecito-polzenítico.
39	Ankaratrilo (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	Vesecito-polzenítico.
40	Ankaratrilo rico em olivina (cabo Manuel, Dacar, Senegal).	68,0	9,2	58,1	27,6	5,1	0,18	0,70	3,2	0,4	-53,4	0,56	0,40	Vesecito-polzenítico.
41	Limbúrgito (cabo Verde, Senegal) ...	69,4	14,7	51,4	29,8	4,1	0,16	0,58	2,5	0,4	-47,0	0,60	0,41	Issítico.
42	Basalto limbúrgítico (cabo Manuel, Dacar, Senegal).	70,8	14,3	51,3	28,5	5,9	0,16	0,66	3,4	0,5	-52,8	0,57	0,41	Ankaratrítico.
43	Ankaratrilo nefelínico (1000 m a SW do monte 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	Vesecito-polzenítico.
44	Nefelínito melítico (talude E do Tarrafal, Santo 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	Ijolito, filão (bordo interior do 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	Gabro-melteigtico.
46	Limbúrgito (monte 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	Teralito-gabróico.
47	Nefelínito hauynítico (bordo exterior do Somma, entre montado Nacional e monte 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	Teralito-gabróico.
48	Limbúrgito (ao pé de Liso da 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	Gabro-teralítico.

Número	Rocha e local de jazida	Si	Al	f/m	c	alk	k	mg	ti	p	qz	Sfo	Az°	Magma
49	Limbúrgito (monte Losma — Chá das Caldeiras —, Fogo).	86,0	19,1	40,1	26,9	13,9	0,22	0,46	5,7	0,9	—	0,55	0,46	Gabro-teralítico.
50	Limbúrgito hornobiéndico (cume do monte Losma — Chá das Caldeiras —, Fogo).	86,4	23,0	41,6	23,0	12,4	0,32	0,45	3,4	0,3	—	0,58	0,46	Terálito-gabróico.
51	Nefelinito leucítico (crista da barreira do Somma, Fogo).	89,2	21,4	38,3	25,1	15,2	0,32	0,42	6,1	0,9	—	0,55	0,47	Terálito-gabróico.
52	Limbúrgito (monte Cruz, Fogo) ...	90,0	20,5	39,5	26,6	13,4	0,29	0,48	5,1	0,8	—	0,59	0,47	Gabro-teralítico.
53	Basanito (Patim, Fogo) ...	90,6	17,7	41,3	30,2	10,8	0,29	0,46	8,1	0,7	—	0,63	0,48	Gabro-teralítico.
54	Tefrito (ribeira da Trindade, Fogo) ...	90,7	19,0	39,1	29,4	12,5	0,31	0,45	6,9	0,7	—	0,60	0,48	Berondrítico.
55	Nefelinito leucítico (ribeira da Trindade, Fogo).	92,8	20,1	35,6	26,7	17,6	0,30	0,47	6,6	1,1	—	0,54	0,48	Terálítico.
56	Cinza (erupção de 1951 do Fogo, recolhida na Brava).	93,0	24,7	36,0	24,6	14,7	0,26	0,45	0,4	1,8	—	0,59	0,48	Terálito-gabróico.
57	Basanitóide (vulcão — caldeira do Fogo —, Fogo).	96,2	18,2	38,7	27,5	15,6	0,30	0,40	5,0	0,7	—	0,59	0,49	Gabro-teralítico.
58	Tefrito fonolítico (Senhora do Socorro, Fogo).	105,9	26,3	28,3	24,0	21,4	0,30	0,34	4,9	0,9	—	0,57	0,51	Ijolítico.
59	Monchiquito (monte de Água, Maio) ...	112,8	25,2	27,3	24,7	22,8	0,22	0,37	6,4	0,8	—	0,59	0,53	Ijolítico.
60	Tahitito (ribeira de Patim, Fogo) ...	114,5	28,9	22,9	20,0	28,2	0,28	0,37	3,0	0,4	—	0,54	0,53	Arquítico.
61	Fonolito hauynítico (ribeira da Trindade, Fogo).	132,2	29,7	14,9	13,5	41,9	0,27	0,24	3,2	0,2	—	0,57	(?)	(?)
62	Fonolito leucítico (por cima da ponte Vinagre, Brava).	134,2	31,9	15,0	16,3	36,8	0,29	0,23	1,4	0,2	—	0,58	0,57	(?)
63	Fonolito hauynítico (ribeira da Trindade, Fogo).	141,9	34,8	15,1	14,2	35,9	0,31	0,28	2,4	0,3	—	0,59	0,59	(?)
64	Fonolito hauynítico (1,5 km ao S de Furna, Brava).	154,1	38,3	13,9	6,1	41,7	0,26	0,22	1,1	0,1	—	0,60	0,61	Foiatítico.
d) Série III (rochas meliliticas de silicificação extremamente baixa)														
65	Ankaratrilo olivino-melilitico (Sal) ...	58,7	4,0	70,2	22,5	3,3	0,30	0,75	3,9	0,2	—	0,52	0,37	(?)
66	Basalto melilito-leucítico (monte Abro-lhai, Boa Vista).	58,8	9,4	56,6	27,0	7,0	0,21	0,73	4,4	0,9	—	0,46	0,37	Vesecito-polzenítico.
67	Ankaratrilo (monte Batalha, Maio) ...	59,6	8,0	56,4	30,3	5,3	0,20	0,72	4,0	0,8	—	0,49	0,37	Vesecito-polzenítico.
68	Melilito olivínico (ribeira da Trindade, Fogo).	60,0	11,9	49,0	29,1	10,0	0,17	0,61	4,6	0,4	—	0,43	0,38	Ankaratrítico.
69	Ankaratrilo olivino-melilitico (Maio) ...	61,6	6,9	53,1	34,5	5,5	0,20	0,66	5,8	0,6	—	0,50	0,38	Vesecito-polzenítico.
70	Ankaratrilo (ribeira do Pico, Fogo) ...	69,2	12,4	54,0	24,9	8,7	0,27	0,69	3,6	0,4	—	0,51	0,41	Modilobovito-polzenítico.
71	Ankaratrilo (S. Vicente) ...	76,4	13,6	42,4	30,5	13,5	0,23	0,43	6,3	0,7	—	0,50	0,43	Gabro-teralítico.
72	Melieigito (parede interior do Somma, Fogo).	86,6	19,0	37,5	25,1	18,4	0,25	0,42	5,8	1,4	—	0,50	0,46	Terálítico.

TABELA 2

Valores (Q, L, M), analistas e origens das análises da tabela 1

Número	Q	L	M	π	γ	β	Analista	Origem
1	24,4	31,2	44,4	0,40	0,27	+0,18	Raoult	J. Bacelar Bebiano (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. Bacelar Bebiano (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	Herdsmann	G. M. Part (1950), 54.
14	15,1	23,4	61,5	0,33	0,31	-0,03	Herdsmann	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	Herdsmann	G. M. Part (1950), 62.
17	18,9	31,6	49,5	0,39	0,28	-0,10	Raoult	J. Bacelar Bebiano (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	Herdsmann	G. M. Part (1950), 70.
20	18,7	31,2	50,1	0,32	0,33	-0,10	Raoult	J. Bacelar Bebiano (1932), 159.
21	20,1	32,2	47,7	0,37	0,29	-0,06	Herdsmann	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	Herdsmann	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. Bacelar Bebiano (1932), 157.
27	23,8	40,7	35,5	0,30	0,16	-0,12	Pisani	J. Chautard (1907), 437.
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	Herdsmann	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. Bacelar Bebiano (1932), 125.
32	26,0	57,8	16,2	0,09	0,27	-0,33	Raoult	J. Bacelar Bebiano (1932), 125.
33	24,6	67,3	8,1	0,02	0,40	-0,45	Raoult	J. Bacelar Bebiano (1932), 127.
34	24,3	68,6	7,1	0,03	0,31	-0,47	Herdsmann	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. Bacelar Bebiano (1932), 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. Bacelar Bebiano (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	Herdsmann	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 & 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 & Guimarães.	C. F. Torre de Assunção (1954), 125.
53	16,5	37,3	46,2	0,24	0,34	-0,33	Raoult	J. Bacelar Bebiano (1932), 199.
54	15,5	41,1	43,4	0,20	0,35	-0,44	Herdsmann	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.
57	14,4	42,9	42,7	0,07	0,37	-0,55	Guimarães	C. F. Torre de Assunção (1954), 98.

Número	Q	L	M	π	γ	β	Analista	Origem
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. Bacelar Bebiano (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	Herdsmann	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	Herdsmann	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. Bacelar Bebiano (1932), 142.
67	4,6	22,3	73,1	0,20	0,29	-0,69	Raoult	J. Bacelar Bebiano (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.

de acidez Az° introduzidos por Rittmann. Eles são definidos (Rittmann, 1933) como se segue:

$$Si^\circ = \frac{\text{Número total de equivalentes } SiO_2}{\text{Número de equivalentes } SiO_2 \text{ necessários para a silicificação máxima}}$$

ou expresso em valores de Niggli:

$$Si^\circ = \frac{si}{100 + 4 alk} \text{ para o caso em que } al > alk,$$

$$Si^\circ = \frac{si}{100 + 3 al + alk} \text{ para o caso em que } al < alk,$$

$$Az^\circ = \frac{\text{Número de equivalentes } SiO_2 \text{ presentes}}{\text{Número total de todos os equivalentes óxidos presentes}}$$

ou expresso em valores de Niggli:

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

Como se mostrou anteriormente (Burri, 1956), os denominadores comuns correspondentes à soma dos equivalentes das bases são eliminados, devido ao modo de obtenção da proporção. Deste modo Si° e Az° representam efectivamente relações das medidas dos equivalentes considerados.

Se se marcarem os valores de Si° e Az° tal como vêm indicados na tabela 1 num diagrama de correlação rectangular (fig. 3), define-se claramente uma divisão do domínio dos pontos em quatro grupos que irão ser designados por Ia, Ib, II e III. A delimitação será efectuada como se segue:

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

Não há rochas com $Si^\circ > 1$, o que está de acordo com o qz ser sempre negativo. As condições são, pois, formalmente (e não tendo em conta a predominância de Na existente) inteiramente semelhantes às do vulcão Vésbio, e deve-se, portanto, deixar explicar também pela admissão da presença de séries de rochas de silicificação diferente. Estas já foram escolhidas como princípio de subdivisão na compilação das tabelas 1 e 2. Mas antes de caracterizar as diversas séries pelos seus diagramas de variação segundo Niggli irá examinar-se o triângulo QLM . Neste diagrama contrapõem-se combinações básicas de

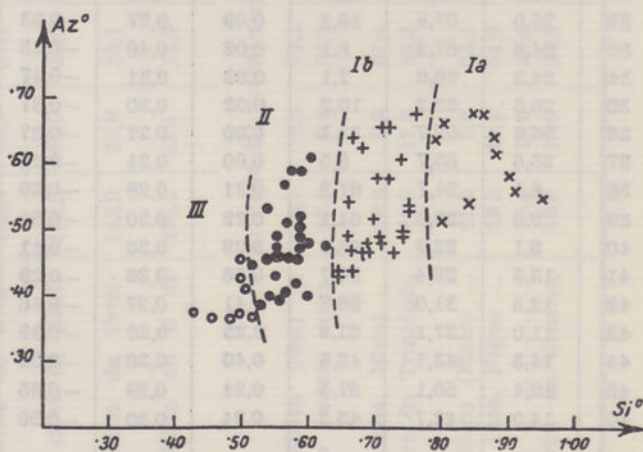


Fig. 3 — Separação de quatro séries de rochas de diferente grau de silicidade com base na correlação entre Si° e Az°

silicificação mínima, quer conhecidas na natureza, quer só teoricamente postuladas, ao SiO_2 restante no seu cálculo. Os graus de silicidade diferentes devem salientar-se, pois, pelo seu nível distinto no triângulo QLM . Os valores de QLM calculados directamente a partir das análises

estão compilados na tabela 2. Na fig. 4 representa-se a sua projecção no triângulo QLM , usando os mesmos símbolos empregues na fig. 3. As diversas séries diferenciadas com base nos valores de Si^o sobressaem, na realidade, muito claramente.

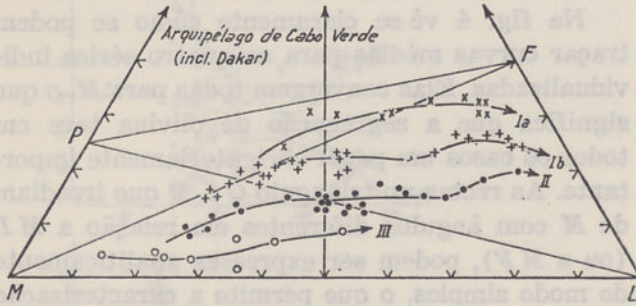


Fig. 4 — Projecção QLM de todas as rochas analisadas do arquipélago de Cabo Verde e do continente senegalês. As quatro séries de diferente grau de silicidade separadas na fig. 3 distinguem-se nitidamente pelo seu nível de Q . Simbologia igual à da fig. 3

A série Ia é uma série cujos pontos figurativos estão ordenados aproximadamente ao longo da recta MF . Pode designar-se como uma série basáltico-traquibasáltico-traquítica. Ela está representada tanto nas ilhas de Cabo Verde como também no continente (Senegal), encaixando-se as ocorrências continentais muito bem no domínio dos restantes pontos. Séries destas são bem conhecidas em numerosas ocorrências. Nas ilhas vulcânicas do Atlântico médio conhecem-se, por exemplo, ocorrências muito típicas na Madeira e nos Açores, como mostra a comparação com a fig. 5. Nos Açores encontram-se, além disso, como peculiaridade adicional riolitos aegirínicos do tipo hakutoíto (Lacroix) só recentemente descritos por Berthois (1953) e assinalados na fig. 5 com H .

A série Ib funde-se na parte basáltico-traqui-

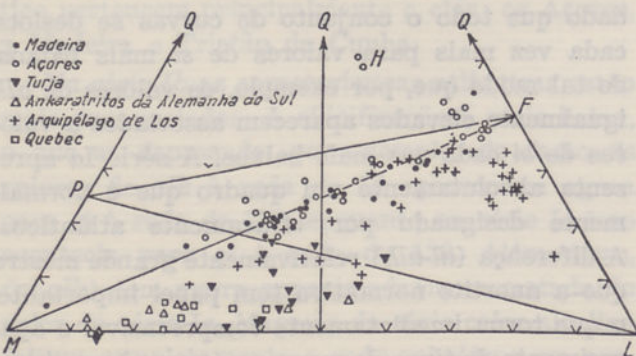


Fig. 5 — Projecção QLM de algumas séries de rochas de diferente grau de silicidade para comparação com a fig. 4. H : riolitos alcalinos dos Açores do tipo hakutoíto

dolerítica com a Ia, mas tende na sua parte leucocrata nitidamente, não para o pólo traquítico (F), mas sim para um ponto entre F e L . Isto significa que nem todos os complexos feldspatóidicos podem ser silicificados para feldspatos, de modo que os termos leucocráticos desta série não são traquíticos, mas sim fonolíticos. A ocorrência simultânea de traquitos e fonolitos como termos leucocratas em províncias atlânticas não é, no entanto, de modo algum extraordinária. Como exemplo discutido mais em pormenor devem citar-se, por exemplo, as ilhas Marquesas (Burri & Niggli, 1945, p. 484-489, com base nos trabalhos de Lacroix e Chubb). A formação de fonolitos no lugar de traquitos pode nestes casos ser devida ou a aumento de segregação de piroxena em vez de olivina, ou então a enriquecimento pneumatolítico em alcalis no banho de fusão restante, tal como, por exemplo, foi tornado plausível para emissões tardias fonolíticas em Ischia por Rittmann (1948). Tendo em conta estas circunstâncias, pareceu, portanto, indicado não separar nitidamente a série basáltico-traquítica da série basáltico-fonolítica. Foram por isso designadas, respectivamente, por Ia e Ib. As duas séries correspondem à evolução normal de um magma basáltico sob a influência da diferenciação gravítica de cristalização com segregação das partes escuras da mistura (principalmente olivina \pm piroxena, bem como plagioclase básica), eventualmente associada a enriquecimento pneumatolítico local em alcalis. O recuo quantitativo dos diferenciados traquítico-fonolíticos em relação aos basaltos (em sentido lato) dominantes, tal como também foi verificado no arquipélago de Cabo Verde, é muito típico e inteiramente de esperar nestes casos.

A série II mostra um quadro completamente diferente. Dado que os pontos figurativos estão todos nitidamente ordenados num nível de Q mais baixo e que em nenhum ponto se atinge a linha MF , resulta uma série rica em fóides. Ao lado de ankaratritos vesecítico-polzeníticos e limburgitos de quimismo issítico a teralítico-gabróico e gabro-teralítico, aparecem também rochas gabro-melteigíticas e ijolíticas. É também digno de nota para esta série que as ocorrências continentais se encaixam perfeitamente entre as das ilhas.

Uma série de rochas que se liga estreitamente à série II acabada de considerar é conhecida, por exemplo, nas ilhas de Los, que ficam em frente à costa da Guiné, por altura de Conacri. Os sienitos nefelínicos que aparecem nestas ilhas,

e que são acompanhados de um rico séquito de filões, foram descritos pormenorizadamente por Lacroix numa série de trabalhos (Lacroix, 1911, 1912, 1918, 1924, 1931). Além de rochas que correspondem à série II, encontram-se também, como se deduz da fig. 5, umas correspondentes às séries Ia e Ib. As rochas das ilhas de Los, para as quais não é possível uma determinação de idade de base geológico-estratigráfica, também foram aqui utilizadas para comparação, porque por vezes foi expressa a hipótese (por exemplo, Teixeira, 1950) de que elas igualmente devem ser consideradas como pertencentes à província do Atlântico médio. Como ressalta da fig. 5, não se podem pôr objecções a esta opinião por razões puramente químicas, excepto quanto à riqueza em minerais raros das rochas das ilhas de Los (eudyalite, hjortdalite, lävenite, astrophyllite, rosenbuschite, katapleíte, villaumite, serandite, tendo os dois últimos sido descritos pela primeira vez nesta formação), pois nada de correspondente ocorre nas outras ilhas vulcânicas do Atlântico médio. Como, além disso, nas ilhas de Los só existem plutonitos e rochas filoneanas e falta qualquer vestígio de vulcanismo, elas teriam de pertencer obrigatoriamente a uma fase mais antiga da actividade magmática da província do Atlântico médio. Como, no entanto, as suas rochas eruptivas devido à posição de toda a formação podem muito bem ser postas em relação com o afundamento da plataforma continental africana, isto não é impossível. A hipótese de as rochas alcalinas das ilhas de Los pertencerem à província do Atlântico médio em sentido lato não pode, portanto, ser rejeitada no estado actual dos conhecimentos, se bem que também não possa ser demonstrada directamente.

Finalmente, a série III é caracterizada por uma silicificação extremamente baixa, que não é frequente encontrar. Metade das rochas são ankaratritos vesecítico-polzeníticos ± melilite e o termo final leucocrata é melteigito teralítico. Muitas vezes é $Q < 5$. Rochas quimicamente análogas encontram-se como vulcanitos entre os ankaratritos da Alemanha do Sul (Hegau, Schäbische Alb, Katzenbuckel, etc.), dos quais se representaram alguns exemplos na fig. 5. Do ponto de vista químico, também são comparáveis certas rochas ricas em melilite de Turja (península de Kola) que foram descritas por Kranck e Beljankin (Kranck, 1928). Elas estão igualmente incluídas na fig. 5, bem como as rochas ijolítico-maligníticas com elas associadas, que quanto à silicificação correspondem à série II.

Como outra série muito pouco silicificada podem ainda ser tomados para comparação os alnöitos com monticelite e okaítos da província de Quebec, Canadá (Bowen, 1922; Stansfield, 1923, 1926). No conjunto, o diagrama da fig. 4 apresenta também uma grande semelhança com o de Alnö (Eckermann, 1948, p. 46, fig. 9).

Na fig. 4 vê-se claramente como se podem traçar curvas médias para as quatro séries individualizadas. Elas convergem todas para M , o que significa que a segregação de olivina teve em todos os casos um papel obrigatoriamente importante. As rectas no triângulo QLM que irradiam de M com ângulos diferentes em relação a ML (ou a MF), podem ser expressas analiticamente de modo simples, o que permite a caracterização numérica das séries de diferenciação obtidas.

Para todas as rectas que irradiam de M é válido que $Q/L = \text{constante}$. Para a linha importante MF é válido, em particular, que $Q/L = 2/3$, ou seja, que $3Q/2L = 1$. Se se escrever conforme a proposta de Niggli $3Q/2L - 1 = \beta$, para pontos sobre MF é $\beta = 0$, para pontos sobre ML $\beta = -1$ e para pontos sobre MQ $\beta = +\infty$. A posição de um ponto no triângulo QLM pode, portanto, caracterizar-se, quanto à sua situação em relação às rectas que irradiam de M , por um valor numérico entre -1 e $+\infty$.

Na tabela 2 indica-se o valor de β para todas as análises consideradas. Vê-se claramente que valores de β fracamente positivos só aparecem para algumas poucas rochas básicas das séries Ia e Ib. Para todas as outras rochas é $\beta < 0$, aumentando os valores de β negativos em direcção a II e III.

É agora de grande interesse investigar como se representam as quatro tendências individualizadas no diagrama de variação segundo Niggli (fig. 6). Reconhece-se claramente como diminui a silicificação para a sequência Ia → Ib → II → III, dado que todo o conjunto de curvas se desloca cada vez mais para valores de si mais baixos, de tal modo que, por exemplo, os valores de alk igualmente elevados aparecem associados a valores de si cada vez mais baixos. A série Ia apresenta absolutamente um quadro que é normalmente designado por «fracamente atlântico». A diferença ($al-alk$) relativamente grande mostra que a anortite normativa tem papel importante, o que torna imediatamente compreensível o aparecimento de tipos de magmas como o hawaítico, o orbítico, o piroxénico-gabroítico, o gabro-diorítico, que também aparecem em séries tipicamente pacíficas. Só para $si > 150$ se encontram tipos

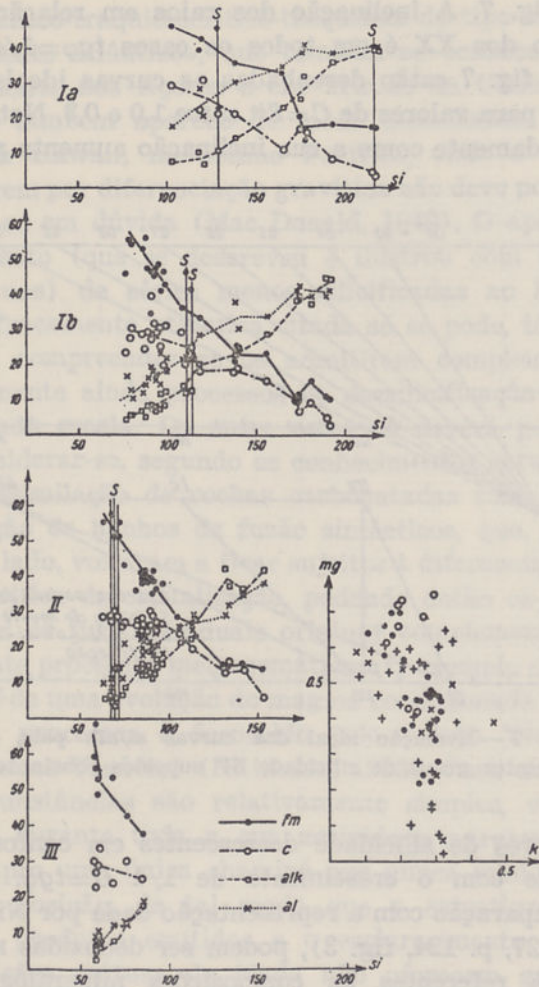


Fig. 6 — Representação das quatro séries de rochas individualizadas nas figs. 3 e 4 no diagrama de variação segundo Niggli. S: lavas do continente senegalês. Simbologia do diagrama k/mg igual à das figs. 3 e 4

de magmas que não aparecem normalmente em províncias pacíficas: nosykombítico, monzonito-sienítico, bem como foiaítico e umptequítico. Províncias que apresentam um tipo destes estão muito espalhadas; na região do oceano Atlântico pertencem principalmente a elas: os Açores, a Madeira e Tristão da Cunha.

Na série Ib as características atlânticas estão mais pronunciadas. A silicificação é mais baixa, o que se depreende, por exemplo, do facto de valores de alk à roda de 10 aparecerem agora para si à roda de 100, enquanto na série Ia isso acontecia para si à roda de 130. Além disso, $(al-alk)$ tem agora aproximadamente metade do valor da série Ia. Magmas da série calco-alcalina faltam completamente e sodogabroicos em sentido lato estão ricamente representados. O diagrama de variação corresponde em larga medida ao diagrama-tipo da série sódica segundo Niggli

(1923). A rápida subida, respectivamente, descida das curvas de variação no domínio de si relativamente limitado de 80-200 constitui uma diferença característica em relação ao diagrama da série Ia, o qual, mostrando o andamento das curvas distribuído num grande intervalo de si , lembra ainda as condições das séries pacíficas. A região sobressaturada em SiO_2 , que seria caracterizada por um desenvolvimento horizontal das curvas com $al \approx alk \approx 40$, $fm \approx 10$ e $c \approx 5$, não está aqui representada, dado que rochas sobressaturadas são estranhas a toda a província. A série Ib pode ser designada por «atlântica normal».

A série II mostra uma continuação lógica da evolução das condições semelhante à que já tinha sido observada para a sequência Ia → Ib. Tanto a silicificação como $(al-alk)$ continuam a diminuir e o andamento das curvas é ainda mais inclinado. Todas as curvas se cortam no intervalo de si de 100-115. Estamos, pois, em presença de uma tendência nítida para a formação de magmas ijolíticos (caso ideal: $al=fm=c=alk=25$, $si=100$) e todo o quadro das curvas corresponde em larga medida ao da «série ramificada ijolítica» segundo Niggli (1923). A série II representa, pois, um tipo vincadamente «fortemente atlântico» com formação de rochas ricas em foides a foidíticas.

É estranho o quimismo de duas rochas designadas por «fonolitos» (n.ºs 62 e 63) com $si=134$ e 142, que não se deixam associar a nenhum dos tipos de magmas de Niggli. A circunstância de tais rochas terem sido descritas tanto no Fogo como na Brava, bem como de as análises bem concordantes provirem de autores diferentes, mostra que não se pode tratar só de formações isoladas ou até de erros analíticos. O quimismo médio é dado por:

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

Trata-se, pois, de um magma nitidamente peralcalino com $(alk-al)=4$ para um al relativamente elevado. Em oposição ao magma tinguaitico ou urtítico-tinguaitico (Niggli, 1936, p. 357):

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

c é, no entanto, nitidamente mais elevado. Como, ao que parece, se trata de rochas alteradas endomorficamente por assimilação de cálcio, prescindir-se-á da introdução de um novo tipo de magma.

Um caso em princípio semelhante é o de uma rocha designada por fonolito hauynítico (n.º 61):

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

Também aqui, ao que parece, se trata de um magma de baixa silicificação, peralcalino mas rico em *c*, que deve o seu carácter a uma assimilação de cálcio.

A série III, finalmente, mostra para uma silicificação ainda mais baixa um (*al-alk*) à roda de zero. Apesar de só aparecerem termos muito pobres em *si*, reconhece-se nitidamente a evolução extremamente inclinada das curvas. A silicificação extremamente baixa, próxima do limite do possível sem aparecimento de calcite, tem como consequência a formação de rochas polze-níticas ricas em melilite.

Em resumo, obtém-se, pois, para a sequência Ia → Ib → II → III uma crescente dessilicificação com diminuição simultânea da diferença (*al-alk*), quer dizer, com diminuição da anortite normativa até ao completo desaparecimento da mesma. Estas condições também podem ser ilustradas através da observação da isofalia. Como o ponto de intersecção das curvas *al* e *fm* é condicionado em larga medida pela evolução mais ou menos inclinada das mesmas, a isofalia (*fm=al*) deve deslocar-se para *si* cada vez mais baixo:

	<i>al=fm</i>	<i>si</i>
Ia	32	154
Ib	29	126
II	27	112
III	cerca de 25 (extrapolado)	cerca de 100 (extrapolado)

Deverá ser de interesse comparar a evolução das curvas de *alk* para diferentes silicificações que se pode observar nos diagramas de variação da fig. 6, com curvas teóricas de *alk* obtidas com a condição ideal de um grau de silicidade rigorosamente constante. Se se considerar exclusivamente o caso principal *al > alk*, tem-se, de acordo com a definição:

$$Si^{\circ} = \frac{si}{si'} = \frac{si}{100+4 alk} = \frac{x}{100+4y} = \text{const.},$$

$$\text{ou seja, } y = \frac{1}{4C} x - 25$$

As curvas ideais de *alk* para diferentes graus de silicidade $Si^{\circ}=C$ são, portanto, raios de um feixe com o vértice em *P* (0, -25), como mostra

a fig. 7. A inclinação dos raios em relação ao eixo dos *XX* é em todos os casos $tg\varphi=1/4 C$. Na fig. 7 estão desenhadas as curvas ideais de *alk* para valores de $C=Si^{\circ}$ entre 1,0 e 0,3. Nota-se nitidamente como a sua inclinação aumenta para

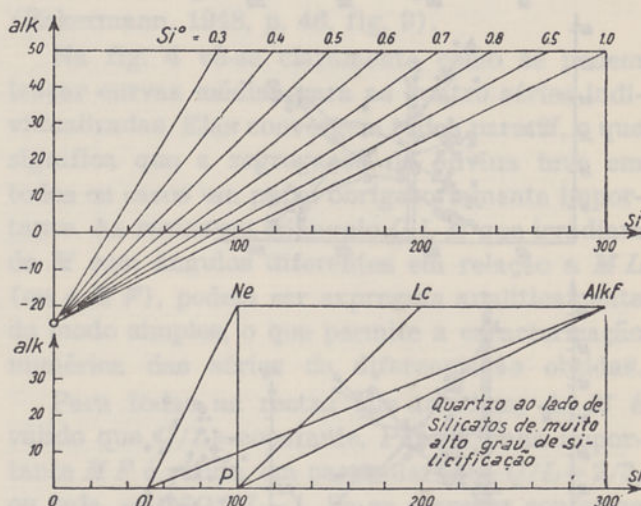


Fig. 7 — Evolução ideal das curvas *si/alk* para diferentes graus de silicidade Si° supostos constantes

valores de silicidade decrescentes em conformidade com o crescimento de $1/4 C=tg\varphi$. Por comparação com a representação dada por Niggli (1927, p. 124, fig. 3), podem ser deduzidas relações referentes às composições mineralógicas normativas a esperar.

b) Interpretação genética das variações observadas

Das considerações feitas deduz-se que a diversidade de rochas das ilhas de Cabo Verde, bem como também das ocorrências continentais, que nelas se enquadram sem esforço, apresenta uma variação consideravelmente maior do que a que é normal nas outras províncias vulcânicas atlânticas, em especial nas ilhas oceânicas. Não é provável que haja dúvidas que tal variedade não pode ser explicada só por diferenciação gravítica de cristalização de um magma basáltico de origem simática eventualmente combinada com enriquecimento pneumatolítico em alcalis, explicação essa que é normalmente possível sem dificuldades de maior para províncias vulcânicas de tipo atlântico. É verdade que diversos factos apontam nesta direcção, como a predominância das rochas basálticas em sentido lato sobre as diferenciações mais recentes, leucocratas, traquítico-fonolíticas, ou o aparecimento de uma série

basáltico-traquidolerítico-traquítica do tipo «fracamente atlântico», que também se conhece na Madeira, nos Açores e em Tristão da Cunha e que também aparece de modo semelhante nas ilhas Hawaii, no oceano Pacífico, onde a sua origem por diferenciação gravítica não deve poder pôr-se em dúvida (Mac Donald, 1949). O aparecimento (que se descreveu e ilustrou com diagramas) de séries menos silicificadas ao lado da fracamente atlântica citada só se pode, todavia, compreender se se admitirem complementarmente ainda processos de dessilicificação em grande escala. De entre estes só deverá poder considerar-se, segundo os conhecimentos actuais, a assimilação de rochas carbonatadas com formação de banhos de fusão sintéticos, que, por seu lado, voltaram a ficar sujeitos à diferenciação gravítica de cristalização, podendo então os banhos de fusão residuais originar complementarmente processos metassomáticos. O exemplo clássico de uma evolução do magma condicionada por tais processos é fornecido pelo vulcão Vésbio (Somma-Vesúvio) (Rittmann, 1933). Para ele as circunstâncias são relativamente simples, visto que durante toda a sua actividade apresentou sempre uma única chaminé que nunca mudou a sua posição, de tal modo que a estratigrafia dos produtos emitidos e o esclarecimento das relações mútuas de idade não oferecem grandes dificuldades. Pôde, por isso, também ser demonstrado que existe uma dessilicificação das lavas que progride com o tempo. Para o arquipélago de Cabo Verde as circunstâncias são substancialmente mais complicadas, dado que é impossível estabelecer uma relação entre a posição no tempo dos produtos da erupção e a sua silicificação. Isto não é só devido ao estado ainda insuficiente da investigação do arquipélago, pois que, pelo contrário, parece antes terem sido emitidos simultaneamente magmas de silicificação diferente em locais diferentes, ou então de igual silicificação em épocas diferentes. Esta circunstância obriga à admissão de um complexo sistema de reservatórios de fracções de magma ou de excrescências locais em forma de cúpula e ramificações de uma grande câmara magmática, que são muito bem possíveis numa região de plataforma compartimentada por numerosas falhas e fracturas e afundada. Nelas devem ter-se desenrolado mais ou menos simultaneamente processos de assimilação e diferenciação em princípio análogos, mas que estavam, no entanto, diferentemente evoluídos de local para local e que acabaram

por conduzir a produtos finais análogos mas não síncronos. Olhando deste ponto de vista, em vez de uma comparação com o vulcão Vésbio, justificar-se-ia antes uma com a região vulcânica sabatina (Bracciano) a norte de Roma.

Sobre relações entre as rochas eruptivas e as rochas carbonatadas, muito espalhadas nas ilhas de Cabo Verde, não se conhecia até agora nada em pormenor. Lâminas da colecção Friedländer mostram, todavia, claramente, que tais relações existem. Não se trata aqui só de formações exomorfas de contacto, pois nas emissões tardias holocristalinas subvulcanicamente consolidadas que hoje estão postas a descoberto pela erosão e que anteriormente eram atribuídas a um soco base antigo aparecem manifestamente também efeitos de natureza endomorfa. Estes efeitos lembram perfeitamente os aspectos que foram descritos da região de Fen ou de diferentes ocorrências de carbonatitos do continente africano, como, por exemplo, neoformação de aegirina e cancrinite, bem como aparecimento de calcite «primária». Apesar de se tratar ao todo só de nove lâminas, para as quais infelizmente não se encontram as amostras de mão correspondentes, discutir-se-á brevemente o problema, dada a importância em princípio dos factos observados. Isto acontece também, não por último, na intenção de chamar a atenção de futuros visitantes do arquipélago para estas ocorrências altamente interessantes. As nove lâminas referidas provêm todas da parte sul da ilha Brava, sendo oito do porto de Ancião e uma da ribeira da Aguada, que desagua na vizinhança deste porto. Bacelar Bebiano (1932, p. 208) refere destas localidades sienitos, em parte com aegirina, que estão cobertos por lavas e aglomerados basálticos. Sienitos e basaltos são ambos atravessados por filões sieníticos de alguns centímetros de espessura. Dado que estes filões deverão poder ser encarados como emissões tardias das massas principais sieníticas, poderá supor-se que as rochas sieníticas na sua totalidade se introduziram como formações mais recentes nos basaltos. Juntamente com os sienitos aparecem calcários que contêm biotite, magnetite e feldspatos. Também são referidas formações do tipo dos travertinos.

Tendo em consideração o só muito limitado material presente, sobre cuja ocorrência, além disso, não são conhecidos pormenores e do qual só estão à disposição as lâminas delgadas, irá prescindir-se de uma descrição sistemática. Quer, no entanto, chamar-se brevemente a atenção para o facto de que o aspecto das lâminas é caracteri-

zado principalmente por uma série de reacções de substituição metassomáticas, como as que, por exemplo, foram descritas e representadas por Pulfrey (1949) no Quénia Ocidental.

Num sienito aegirínico-cancrinítico vê-se, por exemplo, como um feldspato alcalino com pequeno 2 V é substituído numa primeira fase por aegirina, entrando esta em forma de língua no feldspato. Numa fase posterior tanto o feldspato como a aegirina são, por seu lado, substituídos por analcima e calcite. Nesse caso ou se observam nos feldspatos alcalinos agregados venulares de calcite e analcima, ou as ilhas irregulares em que se subdividiram os restos dos feldspatos alcalinos (que são completamente xenomórficos, mas revelam pela orientação uniforme a sua ligação original) estão numa massa de analcima manchada por pequenos farrapinhos de calcite alongados e dispostos paralelamente. Localmente formam-se nesta massa indivíduos de cancrinite também dispostos paralelamente, uniformemente orientados, rectangulares, mas desafiando-se nos bordos. Além disso, aparecem agregados radiados e em feixes finos de um mineral acicular com forte refração da luz e baixa birrefringência. A pequenez dos indivíduos não permite o diagnóstico conoscópico. O carácter variável dentro dos diversos feixes da zona principal mostra, no entanto, que o plano dos eixos deve ser normal ao alongamento longitudinal. Deve, portanto, tratar-se de wollastonite. Em relação com a formação de wollastonite a calcite desaparece ou, pelo menos, recua fortemente.

Numa outra preparação de uma rocha semelhante reconhece-se um feldspato alcalino levemente peritítico com formação pouco pronunciada de maclas polissintéticas («Anortoclase») e pequeno 2 V. Também ele é substituído por aegirina e decomposto em ilhas recortadas e sinuosas de orientação uniforme. Também aqui se segue uma substituição posterior do feldspato alcalino por analcima + calcite. Neste caso os farrapos alongados de calcite que se encontram embebidos na analcima estão dispostos paralelamente por zonas, de modo que se tem a impressão de que eles representam uma imagem da clivagem do feldspato original. Lado a lado com isto observa-se também a substituição da aegirina por calcite. Também aqui aparece como outra neoformação um mineral de textura extremamente fina fibrorradiada, que, pelas razões acima indicadas, deve ser igualmente wollastonite.

Outras preparações são dignas de nota porque a massa-base analcimo-calcítica é forte-

mente turvada por pigmentos e atravessada por vénulas mais recentes de textura granular grosseira de calcite e cancrinite, e ainda porque a nefelina é substituída de modo notável por cancrinite.

Todos estes factos mostram nitidamente que as rochas mencionadas estiveram submetidas à influência de processos metassomáticos semelhantes aos que podem aparecer em relação com uma sintexia de calcários. Que uma tal sintexia deve ter tido mesmo lugar é demonstrado também pelo quimismo estranho de rochas que apresentam composição mineralógica «normal», quer dizer, nenhuma das reacções acima indicadas e nenhuma calcite. Tipos ijolítico-melteigíticos como os que foram diversas vezes observados estão muitas vezes também noutros locais ligados a uma assimilação de cálcio (Daly, 1910, 1933; Shand, 1945, 1947), e para alguns vulcanitos com um quimismo peculiar e possivelmente só explicável por admissão de cálcio já se chamou a atenção. Também o aparecimento por vezes muito importante de melilite deve ser explicado segundo o conhecimento geral pela mesma razão.

Dado que aqui só se postula a dessilicificação de banhos de fusão pouco saturados ou já fracamente subsaturados, mas não a dos sobressaturados em SiO_2 , não tem aqui interesse uma objecção principal que por vezes é apresentada do ponto de vista físico-químico contra a hipótese de Daly. A questão da possibilidade ou não possibilidade de ultrapassagem da chamada «barreira dos feldspatos», que se estende na superfície de saturação do sistema $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - SiO_2$ (Schairer, 1950) como uma crista nitidamente pronunciada desde o máximo de albite do sistema marginal binário $NaAlSi_3O_8 - SiO_2$ em direcção ao pólo de feldspato potássico (Shand, 1945), não tem importância.

Resta naturalmente a dificuldade principal na aceitação de assimilações de carbonatos, ou seja, o suficiente sobreaquecimento ou fornecimento de calor, visto que se trata de processos endotérmicos. Habitualmente os defensores da hipótese de Daly chamam a atenção para o facto de que os carbonatos que reagem com os magmas têm uma massa muito reduzida em relação aos banhos de fusão silicatados, pelo que se pode admitir ser o calor necessário introduzido por via da convecção, tanto mais que só uma superfície pequena (em relação à massa total do sistema) do banho de fusão está em contacto com os carbonatos. Além disso, liberta-se calor devido

à cristalização dos outros componentes. Se se compartilhar estas ideias, então pode supor-se que em profundidade, por fusão de rochas carbonatadas, se formam banhos de fusão sintéticos que se continuam a diferenciar e assim dão azo à origem da variedade de rochas observadas. Na fig. 8 isto está representado esquematica-

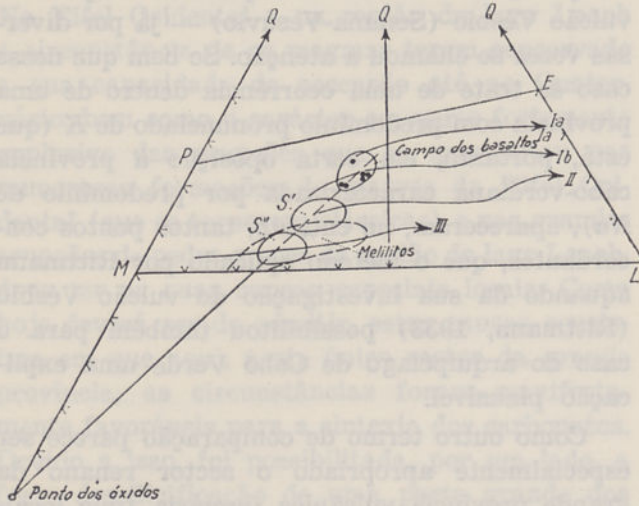


Fig. 8 — Tentativa de explicação das séries de rochas de diferente nível de silicificação separadas nas figs. 3 e 4, por meio de diferenciação gravítica de hipotéticos banhos de fusão sintéticos S' , S''

mente de forma análoga à que tempos atrás se utilizou para a província romana (Burri, 1948). Os banhos de fusão sintéticos devem ficar sobre a recta de união do campo das rochas basálticas (de silicificação relativamente elevada) das tendências Ia e Ib com o «ponto dos óxidos» ($Q = -50$, $L = 0$, $M = 150$) que representa também o lugar de projecção para a calcite e dolomite, dado que o CO_2 não é tomado em consideração neste tipo de representação. A partir de banhos de fusão sintéticos, como, por exemplo, S' ou S'' , a variedade de rochas observada das séries II e III poderá ser explicada em grande parte por segregação de olivina \pm associações piroxénicas e enriquecimento concomitante em nefelina e feldspato alcalino. O facto de muitas rochas melanocratas caírem no campo da melilite ou virem a ficar ao pé do mesmo torna compreensível o aparecimento deste mineral. A aceitação de uma sintexia de carbonatos não se limita, no entanto, só a explicar a sucessiva dessilicificação que transparece nitidamente dos diagramas das figs. 4 e 6. Ela fornece também uma explicação para o segundo fenómeno notável, a sucessiva diminuição da diferença ($al - alk$) com a progressiva dessilicificação. Na assimilação dos carbonatos formam-se, como se sabe,

predominantemente silicatos de cálcio sem Al ou então pobres em Al que provocam pelo seu consumo de SiO_2 a dessilicificação. As granadas que aparecem são, por exemplo, melanites ricas em Fe^{+3} , e não grossulária, e as melilitas só se formam, ao que parece, em banhos de fusão já fortemente dessilicificados. A redução do excesso de Al sobre os alcalis só deve, portanto, ser condicionada em pequena medida por um abaixamento do teor de Al por segregação de silicatos de Ca que contêm Al, e pelo contrário muito mais por uma introdução de alcalis. No entanto, e segundo a ideia geral, tal introdução é de esperar numa assimilação de carbonatos. Já Daly supôs aquando da primeira exposição das suas ideias (Daly, 1910) que se devem formar carbonatos alcalinos. Estes têm, auxiliados pelas correntes de convecção favorecidas pelo desenvolvimento de CO_2 , tendência para subir e a enriquecer-se num nível mais elevado. Neste contexto quer igualmente chamar-se a atenção para o facto de que também no caso do vulcão Vésbio (Rittmann, 1933, 1944) se verifica uma diminuição do excesso de Al sobre os alcalis com a progressiva dessilicificação. Também aí, ao ser estabelecido o balanço de matéria para a formação do magma do Vesúvio a partir do magma do Somma-jovem houve que aceitar, além da assimilação de carbonatos, uma introdução adicional de alcalis da profundidade do foco magmático, que possivelmente poderá ser explicada do modo acabado de indicar.

Nos últimos tempos tem-se ocasionalmente posto em dúvida ou rejeitado a possibilidade de uma assimilação de rochas carbonatadas no sentido de Daly e Shand pelos motivos mais diferentes. O aparecimento de calcite «primária» (quer dizer, não originada devido à meteorização) em rochas de baixa silicificação, como ijolitos, melteigitos, etc., é explicado metassomaticamente, de um modo semelhante ao que já foi tentado por Bowen (1924, 1926) para as rochas da região de Fen em oposição a Brögger (1921) e R. Brauns (1924, 1926). Estas considerações parecem encontrar principalmente apoio nas numerosas novas investigações sobre carbonatitos. Remete-se, para tal, para as exposições resumidas de Campbell Smith (1956) e Pecora (1956) e para a bibliografia aí citada. Sobre a origem das soluções que causam a metassomatose na maior parte das vezes não se entra em pormenores. Merece por isso ser registado que é exactamente uma sintexia de calcários no sentido de Daly que pode fornecer soluções desse tipo, de tal

modo que as duas possibilidades não só não se comportam como alternativas e se excluem mutuamente, mas, pelo contrário, aparecem ligadas uma à outra (1).

As investigações sobre equilíbrios de banhos de fusão em banhos de fusão de silicatos e carbonatos de Niggli (1916, 1919) mostraram que tanto o Na_2CO_3 como também o K_2CO_3 formam com o $CaCO_3$ sais duplos na relação 1:1 que fundem, respectivamente, a $817^\circ C$ e a $814^\circ C$. As suas misturas com os carbonatos alcalinos puros fundem sem separação sensível de CO_2 para uma pressão de CO_2 de 1 Atm. Se se elevar a temperatura sobrevém ebulição com desenvolvimento de CO_2 . Ambos os sistemas apresentam eutécticos situados relativamente baixo: no sistema $Na_2CO_3 - Na_2Ca(CO_3)_2$ para $787^\circ C$ e 63 Mol % Na_2CO_3 , no sistema $K_2CO_3 - K_2Ca(CO_3)_2$ para $752^\circ C$ e 61 Mol % K_2CO_3 . No sistema ternário $Na_2CO_3 - K_2CO_3 - CaCO_3$, (comp. Niggli, 1937, p. 283, fig. 233) estes dois eutécticos binários são ligados por uma linha eutéctica que para $693^\circ C$, para a composição de cerca de 25 Mol % $CaCO_3$, 35 Mol % Na_2CO_3 e 40 Mol % K_2CO_3 , apresenta um mínimo para o qual tendem os banhos de fusão na cristalização fraccionada. Existe, portanto, inteiramente a possibilidade de haver um enriquecimento em carbonatos alcalinos e, conjuntamente, em carbonato de cálcio em fases líquidas de temperatura relativamente baixa (na presença de H_2O ela deverá baixar ainda mais), os carbonatos entrarem em banhos de fusão residuais, como tal, poderem emigrar ou serem ejectados e irem causar noutros locais transformações e metassomatoses com introdução de alcalis e formação de calcite «primária», possibilidade para a qual também Sundius (1957) chamou a atenção.

D — COMPARAÇÃO DA PROVÍNCIA VULCÂNICA CABO-VERDIANA COM A RENANA (SIEBENGEIRGE, LAGO LAACH, EIFEL, WESTERWALD)

Em face do que se acaba de dizer sobre as condições reinantes na província vulcânica cabo-verdiana (que puderam ser facilmente expli-

cadadas com base na aceitação de uma sintexia de carbonatos), põe-se naturalmente a questão de saber se no caso do arquipélago de Cabo Verde se trata de um caso excepcional único no âmbito das províncias vulcânicas recentes, ou se são conhecidas outras ocorrências do mesmo tipo que eventualmente possam ser tomadas para comparação. Para um exemplo desse tipo — o vulcão Vésbio (Somma-Vesúvio) — já por diversas vezes se chamou a atenção. Se bem que nesse caso se trate de uma ocorrência dentro de uma província com predomínio pronunciado de K (que está, portanto, em certa oposição à província cabo-verdiana caracterizada por predomínio de Na), apareceram, no entanto, tantos pontos concordantes, que o método aplicado por Rittmann aquando da sua investigação do vulcão Vésbio (Rittmann, 1933) possibilitou também para o caso do arquipélago de Cabo Verde uma explicação plausível.

Como outro termo de comparação parece ser especialmente apropriado o sector renano da grande província vulcânica terciária (que localmente chega até ao Quaternário), característica do antepaís alpino desde o planalto central francês até à Boémia e Silésia. Em nenhum outro sector desta grande província foram emitidos magmas de silicificação tão acentuadamente diferente dentro de uma região tão reduzida em espaço como imediatamente a este e oeste do Reno, no Siebengebirge, Westerwald e Alto Eifel, por um lado, e na Vordereifel (Eifel Ocidental) e região do lago Laach, por outro. É verdade que em muitos casos é usual colocar as rochas eruptivas terciárias (do Miocénico Inferior) do primeiro grupo citado em oposição às quaternárias do segundo e considerá-las separadamente. Não pode, no entanto, haver dúvidas sobre o facto de que as regiões citadas são só membros isolados, ou seja, subunidades da mesma grande província. Se se aplicar a definição de Niggli (Niggli, 1923, p. 2), segundo a qual as rochas pertencentes na sua origem a uma unidade geológica formam uma província petrográfica, então a totalidade dos magmas recentes, quer dizer, pós-mesozóicos, emitidos no antepaís alpino pertence à mesma província, sendo a «unidade geológica» dada pelo antepaís não abrangido pelo dobramento geossinclinal e que se comportou cratonicamente durante o mesmo. No domínio desta grande província há que distinguir, como sempre neste casos, subprovíncias que mostram feições locais. Como particularidade local deste tipo há que considerar, por exemplo, o facto de

(1) Nota acrescentada às provas — Num trabalho muito interessante aparecido recentemente de J. P. Wyllie e O. F. Tuttle: «The System $CaO - CO_2 - H_2O$ and the Origin of Carbonatites», *J. Petrology*, 1 (1960), p. 1-46, mostra-se que no sistema examinado, que representa um magma carbonatítico simplificado, aparecem banhos de fusão pouco viscosos para pressões entre 27 e 4000 bar com temperaturas desde $685^\circ C$ até $640^\circ C$.

a actividade vulcânica na região do lago Laach, bem como na Vordereifel, numa zona que se estende desde Ormont, no sopé da Schnee-Eifel, até Bad Bertrich, na proximidade do Mosela, passando por Gerolstein-Daun e Birresborn-Manderscheid, ter tornado a «reviver» no Quaternário de um modo semelhante ao que se deu no planalto central francês na Chaîne des Puys. Na Eifel Ocidental e na região do lago Laach a circunstância de os magmas terem conservado a sua capacidade de ascensão até ao Quaternário, bem como o carácter em parte fortemente explosivo das erupções que se manifestou nas numerosas formações de maares da Eifel Ocidental (que se tornaram clássicas) e nas grandes erupções de pedra-pomes da região do lago Laach, deve ter as suas causas especiais locais. Como hoje deverá ser de admitir, estas causas consistem em que aqui, neste único sector da grande província, as circunstâncias foram manifestamente favoráveis para a sintexia dos carbonatos. Devido a isso, foi possibilitada, por um lado, a forte dessilicificação de uma parte grande dos magmas emitidos e, por outro lado, a relativa longevidade do foco magmático local com a sua fase de erupção quaternária. Explica-se ainda o carácter explosivo das erupções (que está em oposição ao das regiões vizinhas) e as volumosas libertações de CO_2 , que duram até aos tempos actuais.

Outro caso análogo de forte dessilicificação e de longevidade do foco magmático (documentada pela actividade quaternária), fenómenos que também se observam no arquipélago de Cabo Verde, encontra-se nos vulcões centro-italianos da província romana (Burri, 1948), que devem as suas particularidades igualmente à sintexia dos carbonatos. No entanto, do mesmo modo que não se pode compreender a província romana sem o conhecimento da vizinha província toscana (quaternária), para a qual, por razões geológicas, não se põe em questão a sintexia dos carbonatos, também a região do lago Laach não pode ser compreendida nas suas particularidades sem inclusão das regiões vulcânicas vizinhas que pertencem à mesma grande província e nas quais também não teve lugar uma sintexia dos carbonatos (Siebengebirge, Alto Eifel e Westerwald). Por isso, iremos comparar aqui todo o sector renano da província do antepaís alpino (com o Siebengebirge, lago Laach, Eifel e Westerwald), e não só a região do lago Laach (que em virtude da sintexia dos carbonatos há muito provada oferece possibilidades de comparação especiais),

com o arquipélago de Cabo Verde. As citadas regiões vulcânicas alemãs ocidentais situam-se todas entre 4° e 6° de longitude este e 50° e 50° 50' de latitude norte dentro de um rectângulo de cerca de 125 km por 75 km e com cerca de 9500 km² da área. Para comparação cite-se que o arquipélago de Cabo Verde, com uma superfície total de 4033 km² só das ilhas (segundo Bacelar Bebiano, 1932), se estende numa região de cerca de 75 000 km². Esta indicação deve ser considerada como mínimo absoluto e não inclui, por exemplo, regiões vulcânicas submarinas entre o arquipélago e o cabo Verde, que, devido à topografia submarina, certamente devem existir.

Há, infelizmente, que chamar a atenção para o facto de o estado de investigação das citadas regiões vulcânicas alemãs ocidentais ser desigual e ainda insuficiente. Aos nossos conhecimentos relativamente bons respeitantes ao quimismo das rochas da região do lago Laach e (desde 1935) também do Siebengebirge contrapõem-se conhecimentos só muito insuficientes para a Vordereifel e o Alto Eifel. Quanto às formações basálticas do Westerwald, os nossos conhecimentos são ainda muito limitados, se bem que aqui o novo trabalho de Hentschel & Pfeffer (1954) tenha trazido uma clarificação fundamental. Também no que respeita à sua qualidade o material existente não satisfaz sempre. A região vulcânica renana compartilha neste aspecto da sorte de muitas outras regiões «clássicas» em que a investigação se empenhou relativamente cedo. As análises químicas foram muitas vezes empreendidas numa época em que a técnica analítica ainda não possuía o nível mais tarde atingido e não foram posteriormente repetidas, de tal modo que muitas análises, em especial as mais antigas, já não correspondem às exigências modernas.

Por estas razões, bem como por razões de economia de espaço, prescindir-se-á aqui de apresentar as análises da forma em que foi feito nas tabelas 1 e 2 para as rochas do arquipélago de Cabo Verde. Trata-se no total de 101 análises do Siebengebirge, do lago Laach e da Eifel, bem como de 26 do Westerwald.

Até 1927 as análises estão compiladas no trabalho de Jung. Material complementar publicado desde 1927 ou não considerado nesse trabalho encontra-se para o Siebengebirge e lago Laach nos trabalhos de Ahrens (1930), A. & R. Brauns (1926), R. Brauns (1928), Berg (1935), Edel (1914), Frechen (1944), Halfmann (1914), Harder (1935), Kalb (1938), Schaefer (1939).

Por outro lado, foram eliminadas como duvidosas uma série de análises apresentadas na lista de Jung, especialmente das mais antigas. As 26 análises usadas de rochas do Westerwald provêm dos trabalhos de Schneiderhöhn (1912), Lehmann (1930), Ahrens & Burre (1932) e Hentschel & Pfeffer (1954). As análises publicadas por Buchner (1920) não foram consideradas, de acordo com Hentschel & Pfeffer.

Como já se mencionou, são por assim dizer desconhecidas as características químicas dos vulcanitos quaternários da zona Ormont-Bad Bertrich, na Vordereifel, bem como também as dos vulcanitos terciários do Alto Eifel, em contraste completo com o que se passa para o lago Laach e Siebengebirge. Só sobre as rochas do Killerkopf ao pé de Rockeskyll (Vordereifel) existe um estudo petrográfico com análises modernas de rochas (Haardt, 1914). Está-se, portanto, sujeito, no que respeita ao quimismo, a conclusões *a posteriori* a partir das descrições microscópicas da bibliografia mais antiga. (Dechen, 1886; Vogel-sang, 1890; Buss, 1885; Hussak, 1878; Schulte, 1891-1893; Seiwert, 1891; Ketin, 1939; e outros). Resumos mais recentes são dados por Hopmann, Frechen & Kentsch (1931) e Rahm (1956). Segundo estes autores, deverá poder afirmar-se que os vulcanitos terciários do Alto Eifel pertencem a uma série traquito-traquiandesito-basalto que mostra grande semelhança com a da mesma idade do Siebengebirge. Esta semelhança parece estender-se até ao pormenor, pois que, por exemplo, o traquito de Reimerath corresponde em larga medida ao do Drachenfels e também a sequência eruptiva traquito-traquiandesito-basalto é a mesma. Em contraste com o Siebengebirge aparece, no entanto, no Alto Eifel junto ao Selberg ao pé de Quiddelbach, e provavelmente com idade igual à dos traquiandesitos, um fonolito nosêânico, tipo este que é completamente estranho ao Siebengebirge.

Portanto, enquanto as rochas terciárias do Alto Eifel, com excepção do fonolito acabado de citar, deverão representar uma associação pouco saturada a francamente subsaturada em relação ao SiO_2 que poderá ser explicada como resultado da diferenciação gravítica normal de um magma basáltico, os vulcanitos quaternários da Vordereifel são de carácter completamente diferente. Aqui trata-se de tipos de silicificação baixa e extremamente baixa com nefelina, leucite hauynite e localmente também melilite, tais como leucititos, nefelinitos ± olivina e melilite, em que só são conhecidos feldspatos na lava de Strohn,

descrita como basanita nefelínico com hauynite. No que respeita à composição mineralógica e silicificação, as lavas da Vordereifel não se associam, portanto, ao que parece, às do Alto Eifel, mas antes, pelo contrário, às da região do lago Laach, de tal modo que as características químicas relativamente bem conhecidas destas últimas também podem ser tomadas em sentido lato como representativas das ocorrências da Vordereifel, pelo menos enquanto a sua investigação química, há muito necessária, não nos proporcionar um quadro mais exacto.

De interesse especial são na Vordereifel os produtos projectados de carácter ultrafémico, tal como aparecem especialmente nas erupções de tufos mais recentes dos conhecidos maares da Eifel Ocidental. Eles contêm olivina, ortoaugite, diopsido, horneblenda, biotite, apatite, titanite, magnetite, picotite, etc., e são, infelizmente, muito mal conhecidos. As únicas análises mais recentes correspondem a uma bomba de olivina da lagoa de Dreis (Frechen, 1944) e a uma projecção constituída por horneblenda, augite e biotite do maar de Gmünden (Lacroix, 1923, p. 66). Atendendo ao grande interesse que estes produtos projectados oferecem para a clarificação dos processos de diferenciação que tiveram lugar em profundidade, seria muito de desejar a sua investigação química completa.

Depois destas considerações parece, portanto, de certo modo lícito tomar as análises de rochas existentes como representativas de toda a região renana. Investigações complementares futuras trarão certamente algumas correcções, mas não são de esperar surpresas maiores em questões fundamentais. Se se representarem as condições de silicificação com base nas análises existentes de um modo análogo ao que foi o caso na fig. 3 para as rochas do arquipélago de Cabo Verde, obtém-se, como mostra a fig. 9, um quadro em princípio inteiramente semelhante. Para a maioria das rochas analisadas o grau de silicidade Si^o varia igualmente desde 0,42 até cerca de 0,90, havendo, no entanto, que adicionar ainda uma outra série de silicificação mais elevada não representada no arquipélago de Cabo Verde. Esta série mostra uma acumulação nítida junto de $Si^o=1$ (saturação em SiO_2 , quer dizer, do ponto de vista normativo formação de feldspatos e piroxenas, sem quartzo, olivina ou fóides) e estende-se na zona sobressaturada até $Si^o=1,24$. No que respeita à silicificação reinam, portanto, nas regiões vulcânicas renanas (abstraindo desta série A altíssimamente silicificada) condições in-

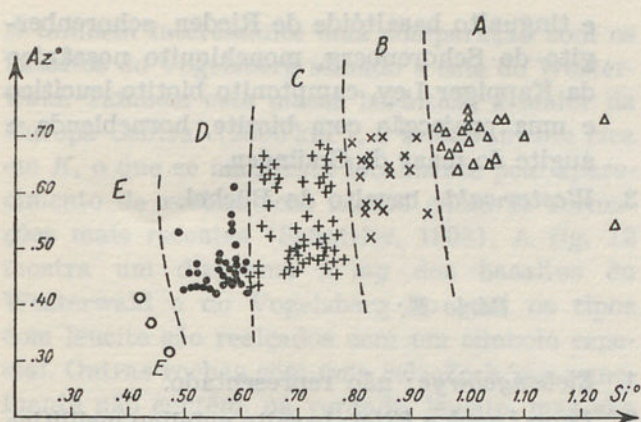


Fig. 9 — Separação de séries de rochas de diferente grau de silicidade para as regiões vulcânicas renanas em analogia à fig. 3

teiramente semelhantes às do arquipélago de Cabo Verde. A composição mineralógica normativa, bem como a modal, apresentam, todavia, certas diferenças. Como na região renana o *K* tem um papel maior, para silicificações baixas terá de aparecer leucite, o que, por seu lado, condiciona para igual silicificação um teor maior em olivina do que se os fósidos predominantes fossem nefelina ou minerais de sodalite. A diferença na relação dos alcalis para as duas províncias ressalta nitidamente da comparação dos dois diagramas *k/mg* (figs. 6 e 10). Enquanto

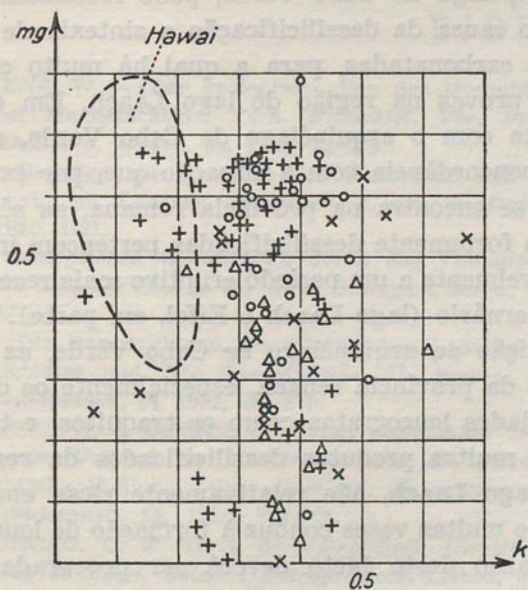


Fig. 10 — Diagrama *k/mg* das rochas das regiões vulcânicas renanas. Simbologia igual à da fig. 9

no caso do arquipélago de Cabo Verde só para poucas rochas das séries Ia e Ib é $k \geq 0,33$, verifica-se para a província renana uma acumulação dos valores de *k* entre 0,25 e 0,5.

Na fig. 9 subdividiram-se as rochas da província renana em séries de silicificação diferente de um modo igual ao que sucedeu para o arquipélago de Cabo Verde, tendo estas séries sido designadas por ordem de silicificação decrescente por A até E. A série mais altamente silicificada, série A, que compreende como termos finais leucocratas traquitos saturados em SiO_2 , bem como traquiliparitos e liparitos fracamente sobressaturados, não tem, como já se referiu, contrapartida no arquipélago de Cabo Verde. Abstraindo disto, verifica-se coincidência manifesta entre as duas regiões, posto que as séries B e Ia, C e Ib, D e II, bem como E e III, se correspondem em larga medida no que respeita à saturação em SiO_2 . Isto ressalta também muito nitidamente no triângulo *QLM* (fig. 11), que é muito

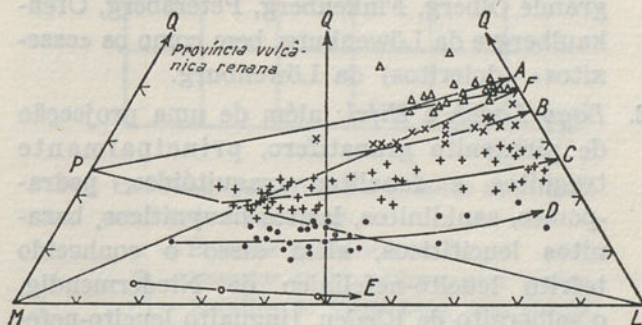


Fig. 11 — As séries de rochas separadas na fig. 9 no diagrama *QLM*. Simbologia igual à das figs. 9 e 10

semelhante ao da fig. 4. A dispersão algo maior das análises no caso da província renana deve, pelo menos em parte, poder ser atribuída à qualidade não uniforme do material analítico.

Os tipos de rochas mais importantes que aparecem associados às diversas séries são em seguida apresentados resumidamente:

Série A:

1. *Siebengebirge*: diferentes ocorrências de traquitos dos tipos Drachenfels, Lehrberg, Perlenhardt, Mittelbach, bem como traquito aegirínico de Kühlsbrunnen, traquito riebeckítico do Hohen Berg ao pé de Berkum e uma rocha *si-monzonítica*, designada por «andesito», do Breiberg.
2. *Lago Laach e Eifel*: traquito do Frohnberg ao pé de Kelberg, pedra-pomes do Kahlenberg ao pé de Burgbrohl, bem como projecções quartzo-bostoníticas e sanidiníticas.
3. *Westerwald*: traquito arfvedsonítico de Forst e traquiandesito de Beegfeld.

Série B:

1. *Siebengebirge*: traquito de Remscheid e do Bruderkunzberg.
2. *Lago Laach*: traquito do Hüttenberg, Dachbusch, Gleeser Feld e de Maria Laach, latito hauynítico do Gleeser Feld, fonolito do Kahlenberg ao pé de Burgbrohl, sienito calcítico dos Rodderhöfen ao pé de Ettringen, sienito noseanítico e sanidinito do lago Laach.
3. *Westerwald*: basalto da Fuchskaute.

Série C:

1. *Siebengebirge*: heptorito (monchiquito hauynítico) do vale de Rhöndorf, basaltos do grande Ölberg, Finkenberg, Petersberg, Ofenkaulberg e da Löwenburg, bem como os «essexitos» (doleritos) da Löwenburg.
2. *Lago Laach e Eifel*: além de uma projecção de piroxenito granatífero, principalmente traquitos e fonolitos traquitóides, pedrapomes, sanidinitos, latitos hauyníticos, basanitos leucitíticos, além disso o conhecido tefrito leucito-nefelínico de Niedermendig, o selbergito de Rieden, tinguaito leucito-nefelínico, fonolito leucito-noseânico do Burgberg ao pé de Rieden, fonolito noseânico de Olbrück e em fácies plutónica sienito nefelínico e sienito cancrinítico.
3. *Westerwald*: a maior parte dos basaltos do Westerwald, entre outros do Steinbühl ao pé de Weilburg, Bertenauer Kopf, Telegraphenberg, Rödernberg, Käfernberg, Merenberg, Steinringsberg, etc., bem como basalto e pórfiro essexítico do Stöffel.

Série D:

1. *Siebengebirge*: não representado.
2. *Lago Laach e Eifel*: nefelinitos olivínicos (basaltos nefelínicos) de Selbusch e Berlingen ao pé de Rockeskyll, do Feuerberg ao pé de Hohenfels e do Raabeköpfchen, nefelinito melilítico do Herchenberg e da Hanebacher Ley, basalto leucito-nefelínico do Lorenzfelsen, Bausenberg e Killer Kopf ao pé de Rockeskyll, basaltos leucíticos de Sulzbusch, de Thür e do Veitskopf, leucititos hauyníticos do Hochsimmer, leucitófiro do Perlerkopf, fonolito noseânico do Schellkopf ao pé de Brenk, riedenito

e tinguaito basaltóide de Rieden, schorenbergito do Schorenberg, monchiquito noseânico da Kappiger Ley, camptonito biotito-leucítico e uma projecção com biotite, hornblendas e augite do maar de Gmünden.

3. *Westerwald*: basalto do Büchel.

Série E:

1. *Siebengebirge*: não representado.
2. *Lago Laach e Eifel*: basalto nefelino-melilítico do Killerkopf ao pé de Rockeskyll, hedrumito calcítico dos Rodderhöfen. É interessante que uma inclusão calcária da lava basáltica de Mayen (designada nas figuras por E) apresenta uma silicificação analogamente baixa.
3. *Westerwald*: não representado.

Resumindo, pode, pois, verificar-se que na província vulcânica renana (Eifel, lago Laach, Siebengebirge, Westerwald), que, por seu lado, representa uma subprovíncia da extensa província do antepaís alpino, aparece inteiramente em analogia com as condições encontradas no arquipélago de Cabo Verde uma sucessão de séries de rochas de silicificação diferente. Tal como no arquipélago de Cabo Verde, pode reconhecer-se como causa da dessilicificação a sintexia de rochas carbonatadas, para a qual há muito existem provas na região do lago Laach. Em contraste com o arquipélago de Cabo Verde, mas em concordância com a situação que, por exemplo, se encontra na província romana, as séries mais fortemente dessilicificadas pertencem indubitavelmente a um período eruptivo mais recente, quaternário (lago Laach e Eifel, em parte). Em oposição ao arquipélago de Cabo Verde, as rochas da província renana, especialmente os diferenciados leucocratas como os traquitos, e também muitos produtos dessilicificados da região do lago Laach, são relativamente ricas em *K*, o que muitas vezes conduz à formação de leucite. A razão deste facto deverá ser procurada na relativa riqueza em potássio do magma basáltico, explicação que parece também ser aplicável ao caso das províncias romana e campana. Os basaltos do Westerwald são, tanto quanto se pode avaliar com base no reduzido número de análises, significativamente mais ricos em *K* do que, por exemplo, os das ilhas Hawaii, cujo campo está assinalado no diagrama *k/mg* da fig. 10.

É também interessante uma comparação com os basaltos do Vogelsberg situado a este do Westerwald. Também esta massa basáltica, a maior da Europa Central (2500 km²), é relativamente rica em K, o que se manifesta localmente pelo aparecimento de rochas com leucite entre as formações mais recentes (Schottler, 1908). A fig. 12 mostra um diagrama k/mg dos basaltos do Westerwald e do Vogelsberg no qual os tipos com leucite são realçados com um símbolo especial. Outras rochas com uma relação k/mg semelhante não contêm, na verdade, leucite, mas são ricas em vidro e designadas, por exemplo, por limburgito. É muito interessante que diversos basaltos do Westerwald estejam muito próximos quanto à relação k/mg das rochas com leucite do Vogelsberg. Além disso, é notável que uma grande parte dos basaltos do Westerwald apresentem um valor de k igual ou superior a 0,3, o que é muito raro para «basaltos». O campo dos basaltos do Hawaii também aqui está novamente assinalado para comparação. Se se supuser para o magma de toda a província vulcânica renana, tal como aqui foi delimitada, uma composição semelhante à dos basaltos do Westerwald ou Vogelsberg (o que deverá ser de admitir), então compreender-se-á bem a relativa riqueza em K

dos diferenciados leucocratas e dos produtos des-silicificados.

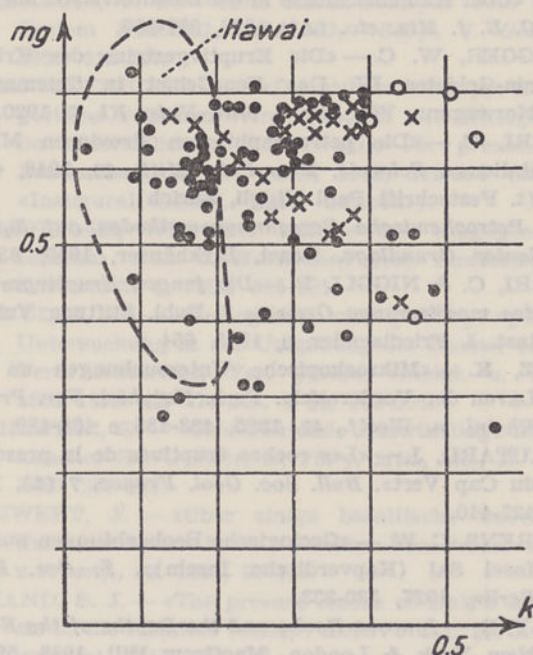


Fig. 12—Diagrama k/mg dos basaltos do Westerwald e do Vogelsberg:

- × — Basaltos do Westerwald;
- — Basaltos do Vogelsberg, sem leucite;
- — Basaltos do Vogelsberg, com leucite.

BIBLIOGRAFIA

- AHRENS, W. — «Der geologische Bau des Mosenberges bei Manderscheid». *Verh. Naturhist. Ver. Preuss. Rheinl. u. Westf.*, 86, 1929, 11-128.
- «Beiträge zur Kenntnis der Phonolithe und Trachyte im Laacher Seegebiet». *Chem. d. Erde*, 5, 1930, 1-21.
- *Geologisches Wanderbuch durch das Vulkangebiet des Laacher Sees in der Eifel*. Stuttgart, Enke., 1930. 87 p.
- «Die Basaltvulkane des südöstlichen Laacher Seegebietes und ihre Lavaströme». *Jb. preuss. geol. Landesanst.*, 53, 1932, 851-878.
- AHRENS, W. & BURRI, O. — «Der sogenannte 'Bertener Vulkan' im Westerwald und die petrographische Stellung seiner Basalte». *Jb. preuss. geol. Landesanst.*, 53, 1932, 777-804.
- ASSUNÇÃO, C. F. Torre de — *Expedição Científica à Ilha do Fogo. Estudos Petrográficos*. Lisboa, Junta de Investigações do Ultramar, Memórias, Ser. petrográfica, 1, 1954, 156 p. e 21 tab.
- «Sobre os grandes cristais de hornblenda kaersutítica da ilha do Fogo (Erupção de 1951)». *Garcia de Orta, Revista da Junta das Missões Geográficas e de Investigações do Ultramar*, 4, 1956, 71-79, Lisboa.
- BEBIANO, J. Bacelar — «Geologia do Arquipélago de Cabo Verde». *Comm. Serv. Geol. Portugal*, 18, 1932, 1-243.
- BERG, G. — «Geologische Beobachtungen im Siebengebirge». *Verh. Naturhist. Ver. Preuss. Rheinl. u. Westf.*, 91, 1935, 99-134.
- BERTHOIS, L. — *Contribution à la connaissance lithologique de l'Archipel du Cap Vert*. Ministério das Colónias, Junta das Investigações Coloniais. Estudos, Ensaios e Documentos, 7, Lisboa, 1953, 194 p.
- «Contributions à l'étude lithologique de l'Archipel des Açores». *Comm. Serv. Geol. de Portugal*, 34, 1953, 5-198.
- BOURCART, J. — «Géologie des îles Atlantides». In: *Contribution à l'étude du peuplement des îles Atlantides*, Mém. Soc. Biogéogr., Paris, 8, 1946, 9-40.
- BOWEN, N. L. — «Genetic features of alnoitic rocks at Isle Cadieux, Quebec». *Amer. J. Sc.*, 3 (5), 1922, 1-34.
- «The Fen Area in Telemark, Norway». *Amer. J. Sc.*, 8 (5), 1924, 1-11.
- «Recent High-Temperature Research on Silicates and its Significance in Igneous Geology». *Amer. J. Sc.*, 33 (5), 1937, 1-21.
- BRAUNS, R. — «Primärer Calcit in Tiefengesteinen oder Verdrängung der Silikate durch Calcit?» *C. B. f., Min. etc. (A)*, 1926, 1-8.
- «Die chemische Zusammensetzung der Basalte des Laacher See-Gebietes». *N. Jb. f. Min. etc. B. B.* 56 (A), 1928, 468-498.

- BRAUNS, R. & BRAUNS, A. — «Ein Carbonatit aus dem Laacher See-Gebiet». *C. B. f. Min. etc.* (A), 1925, 97-101.
- «Über Kalkeinschlüsse in der Basaltlava von Mayen». *C. B. f. Min. etc.* (A), 1926, 237-239.
- BRÖGGER, W. C. — «Die Eruptivgesteine des Kristiania-Gebietes IV. Das Fen-Gebiet in Telemarken, Norwegen». *Vid. Skr. I. Mat. Natv. Kl.*, 9, 1920.
- BURRI, C. — «Die petrographischen Provinzen Mittelitaliens». *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 28, 1948, 49-64 (t. Festschrift Paul Niggli, Zürich).
- *Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage*. Basel, Birkhäuser, 1959, 334 p.
- BURRI, C. & NIGGLI, P. — *Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens I*. Publ. Stiftung Vulkaninst. I. Friedlaender, 3, 1945, 654 p.
- BUSZ, K. — «Mikroskopische Untersuchungen an den Laven der Vordereifel». *Verh. Naturhist. Ver. Preuss. Rheinl. u. Westf.*, 42, 1885, 433-435 e 438-439.
- CHAUTARD, J. — «Les roches éruptives de la presqu'île du Cap Vert». *Bull. Soc. Géol. France*, 7 (4), 1907, 427-440.
- CORRENS, C. W. — «Geologische Beobachtungen auf der Insel Sal (Kapverdische Inseln)». *Z. Ges. Erdk. Berlin*, 1927, 330-333.
- DALY, R. — *Igneous Rocks and the Depths of the Earth*. New York & London, MacGraw Hill, 1933, 598 p. (em esp. cap. 21, 482-544).
- DALY, R. A. — «Origin of the Alkaline Rocks». *Bull. Geol. Soc. America*, 21, 1910, 87-118.
- DECHEN, H. von — «Vergleichende Übersicht der vulkanischen Erscheinungen im Laacher See-Gebiet und in der Eifel». *Z. deutsch. geol. Ges.*, 17, 1865, 69-152.
- *Geognostischer Führer zu der Vulkanreihe der Vordereifel*. 2.^a ed., Bonn., 1886.
- DOELTER, C. — *Die Vulkane der Capverden und ihre Produkte*. Graz, Leuschner u. Lubansky, 1882, 171 p., 3 tab.
- ECKERMANN, H. von — *The Alkaline District of Alnö Island*. Sver. Geol. Undersökning Ser. Ca., 36, 1948, 176 p.
- EDEL, G. — «Petrographische Untersuchungen heller und dunkler, zum Gangefolge von Alkalisyeniten gehörender Auswürflinge des Laacher See-Gebietes». *Verh. Naturhist. Ver. Preuss. Rheinl. u. Westf.*, 71, 1914, 71-135.
- ERMERT, H. — «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, 1936, 155-187 (Inaug. Diss. Univ. Göttingen).
- FRECHEN, J. — «Die Genese der Olivinausscheidungen vom Dreiser Weiher (Eifel) und Finkenberg (Siebengebirge)». *N. Jb. f. Min. etc. Abh.*, 79 (A), 1944, 317-406.
- «Die Vulkane der Westeifel». In *Die Vulkane der Eifel*, Wittlich, G. Fischer, 1951, 50-77.
- FRIEDLAENDER, I. — *Beiträge zur Kenntnis der Kapverdischen Inseln*. Berlin, D. Reimer, 1913, 109 p., 11 tab.
- FURON, R. — «Notes sur la Paléogéographie de l'Océan Atlantique. I. La Géologie des îles du Cap Vert». *Bull. Mus. Natl. Hist. Nat. Paris*, 7 (2), 1935, 270-274.
- *Géologie de l'Afrique*, Paris, Payot, 1955, 350 p. (em esp. p. 270-274).
- GAGEL, C. — «Die mittelatlantischen Vulkaninseln». *Handb. reg. Geol.* 7, Abt., 10, 1910, 32 p.
- HAARDT, W. — «Die vulkanischen Auswürflinge und Basalte des Killerkopfes bei Rockeskyll in der Eifel». *Jb. preuss. geol. Landesanst.*, 35, 1914, 177-253.
- HALFMANN, G. J. — «Auswürflinge aus dem Gebiet der Leucitphonolithe von Rieden, vom Typus der Tiefen- und Ganggesteine. *Verh. Naturhist. Ver. Preuss. Rheinl. u. Westf.*, 71, 1914, 1-68.
- HARDER, F. — *Über die Gesteine der Löwenburg*. Bochum-Langendreer. Inaug. Diss. Univ. Münster i. Westf., 1935, 45 p. e 4 tab.
- HENNIG, E. — «Aptychen von den Capverdischen Inseln». *Z. deutsch. geol. Ges.*, 65, 1913, 151-158.
- HENTSCHEL, H. & PFEFFER, P. — «Chemisch-petrographische Untersuchungen an Basalten des Westwaldes». *Geol. Jb.*, 69, 1954, 361-378.
- HOPMANN, M. — «Das Vulkangebiet des Laacher Sees». In *Die Vulkane der Eifel*, Wittlich, G. Fischer., 1951, 7-48.
- HUSSAK, E. — «Die basaltischen Laven der Eifel». *Sitz-Ber. k. k. Akad. Wiss. Wien*, I. Abt., 77, 1878, 330-360.
- JESUS, A. Mário de — «Subsídios para a petrologia do arquipélago de Cabo Verde». *Comm. Serv. Geol. Portugal*, 17, 1932, 18 p. (também editado em Bebianno, *loc. cit.*, 1932).
- JOHN, C. von — «Chemische Untersuchungen an Gesteinen von Angra Pequena, der Capverdischen Insel S. Vicente, vom Cap Verde und von der Insel São Miguel (Azoren)». *Jb. k. k. geol. Reichsanst. Wien*, 46, 1897, 279-292.
- JUNG, H. — «Die chemischen und provinziellen Verhältnisse der jungen Eruptivgesteine Deutschlands und Nordböhmens». *Chem. d. Erde*, 3, 1927, 137-340, e *Hab. Schr. Univ. Jena* (contém compilação das análises das rochas e da bibliografia até 1927).
- KALB, G. — «Beiträge zur Kenntnis der Auswürflinge des Laacher See-Gebietes». *Decheniana*, 98, (A), 1938, 1-9.
- KETIN, I. — «Tektonik und Vulkanismus der Gegend von Bad Bertrich in der Südeifel». *Jb. Reichsanst. f. Bodenforsch. Berlin*, 60 (publ. 1941), 1939, 49-98.
- KNETSCH, G. — «Geologischer Führer durch das Gebiet des tertiären Vulkanismus in der Hohen Eifel». In *Die Vulkane der Eifel*, Wittlich, G. Fischer., 1951, 80-103.
- KRANCK, E. H. — «On Turjaite and the Ijolithe Stem of Turja, Kola». *Fennia*, 51 (5), 1928, 104, p. e 4 tab.
- LACROIX, A. — «Les syénites néphéliniques de l'Archipel de Los et leurs minéraux». *Nouv. Arch. Muséum d'Hist. Nat. Paris* 3 (5), 1911, 132 p. e 10 tab.
- «Les syénites néphéliniques de l'Archipel de Los (Guinée)». *Bull. Soc. Min. France*, 35, 1912, 5-44.
- «Sur quelques roches filoniennes sodiques de l'Archipel de Los, Guinée Française». *C. R. Ac. Sc. Paris*, 166, 1918, 539-545.
- *Minéralogie de Madagascar*. Paris, Challamel, 3, 1923.
- «Nouvelles observations sur les syénites néphéliniques des îles de Los (Guinée)». *C. R. Ac. Sc. Paris*, 178, 1924, 1109-1114.



- «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, 1931, 1322-1326.
- «Volcanisme et Lithologie». In. Mission au Tibesti (1930-1931) dirigée par M. Dalloni. *Mém. Ac. Sc. Paris*, 61, 1934, 169-369.
- LEHMANN, E. — «Der Basalt vom Stöffel (Westerwald) und seine essexitisch-theralithischen Differentiate». *Chem. d. Erde*, 5, 1930, 319-372.
- MAC DONALD, G. A. — «Hawaiian Petrographic Province». *Bull. Geol. Soc. America*, 60, 1949, 1541-1596.
- NEIVA, J. M. Cotelos — *Considerações sobre o Quimismo das Formações Eruptivas do Arquipélago de Cabo Verde*. Publ. Mus. e Lab. Geol. Faculdade de Ciências do Porto, 17, 1940, 54 p.
- NIGGLI, P. — «Gleichgewichte zwischen TiO_2 und CO_2 sowie SiO_2 und CO_2 in Alkali-, Kalk-Alkali- und Alkalialuminatschmelzen». *Z. anorg. Chem.*, 98, 1916, 241-326.
- «Untersuchungen an Karbonat- und Chloridschmelzen». *Z. anorg. Chem.* 106, 1919, 126-142.
- *Gesteins- und Mineralprovinzen I*. Berlin, Bornträger, 1923.
- «Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen auf Grund der Molekularwerte». *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 7, 1927, 116-133.
- *Das Magma und seine Produkte. I. Physikalisch-chemische Grundlagen*. Leipzig, Akad. Verlagsges., 1937.
- «Gesteinschemismus und Mineralchemismus. II. Die Pyroxene der magmatischen Erstarrung». *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 23, 1943.
- PART, G. M. — «Report on the rocks collected from S. Vicente, Cape Verde Islands. Rep. Geol. Coll. made during the voyage of the 'Quest'». *Brit. Mus. (Nat. Hist.)*, London, 1930, 117-125.
- «An Augitite from S. Vicente, Cape Verde Islands». *Geol. Mag.*, 83, 1946, 241-242.
- «Occurrence of Nepheline-Monzonite and allied types in the Cape Verde Archipelago». *Geol. Mag.*, 87, 1950, 421-426.
- «Volcanic rocks from the Cape Verde Islands». *Bull. Brit. Mus. (Nat. History), Mineralogy, I*, London, 2, 1950, 1-72.
- PECORA, W. T. — «Carbonatites: a review». *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 67, 1956, 1537-1556.
- PULFREY, W. — «Ijolitic rocks near Homa Bay, western Kenya». *Q. J. Geol. Soc.*, 105, 1949, 425-454.
- RAHM, G. — «Der quartäre Vulkanismus im zentralen Teil der Westeifel. Ein Beitrag zum Eruptionsmechanismus der Eifelvulkane». *Decheniana*, 109, 1956, 11-51.
- REINISCH, R. — «Gesteine der atlantischen Inseln St. Helena, Ascension, São Vicente (Kapverden) und São Miguel (Azoren)». *Deutsche Südpolarexped. 1901-1903, Bd. 2. Geographie und Geologie*, 1906, 643-662.
- RITTMANN, A. — «Die geologisch bedingte Evolution und Differentiation des Somma-Vesuvmagmas, *Z. Vulk.*, 15, 1933, 8-94.
- «Origine e Differentiatione del Magma Ischitano». *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 28, 1948, 643-698.
- SCHAEFER, E. — «Petrographische Untersuchungen über den Laacher Trachyt». *Min. Petr. Mitt. (Leipzig)*, 50, 1939, 464-486.
- SCHAIRER, J. F. — «The Alkali-Feldspar Join in the System $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — SiO_2 ». *J. Geol.*, 58, 1950, 512-517.
- SCHNEIDERHÖHN, H. — «Die nichtbasaltischen Eruptivgesteine zwischen Wirges, Boden und Ettinghausen im südwestlichen Westerwald». *Jb. preuss. geol. Landesanst.*, 30, 2.^a parte, 1912, 249-311 (também «Inaugural dissert. Univ. Giessen»).
- SCHOTTLER, W. — «Die Basalte der Umgegend von Giessen». *Abh. d. Hessischen geol. Landesanst. zu Darmstadt*, 4, 1908, 315-491.
- SCHULTE, W. — «Geologische und petrographische Untersuchung in der Umgebung der Dauner Maare». *Verh. Naturhist. Ver. preuss. Rheinl. u. Westf.*, 1891/1893, 48, 174-208, e 50, 295-306.
- SCHUSTER, E. — «Calcitführende Auswürflinge aus dem Laacher See-Gebiet». *N. Jb. f. Min., etc.*, B. B., 43, 1920, 295-318.
- SEIWERT, J. — «Über einige basaltische Laven und Tuffe der Eifel». *Verh. Naturhist. Ver. Preuss. Rheinl. u. Westf.*, 48, 1891, 97-103.
- SHAND, S. J. — «The present status of Daly's hypothesis of the Alkaline Rocks». *Amer. J. Sc.*, 243-A (*Daly volume*), 1945, 495-587.
- *Eruptive Rocks*, 3th ed., London and New York, 1948, 488 p.
- SMITH, W. Campbell — «A review of some problems of African Carbonatites». *Q. J. geol. Soc.*, 112, 1956, 189-220.
- SOARES, J. M. Pires — «Observations géologiques sur les îles du Cap-Vert». *Bull. Soc. Géol. France*, 5, 1948, 383-389.
- STAHLCKER, R. — «Neokom von der Capverden-Insel Maio». *N. Jb. f. Min. etc. (B)*, B. B., 73, 1935, 265-301.
- STANSFIELD, J. — «Extensions of the Monteregeian Petrographical Province to the West and Northwest». *Geol. Mag.*, 60, 1923, 433-453.
- «Chemical Characters of Okaite». *Amer. J. Sc.*, 11 (5), 1926, 396-398.
- SUNDIUS, N. — «Alkaline rocks and the carbonates of alkalies, calcium and magnesium». *Arkiv. Min. Geol. (Stockholm)*, 2, 1957, 319-331.
- TEIXEIRA, C. — «Notas sobre a geologia das ilhas atlânticas». *Anais da Faculdade de Ciências do Porto*, 23, 1950, 193-233.
- TILLEY, C. E. — «Problems of alkali rock genesis». (William Smith Lecture, 1957). *Q. J. Geol. Soc.*, 113, 1957, 323-360.
- TORRES, A. Sousa & SOARES, J. M. Pires — *Formações Sedimentares do Arquipélago de Cabo Verde*. Lisboa, Junta das Missões Geográficas e de Investigações Coloniais. Memórias, Ser. Geológica, 3, 1946, 397 p.
- VOGELANG, H. — «Beiträge zur Kenntnis der Trachyt- und Basaltgesteine in der Hohen Eifel». *Z. deutsch. geol. Ges.*, 42, 1890, 1-57.
- WOLF, F. von — *Der Vulkanismus. II. Spez. Teil. 2. Die Alte Welt. 1. Lieferung, Der Atlantische Ozean*. Stuttgart, Enk, 1931 (em esp. 1031-1059).

A hipótese de uma pulsação de gravitação com período de 11 anos

F. MACHADO

Junta de Investigações do Ultramar, Lisboa

(Recebido em 13-III-1973)

A teoria da Relatividade Geral parece implicar a possibilidade de pulsações na gravitação que actua no sistema solar, pulsações que seriam mecanismo adequado para explicar os principais fenómenos tectónicos. Uma pulsação com período de 11 anos (que é sugerida pela actividade sísmica) poderia ser produzida por oscilação transversal do sistema solar ao longo da órbita galáctica. Nesta hipótese, é de esperar que o movimento da Terra em torno do Sol excite algumas crises sísmicas, facto que parece confirmar-se na distribuição mensal dos abalos de terra dos Açores.

General Relativity points to the possibility of a pulsating gravitation at the solar system, and this could be an adequate mechanism for most tectonic phenomena. A pulsation with period of 11 years (which is suggested by the seismic activity) could be produced by a transverse oscillation along the galactic orbit. According to this hypothesis, one would expect that the Earth's movement round the Sun could act as trigger-force for some earthquakes, a feature which seems to occur definitely in the seismic activity of the Azores.

1 — INTRODUÇÃO

O mecanismo tectónico que tem actualmente maior aceitação é a convecção térmica no manto terrestre. Este mecanismo pode explicar razoavelmente a abertura dos *riftes* médios dos oceanos, a contracção da crosta nas cadeias de montanhas e alguns fenómenos térmicos associados.

A direcção das correntes de convecção térmica só pode, porém, alterar-se no fim de tempo suficientemente longo (por exemplo, da ordem das centenas de milhões de anos), não parecendo o mecanismo adequado para explicar as pulsações de curto período (da ordem da dezena de anos) que parecem verificar-se em certos fenómenos geológicos (veja-se, por exemplo, Machado, 1968).

Entre os outros mecanismos tectónicos que têm sido propostos figuram a contracção por

arrefecimento progressivo do planeta, as undações regionais (de natureza radioactiva) e a variação da constante de gravitação.

O último mecanismo indicado parece ser o que tem maior maleabilidade para explicar pulsações tectónicas de período relativamente curto (Machado, 1968, 1972). No presente artigo vão ser discutidos certos pormenores relacionados com estas pulsações de gravitação.

2 — VARIAÇÕES DA GRAVITAÇÃO E MODELO DE UNIVERSO

As variações da gravitação parecem ser uma consequência da Relatividade Geral quando aplicada a um modelo conveniente de universo (cf. Machado, 1972).

Vamos considerar um universo em expansão uniforme (podendo, em larga escala, assimilar-se

a um gás monatómico perfeito), o que significa que as várias partes do universo (galáxias) se afastam de qualquer observador com uma velocidade

$$v = Hr \tag{1}$$

onde r é a distância a que se encontra do observador a parte do universo considerada e H é a constante de Hubble ($H \cong 2,4 \times 10^{-18} \text{ s}^{-1}$).

A uma distância $R = c/H \cong 1,2 \times 10^{28} \text{ cm}$ é atingida a velocidade c da luz, parecendo razoável admitir, segundo as ideias da Relatividade, que as regiões exteriores a este universo visível não tenham qualquer influência nos fenómenos físicos que ocorrem no respectivo centro.

Segundo uma sugestão do próprio Einstein (1956, p. 96), a massa de um corpo é influenciada pelas massas de todo o universo, de acordo com o princípio de Mach (para uma revisão do problema, veja-se Kropotkin, 1971). Isso pode traduzir-se pela expressão

$$M = \mu m \tag{2}$$

onde M é a massa actual de um corpo, μ um factor vizinho da unidade e m a massa correspondente a regiões onde fosse $\mu = 1$. O factor μ parece ser proporcional à raiz quadrada do potencial (cf. Machado, 1972)

$$\psi = \frac{1}{4\pi} \int_{\Omega} \frac{\mu\rho' + W'/c^2}{r} d\Omega \tag{3}$$

onde $\mu\rho'$ é a densidade de massa e W' a densidade de energia (total) no elemento de volume $d\Omega$, situado à distância r do centro de cada universo visível. O integral estende-se naturalmente a todo o volume Ω desse universo visível e $\mu\rho'$ e W' estão referidos a um sistema de coordenadas ligado ao respectivo centro.

Se considerarmos os valores $\mu\rho$ e W em coordenadas ligadas a cada elemento de volume $d\Omega$, virá, de acordo com a Relatividade Restrita (veja-se, por exemplo, Pauli, 1958, p. 119 e 122),

$$\mu\rho' + W'/c^2 = (\mu\rho + W/c^2) / \sqrt{1 - (r/R)^2} \tag{4}$$

onde se fez a substituição $v/c = r/R$.

Pode então escrever-se

$$\mu^2 = \kappa\psi = \frac{\kappa}{4\pi} \int_{\Omega} \frac{\mu\rho + W/c^2}{r \sqrt{1 - (r/R)^2}} d\Omega \tag{5}$$

onde $\kappa = 8\pi f/c^2 \cong 1,9 \times 10^{-27} \text{ cm g}^{-1}$ (sendo f a habitual constante da gravitação).

Supondo ρ sensivelmente constante e $\mu \cong 1$, e desprezando a energia, vem

$$\psi \cong \frac{1}{\kappa} = \rho \int_0^R \frac{r dr}{\sqrt{1 - (r/R)^2}} = \rho R^2 \tag{6}$$

Aos valores indicados para κ e R corresponde uma densidade média do universo $\rho = 4 \times 10^{-30} \text{ g cm}^{-3}$ (referida às coordenadas locais de cada ponto). Este valor é da ordem de algumas estimativas indicadas por Schatzman (1966, p. 186 e 187).

Considerando que a expressão 2 deve representar tanto a massa inerte como a massa gravitacional, o movimento de uma partícula de massa $m = 1 \text{ g}$, num campo gravitacional, deve ser descrito, com razoável aproximação, pelas equações de Newton

$$\frac{d}{dt} \left(\mu \frac{dx_i}{dt} \right) = \frac{\kappa c^2}{2} \mu \frac{\partial \psi}{\partial x_i} = 4\pi f \mu \frac{\partial \psi}{\partial x_i} \tag{7}$$

onde x_i ($i = 1, 2, 3$) são coordenadas cartesianas ortogonais e t o tempo local (o conjunto constituindo um espaço-tempo de Minkovski).

Como $\partial \psi / \partial x_i$ depende quase unicamente das massas locais para as quais μ é sensivelmente constante, o segundo membro de 7, que representa a força de atracção, pode considerar-se (atendendo a 3) proporcional ao valor local de μ^2 .

Ora os universos visíveis dos vários pontos podem ser ligeiramente diferentes (porque devem ser diferentes as galáxias incluídas em cada um deles). Tudo se passa, portanto, como se tivéssemos uma constante de gravitação $f\mu^2$, que variaria assim de ponto para ponto.

É importante notar que, para μ ser sempre vizinho da unidade, tem de se considerar no universo em expansão uma criação contínua de matéria, conforme em tempos sugeriu Hoyle (1955, p. 342). Com esta hipótese, o universo em larga escala, apesar da expansão contínua, deve variar muito pouco no tempo.

Para se obter, com razoável aproximação, as equações do movimento (geodésicas do espaço-tempo) com a forma da equação 7, pode considerar-se um espaço-tempo de Riemann com métrica ortogonal (cf. McVitie, 1965, p. 70, e Machado, 1972) definida por

$$ds^2 = e^{-\mu^2+1} (dx^4)^2 - \frac{\mu^2}{c^2} \sum_i (dx^i)^2 \tag{8}$$

Aqui os x^i são agora as coordenadas riemannianas de tipo espaço e x^4 a coordenada de tipo tempo; ds é a distância infinitesimal entre dois pontos vizinhos.

Neste espaço-tempo, considerando ψ aproximadamente independente de x^4 e desprezando produtos de κ por $\mu-1$ (quando não estejam multiplicados por ψ), as equações do campo de Einstein (cf. Machado, 1972) conduzem a

$$\sum_i \frac{\partial^2 \psi}{\partial x_i^2} = -(\mu\rho + W/c^2) \quad (9)$$

e
$$c^2(\mu^2 - 1) = 15p/2(\mu\rho + W/c^2) \quad (10)$$

sendo p a pressão. Admitiu-se aqui que a energia total era constituída apenas por parcelas iguais de energia interna (do fluido do universo) e de energia do campo gravitacional (suposta distribuída em todo o universo).

A equação 9 é a equação de Poisson (já em coordenadas locais), correspondente a um potencial definido pela expressão 3, e a equação 10 corresponde à equação de equilíbrio de um gás em repouso e regime adiabático (onde se despreza W/c^2)

$$\frac{\kappa c^2}{2}(\psi - \psi_0) = \frac{\gamma}{\gamma - 1} \frac{p}{\mu\rho} \quad (11)$$

sendo ψ_0 um potencial de referência e γ a relação dos calores específicos a pressão constante e a volume constante.

A identidade de 10 e 11 implica ser $\kappa\psi_0 = 1$ e $\gamma = 15/11$.

Por seu lado, o tensor massa-energia, considerado nas equações do campo, tem as componentes

$$T^{44} = \mu\rho e^{\mu^2 - 1} \quad \text{e} \quad T^{ii} = p/\mu^2 \quad (12)$$

As correspondentes equações de conservação (cf. McVittie, 1965, p. 62) são, dentro da aproximação considerada,

$$\frac{\partial p}{\partial x_i} - \left(\mu\rho + \frac{W}{3c^2} \right) \frac{\kappa c^2}{2} \frac{\partial \psi}{\partial x_i} = 0 \quad (13)$$

as quais correspondem também ao equilíbrio de um fluido em repouso (onde para cada direcção dos eixos se associa à densidade $1/3$ da energia total dividida por c^2). Integrando 13 para um regime adiabático (e desprezando a energia), obtém-se, naturalmente, a equação 11.

Dentro da aproximação admitida, a métrica 8 satisfaz, portanto, às equações do campo de Einstein e às equações de conservação.

3 — POSSIVEL MECANISMO DAS PULSAÇÕES

Os resultados anteriores sugerem que possa haver uma variação da gravitação universal (ou da respectiva «constante») em função do ponto considerado no universo. Mesmo que para um mesmo ponto do espaço não haja variações apreciáveis com o tempo, a deslocação do sistema solar ao longo da sua órbita galáctica vai permitir variações da gravitação no tempo.

Os fenómenos geológicos sugerem, com efeito, que possa haver uma pulsação com período de cerca de 200 milhões de anos e outra com período de 11 anos apenas (Machado, 1968). A primeira pode estar relacionada com a rotação galáctica (que tem período semelhante). Quanto à segunda, admitiu-se que possa ser devida a uma oscilação do sistema solar perpendicularmente ao plano galáctico (Machado, 1972).

O factor relativístico introduzido na equação 5 vai amplificar muito o efeito da entrada ou saída de uma simples galáxia na fronteira do universo visível. Na realidade, esse efeito será

$$\frac{\delta\psi}{\psi} \cong \frac{1}{4\pi\psi} \frac{M}{R} \frac{1}{\sqrt{1 - (r/R)^2}} \quad (14)$$

onde M é a massa da galáxia considerada.

Com $M \cong 10^{45} g$ e $R - r \cong 10^{21} cm$ (valores vizinhos da massa e da semiespessura «efectiva» da Via Láctea) vem $\delta\psi/\psi \cong 10^{-8}$.

Para a pulsação com período de 11 anos, a ordem de grandeza admitida é $\delta\psi/\psi \cong 10^{-7}$. Compreende-se, desta forma, que, com grupos de galáxias convenientemente dispostas em áreas diametralmente opostas da fronteira do universo visível (não havendo outras galáxias sobre o resto dessa fronteira), possa existir, segundo o plano da Via Láctea, um máximo de ψ (e portanto de μ) com a necessária ordem de grandeza. Isso explicaria, de resto, a localização da nossa galáxia exactamente nesta região do espaço.

Suponhamos que a variação de ψ perpendicularmente ao plano da galáxia se pode representar pela expressão

$$\psi = \psi_1 (1 - n^2 x^2) \quad (15)$$

onde ψ_1 é o valor máximo do potencial, sobre o plano galáctico, e x a distância a esse plano; n é uma constante adequada, sendo nx pequeno em face da unidade.

Por ser $\psi_1 \cong 1/x$ (em virtude de 5 com $\mu \cong 1$), a atracção sobre uma partícula de massa unitária virá

$$\frac{xc^2}{2} \frac{d\psi}{dx} = -n^2 c^2 x \quad (16)$$

O sistema solar quando desviado do plano galáctico oscilará, portanto, segundo a equação

$$\frac{d^2x}{dt^2} + n^2 c^2 x = 0 \quad (17)$$

Com $n = 3 \times 10^{-19} \text{ cm}^{-1}$ o período é $2\pi/nc = 22$ anos. Em cada ciclo, o sistema solar passa duas vezes no plano galáctico, produzindo uma pulsação de gravitação com o período de 11 anos.

A amplitude máxima seria $\delta\psi/\psi \cong n^2 x_0^2$. A uma variação relativa de 10^{-7} corresponderia um desvio $x_0 \cong 10^{15} \text{ cm}$, que representa cerca de $1/7$ da distância percorrida pelo Sol em 11 anos, na órbita galáctica (fig. 1).

4 — CONSEQUÊNCIAS GEOLÓGICAS

As pulsações de gravitação devem produzir variações da temperatura à superfície da Terra (por variação da radiação solar) e variações do volume do interior da Terra (por variação da pressão hidrostática).

As variações de volume devem, por sua vez, produzir oscilações do nível do mar e expansão ou contracção da crosta (cf. Machado, 1968). Numa pulsação com fraca intensidade, como a que se admitiu para a pulsação com período de 11 anos, só a alternância da expansão e contracção da crosta é que pode, porém, produzir efeitos mensuráveis.

O mecanismo que foi anteriormente delineado compreende as seguintes fases:

- Abertura dos *riftes* médios oceânicos durante a expansão da crosta;
- Intrusão de filões basálticos nas fendas



Fig. 1 — Provável oscilação transversal do sistema solar ao longo da órbita galáctica

Dentro das hipóteses admitidas, uma oscilação deste tipo seria capaz de produzir pulsações de gravitação com a necessária amplitude. Por enquanto não se devem, porém, excluir outras possibilidades. O potencial ψ poderia, por exemplo, ter uma variação «periódica» no espaço, de tal forma que o sistema solar na sua deslocação galáctica iria passando sucessivamente regiões com maior ou menor ψ . Esta hipótese, embora um pouco complicada, talvez não fosse impossível.

- formadas (com espessuras da ordem dos decímetros);
- Solidificação parcial dos filões, o que impedirá que as fendas voltem a fechar;
- Encurtamento por subdução nas faixas orogénicas durante a contracção subsequente da crosta;
- Renovação da abertura dos *riftes* ao longo dos filões semiconsolidados, durante a nova fase de expansão, repetindo-se sucessivamente o ciclo descrito.

Desta forma, os efeitos são acumuláveis, resultando numa abertura progressiva dos oceanos e encurtamento também progressivo nas faixas orogénicas (em especial, nas fossas oceânicas que as marginam).

A subida do magma nos riftes e a descida da crosta nas faixas orogénicas, alternando com curto intervalo, produzirão uma célula convectiva no manto terrestre análoga à que tem sido admitida na hipótese da convecção térmica. Verificar-se-á naturalmente, em qualquer dos casos, um aumento do fluxo de calor ao longo dos riftes oceânicos (facto que tem sido confirmado por medidas directas; cf. Lee & Uyeda, 1965).

O mecanismo indicado exige a existência de magma basáltico disponível para encher sucessivamente as fendas que se vão abrindo nos riftes oceânicos. A expansão do interior da Terra parece ser mecanismo suficiente para a exsudação do magma basáltico de uma rocha peridotítica parcialmente fundida (Machado, 1969), mas a quantidade de magma obtido talvez só seja apre-

ciável quando à pulsação com período de 11 anos se sobrepõe uma expansão progressiva de maior intensidade (Machado, 1970).

Estes movimentos tectónicos actuais devem produzir actividade sísmica apreciável, ao longo dos riftes médios oceânicos e ao longo das faixas orogénicas. A distribuição dos epicentros de abalos de terra concentra-se realmente, de maneira impressionante, em ambas aquelas faixas (Gutenberg & Richter, 1952; Barazangi & Dorman, 1968).

A periodicidade de 11 anos na actividade sísmica nem sempre é muito nítida. Isto resulta provavelmente de tanto a contracção como a expansão poderem produzir sísmos, em qualquer das directrizes activas (riftes ou cadeias de montanhas). Apesar desta limitação, Simpson (1967) encontrou uma periodicidade de 11 anos na actividade sísmica mundial.

Nos Açores, onde a faixa alpina se liga ao rift médio do Atlântico, há pulsações notáveis na ocorrência de abalos de terra (fig. 2). As

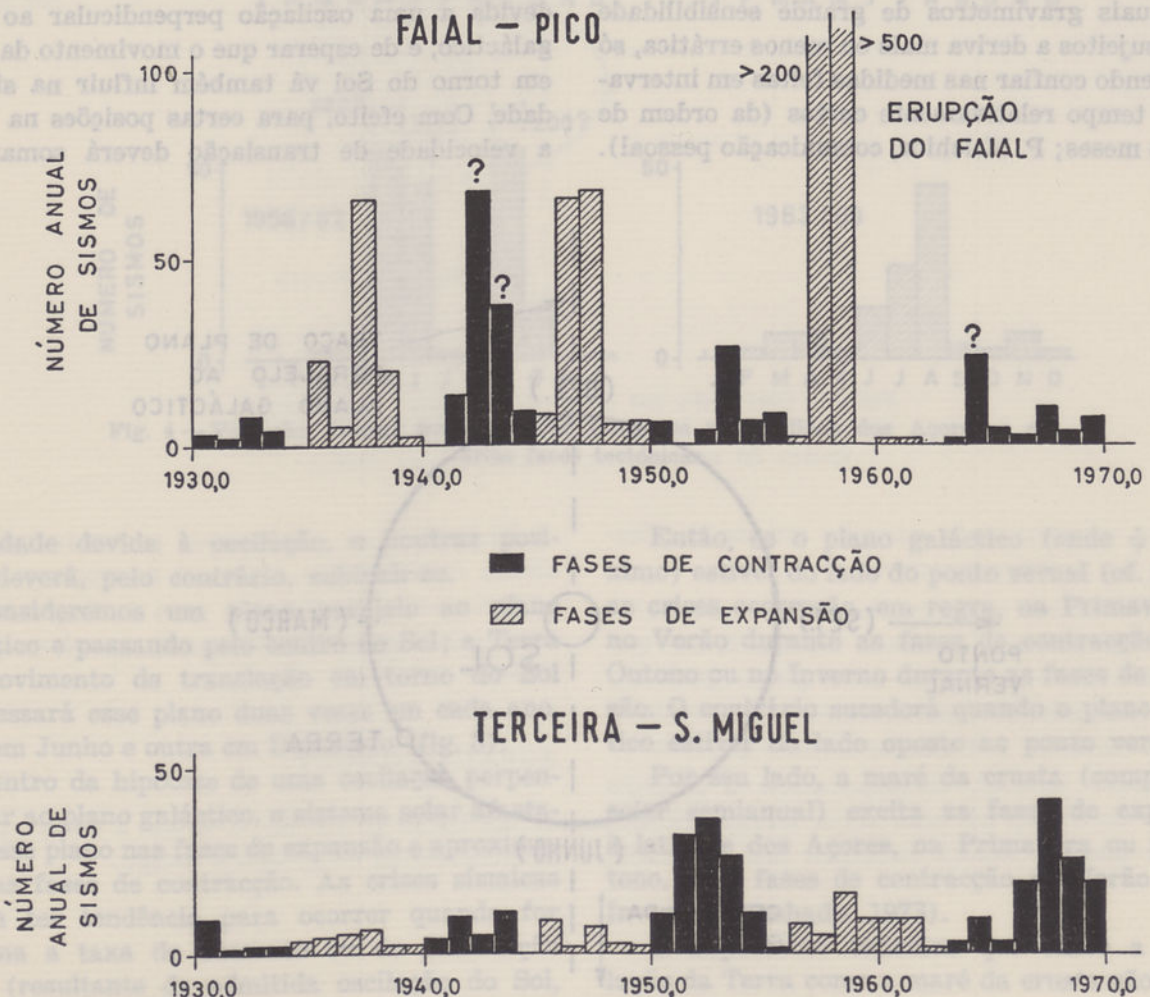


Fig. 2 — Variação anual dos abalos de terra em algumas ilhas dos Açores (reproduzida de Machado, 1973)

principais crises sísmicas das ilhas do Faial e do Pico alternam com as crises das ilhas Terceira e de S. Miguel, mas em qualquer dos casos há um nítida periodicidade de 11 anos.

Esta alternância (juntamente com outros factores) sugere que as crises do Faial e do Pico possam estar associadas à expansão do *rift* médio do Atlântico e que as crises da Terceira e de S. Miguel se associem à contracção alpina (Machado, 1973).

Tamrazyan (1962) encontrou também uma pulsação de 11 anos em certos fenómenos epirogénicos actuais (que considera correlacionados com a actividade solar).

5 — EFEITO DA TRANSLAÇÃO DA TERRA

O mecanismo proposto seria, em princípio, susceptível de várias verificações. As medidas directas da gravidade (depois de descontado o efeito da maré terrestre) deveriam acusar uma pulsação com período de 11 anos. Infelizmente, os actuais gravímetros de grande sensibilidade estão sujeitos a deriva mais ou menos errática, só se podendo confiar nas medidas feitas em intervalos de tempo relativamente curtos (da ordem de alguns meses; P. Melchior, comunicação pessoal).

As possíveis oscilações transversais do sistema solar, na órbita galáctica, são igualmente difíceis de medir porque as outras estrelas devem estar também sujeitas a oscilações, porventura análogas às do Sol. Não obstante, seria desejável que se tentasse detectar estas oscilações por meio de observações astronómicas.

A deslocação das placas crustais, discutida na secção anterior, é também uma possibilidade prometedora de verificação das pulsações. Estão sendo feitas medidas na Islândia, tendo os resultados de 1967 e 1970 mostrado a abertura do *rift* médio da ilha (Decker *et al.*, 1971); mas só com maior número de medidas é que será evidentemente possível detectar qualquer pulsação. Seria importante efectuar medidas análogas nos Açores, onde parece que o *rift* médio do Atlântico atravessa também algumas das ilhas (Machado *et al.*, 1972).

Os efeitos na sismicidade, referidos acima, são por enquanto a melhor confirmação disponível da existência de uma pulsação nos fenómenos tectónicos. Se esta pulsação for realmente devida a uma oscilação perpendicular ao plano galáctico, é de esperar que o movimento da Terra em torno do Sol vá também influir na sismicidade. Com efeito, para certas posições na órbita a velocidade de translação deverá somar-se à

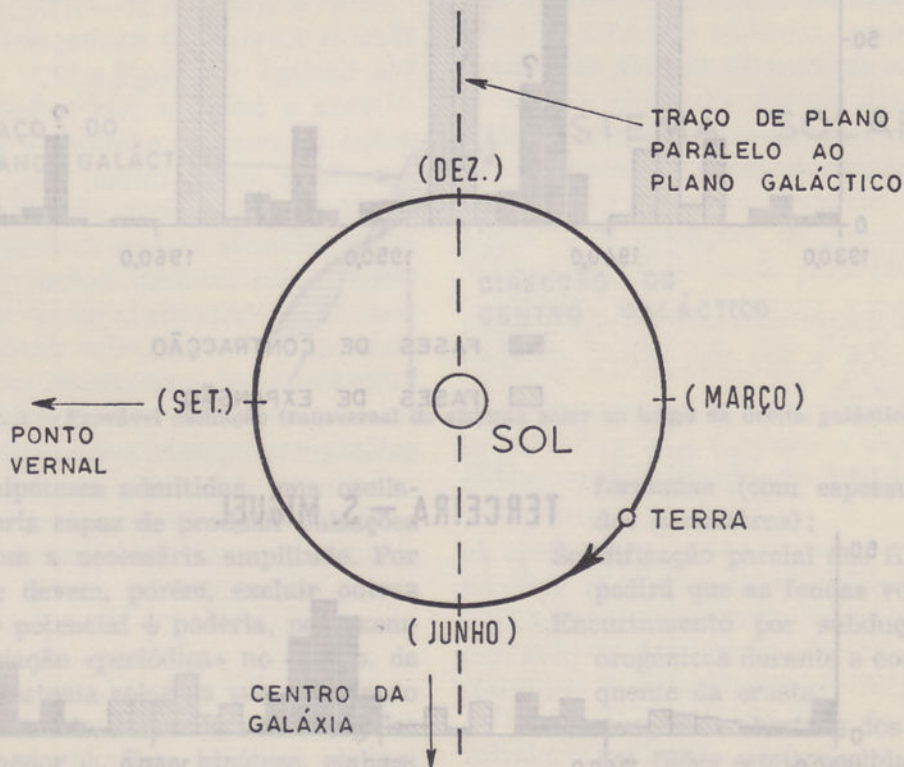


Fig. 3 — Órbita da Terra vista do lado sul (o Sol na órbita galáctica penetraria no papel da frente para trás)

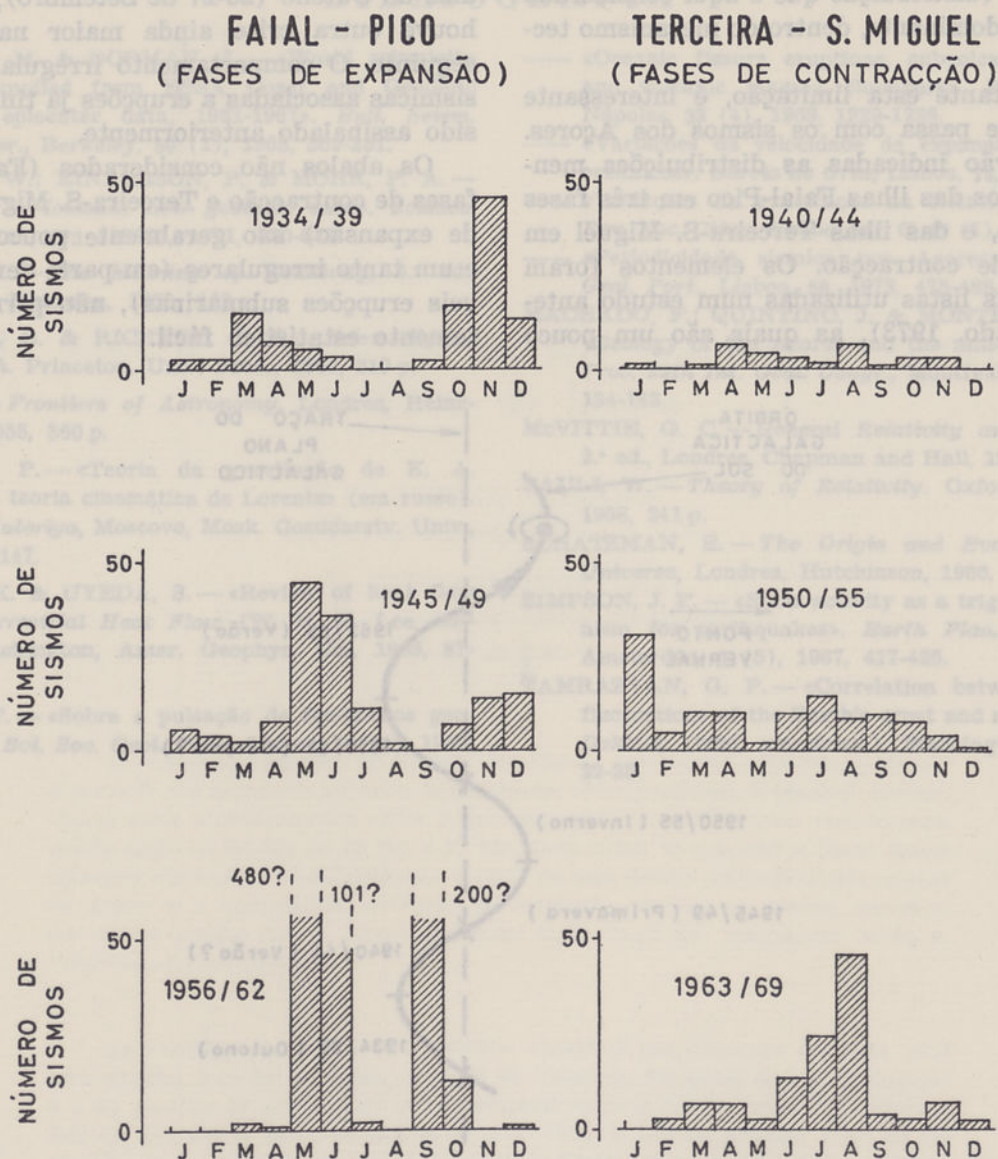


Fig. 4 — Variação mensal dos abalos de terra em várias ilhas dos Açores e em várias fases tectónicas

velocidade devida à oscilação, e noutras posições deverá, pelo contrário, subtrair-se.

Consideremos um plano paralelo ao plano galáctico e passando pelo centro do Sol; a Terra no movimento de translação em torno do Sol atravessará esse plano duas vezes em cada ano, uma em Junho e outra em Dezembro (fig. 3).

Dentro da hipótese de uma oscilação perpendicular ao plano galáctico, o sistema solar afasta-se desse plano nas fases de expansão e aproxima-se nas fases de contracção. As crises sísmicas devem ter tendência para ocorrer quando for máxima a taxa de aumento ou de diminuição de ψ (resultante da admitida oscilação do Sol, adicionada do movimento de translação da Terra).

Então, se o plano galáctico (onde ψ é máximo) estiver do lado do ponto vernal (cf. fig. 3), as crises ocorrerão, em regra, na Primavera ou no Verão durante as fases de contracção, e no Outono ou no Inverno durante as fases de expansão. O contrário sucederá quando o plano galáctico estiver do lado oposto ao ponto vernal.

Por seu lado, a maré da crosta (componente solar semianual) excita as fases de expansão, à latitude dos Açores, na Primavera ou no Outono, e as fases de contracção no Verão ou no Inverno (Machado, 1973).

É importante salientar que tanto a translação da Terra como a maré da crosta são meras excitações, podendo o efeito ser mascarado, por exemplo, por qualquer irregularidade na distri-

buição de ψ (distribuição que é aqui considerada como causa dominante, dentro do mecanismo tectónico).

Não obstante esta limitação, é interessante ver o que se passa com os sismos dos Açores. Na fig. 4 vão indicadas as distribuições mensais de sismos das ilhas Faial-Pico em três fases de expansão, e das ilhas Terceira-S. Miguel em três fases de contracção. Os elementos foram extraídos das listas utilizadas num estudo anterior (Machado, 1973), as quais são um pouco

dias do Outono (26-27 de Setembro), mas depois houve outra crise ainda maior na Primavera seguinte. O comportamento irregular das crises sísmicas associadas a erupções já tinha, de resto, sido assinalado anteriormente.

Os abalos não considerados (Faial-Pico em fases de contracção e Terceira-S. Miguel em fases de expansão) são geralmente pouco numerosos e um tanto irregulares (em parte devido a possíveis erupções submarinas), não permitindo tratamento estatístico fácil.

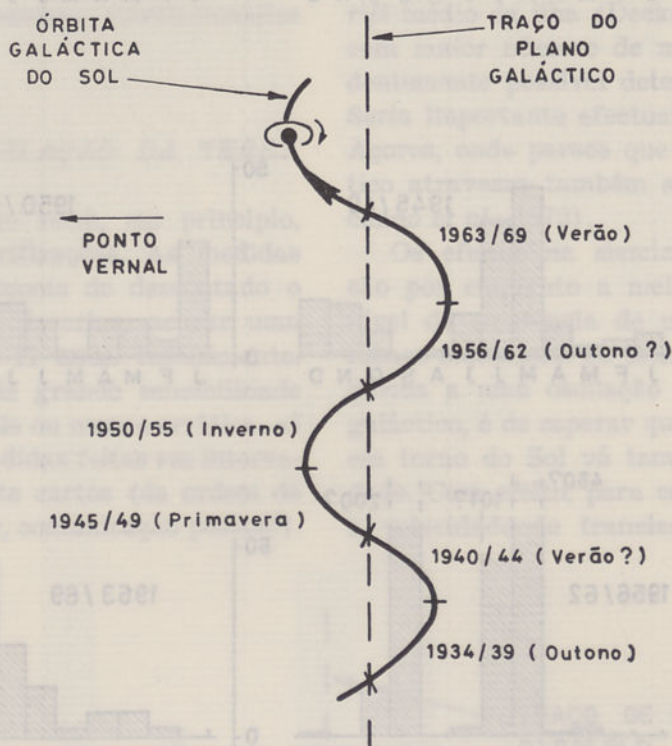


Fig. 5 — Correlação das crises sísmicas dos Açores com a provável oscilação galáctica do Sol (vão indicadas as épocas do ano em que culminaram as crises)

incertas, especialmente para os sismos da Terceira e de S. Miguel anteriores a 1947.

Os resultados parecem, contudo, consistentes com a interpretação indicada na fig. 5, em que nas fases 1934-39 e 1940-44 o plano galáctico estaria do lado do ponto vernal, alternando a posição em cada par de fases subsequentes.

Na fase 1956-62, correspondente à erupção da ilha do Faial, há uma certa irregularidade. A crise sísmica inicial culminou nos primeiros

Pode dizer-se, porém, que a distribuição dos abalos de terra dos Açores é francamente compatível com a hipótese de uma oscilação do sistema solar, perpendicularmente ao plano galáctico.

AGRADECIMENTO

Agradeço ao Dr. M. V. Trêpa a leitura crítica do manuscrito do presente artigo.



BIBLIOGRAFIA

- BARAZANGI, M. & DORMAN, J. — «World seismicity maps compiled from ESSA Coast and Geodetic Survey, epicenter data, 1961-1967». *Bull. Seism. Soc. Amer.*, Berkeley, 59 (1), 1968, 369-381.
- DECKER, R. W.; EINARSSON, P. & MOHR, P. A. — «Rifting in Iceland: new geodetic data». *Science*, Washington, 173 (3996), 1971, 530-533.
- EINSTEIN, A. — *The Meaning of Relativity*, 6.^a ed., Londres, Methuen, 1956, 169 p.
- GUTENBERG, B. & RICHTER, C. F. — *Seismicity of the Earth*. Princeton, Univ. Press, 1952, 310 p.
- HOYLE, F. — *Frontiers of Astronomy*. Londres, Heinemann, 1955, 360 p.
- KROPOTKIN, P. — «Teoria da gravitação de K. A. Putilov e teoria cinemática de Lorentz» (em russo). *Pole y Materiya*, Moscovo, Mosk. Gosudarstv. Univ., 1971, 16-147.
- LEE, W. H. K. & UYEDA, S. — «Review of heat flow data. *Terrestrial Heat Flow* (W. H. K. Lee, editor), Washington, Amer. Geophys. Un., 1965, 87-190.
- MACHADO, F. — «Sobre a pulsação de fenómenos geológicos». *Bol. Soc. Geol. Port.*, Lisboa, 16 (4), 1968, 253-265.
- «Oceanic fissure eruptions, subvolcanic intrusions and volcanic magma chambers». *Bull. Volcanol.*, Nápoles, 33 (4), 1969, 1229-1236.
- «Variações da velocidade de expansão dos fundos oceânicos». *Garcia de Orta*, Lisboa, 18, 1970, 241-246.
- «Variações da gravitação na Relatividade Geral». *Rev. Fac. Ciênc. Lisboa*, sér. C, 17 (1), 1972, 159-174.
- «Periodicidade sísmica nos Açores». *Com. Serv. Geol. Port.*, Lisboa, 56, 1973, 475-486.
- MACHADO, F.; QUINTINO, J. & MONTEIRO, J. H. — «Geology of the Azores and the mid-Atlantic rift». *Proc. 24th Int. Geol. Congr.*, Montreal, Sec. 3, 1972, 134-142.
- McVITTIE, G. C. — *General Relativity and Cosmology*. 2.^a ed., Londres, Chapman and Hall, 1965, 241 p.
- PAULI, W. — *Theory of Relativity*. Oxford, Pergamon, 1958, 241 p.
- SCHATZMAN, E. — *The Origin and Evolution of the Universe*, Londres, Hutchinson, 1966, 288 p.
- SIMPSON, J. F. — «Solar activity as a triggering mechanism for earthquakes». *Earth Plan. Sci. Letters*, Amsterdão, 3 (5), 1967, 417-425.
- TAMRAZYAN, G. P. — «Correlation between rhythmic fluctuations of the Earth's crust and solar activity». *Doklady* (trad. americana), Washington, 174, 1962, 22-25.

INTRODUÇÃO

A designação de granito basáltico de Lisboa foi recentemente substituída pela de complexo basáltico de Lisboa em virtude de se ter verificado que esta formação vulcânica é constituída por uma sucessão de lavas em camadas basálticas, separadas por espículas peridotíticas. Este conjunto, que cobre uma larga área nas regiões de Lisboa e arredores, é indicado no esquema geológico representado na Fig. 1, que é reproduzida da Carta Geológica dos Arredores de Lisboa, na escala de 1:50 000, dos Serviços Geológicos de Portugal.

As lavas basálticas são predominantemente basaltíticas e basaltos olivínicos, por vezes relativamente grosseiras, passando a diabásio e, mais raramente, a basanitos.

As intercalações peridotíticas incluem materiais de granulidade muito variada, desde lavas vulcânicas até túfos e cinzas.

Assinalamos nestes de artigos chamadas e bem como numerosas lavas (diabásio, basaltos, etc.).

As lavas basálticas são fundamentalmente peridotíticas, com fragmentos de olivina e de augita, mas podem oferecer texturas mais ricas em minerais alibios. A partir, por vezes muito finas,

Nota sobre a datagem de um dos episódios do complexo basáltico de Lisboa

FRANCISCO MENDES

Junta de Investigações do Ultramar, Lisboa

J. BERNARD-GRIFFITHS

Laboratoire Associé de Geochronologie, Clermont-Ferrand

(Recebido em 13-III-1973)

O complexo basáltico de Lisboa, constituído por vários episódios, pode ser observado nos arredores ao norte desta cidade. Geologicamente é possível circunscrever esses acontecimentos entre o final do Cretácico e o Eoceno, consequentemente entre os limites de 88 Ma e 38 Ma. Com o fim de precisar a idade desses episódios vulcânicos foi determinada a idade de uma dessas formações pelo método do argon e a composição isotópica do estrôncio contido na mesma amostra. Os valores obtidos foram, respectivamente: idade 72 ± 2 Ma; composição isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7088 \pm 0,0006$.

Le complexe basaltique de Lisbonne, constitué par plusieurs épisodes, peut être observé dans les environs au Nord de Lisbonne. Du point de vue géologique il a été possible de circonscrire ces événements entre la fin du Crétacé et l'Eocène soit un âge limité entre 88 MA et 38 MA. Dans le but de préciser l'âge de ces épisodes volcaniques nous avons déterminé: l'âge d'une coulée par la méthode de l'argon et la composition isotopique du strontium dans le même basalte. Les valeurs obtenues ont été respectivement: âge 72 ± 2 MA, et composition isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7088 \pm 0,0006$.

INTRODUÇÃO

A designação de manto basáltico de Lisboa foi recentemente substituída pela de complexo basáltico de Lisboa em virtude de se ter verificado que esta formação vulcânica é constituída por uma sucessão de mantos ou escoadas basálticas, separadas por episódios piroclásticos. Este conjunto, que cobre uma larga área nas regiões de Lisboa e arredores, é indicado no esquema geológico representado na fig. 1, que é reproduzido da *Carta Geológica dos Arredores de Lisboa*, na escala de 1:50 000, dos Serviços Geológicos de Portugal.

As lavas basálticas são predominantemente basanitóides e basaltos olivínicos, por vezes relativamente grosseiros, passando a doleritos e, mais raramente, a basanitos.

As intercalações piroclásticas incluem materiais de granulosidade muito variável, desde brechas vulcânicas até tufos e cineritos.

Assinalam-se restos de antigas chaminés e bem assim numerosos filões (doleritos, basaltos, etc.).

As rochas basálticas são frequentemente porfíricas, com fenocristais de olivina e de augite, mas podem oferecer texturas quase afírica ou mesmo afírica. A pasta, por vezes muito fina,



Fig. 1 — Esquema geológico do complexo basáltico dos arredores de Lisboa.

encerra, além de clinopiroxena, plagioclase cálcica e vários minerais acessórios (magnetite, ilmenite, etc.). Deve-se salientar ainda a existência de analcite intersticial.

A actividade vulcânica que originou este complexo foi posterior ao Cenomaniano-Turoniano, representado por calcários com alveolinídeos e rudistas. Por outro lado, ela foi anterior à deposição da série detrítica atribuída ao Oligoceno, à qual, por sua vez, se sobrepõem as camadas de fácies francamente marinha do Mioceno (argilas, grés, calcários, etc.).

As formações vulcânicas são, portanto, pós-turonianas e ante-oligocenas. A actividade eruptiva deve provavelmente ter-se dado numa fase de regressão, que sucedeu à transgressão cenomaniano-turoniana. Com efeito, alguns tufos e cineritos do complexo contêm fósseis de gasterópodos continentais (v. g., gen. *Bulimus*, *Pupa*, *Helix*), bem como restos de vertebrados (v. g., ossos de crocodilo) e ainda folhas de plantas terrestres (*Cinnamomum*).

Em face destas indicações geológicas, admitia-se que as erupções da região de Lisboa tivessem tido lugar ou no final do Cretácico ou no Eoceno, o que daria para essas formações, segundo a escala dos tempos fanerozóicos, estabelecida no simpósio dedicado ao Prof. A. Holmes e hoje universalmente adoptada, uma idade compreendida entre os limites 38 Ma e 88 Ma.

Pela necessidade de reduzir este período a limites mais próximos estão sendo executadas determinações de idade em várias formações vulcânicas pertencentes ao complexo basáltico citado.

Essas determinações, solicitadas por um grupo de cientistas da Faculdade de Ciências de Lisboa cuja actividade se encontra ligada ao projecto de investigação intitulado «Estudos geológicos na orla mesocenozóica ocidental», estão em vias de realização no «Laboratoire Associé de Geochronologie» da Faculdade de Ciências de Clermont-Ferrand.

Tendo-se, no entanto, chegado ao resultado final da série de operações a efectuar para a determinação de idade de uma dessas formações, julga-se de toda a conveniência publicar desde já o resultado obtido para facilitar outros estudos em curso e para os quais esse elemento poderia ser de grande utilidade.

A medida recaiu sobre uma amostra colhida pelo Prof. Matos Alves num afloramento de rocha basáltica cuja posição estratigráfica dentro do

conjunto é desconhecida. Dela se fez também o exame microscópico em lâmina delgada.

A amostra estudada, que foi classificada em Lisboa por PMB 84 e no Laboratoire de Clermont-Ferrand pelo n.º 4039, provém de um retalho do manto que se apresenta junto à auto-estrada Lisboa-Alto da Boa Viagem, no flanco leste do cabeço do Forte de Caxias, com as coordenadas geográficas latitudes 38° 42' 30" N e longitude 9° 15' 11" W.

O exame microscópico mostra textura um pouco dolerítica e observa-se: plagioclase básica de tipo labrador, piroxena (augite titanífera), olivina, zeólitos intersticiais (provável chabazite) e magnetite.

Observa-se ainda alguma alteração clorítica ligada com olivina.

ESCOLHA DO MÉTODO E TÉCNICAS SEGUIDAS

Tratando-se de rochas vulcânicas nas quais o rubídio está praticamente ausente e os teores em potássio são suficientemente baixos, para este elemento se encontrar na fronteira entre elemento maior ou menor, o método do potássio-árgon era o mais aconselhável a seguir.

Na realidade, a escassa quantidade em potássio e, conseqüentemente, a mínima quantidade de árgon radiogénico produzido só pode ser detectada devido à grande sensibilidade do método potássio-árgon.

O método baseia-se no facto, desde há muito observado, de existir entre os três isótopos naturais do potássio um que é radioactivo.

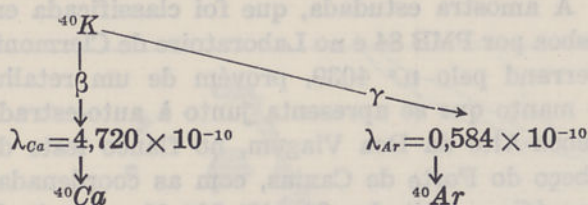
A composição isotópica do potássio em percentagem de átomos (Nier, 1950) é a seguir indicada, bem assim como as massas atómicas (Weast *et al.*, 1965-1966) de cada um dos isótopos:

$^{39}\text{K} = 93,08 \pm 0,04$	$M_{39} = 38,964$
$^{40}\text{K} = 0,0119 \pm 0,0001$	$M_{40} = 39,975$
$^{41}\text{K} = 6,91 \pm 0,004$	$M_{41} = 40,962$

Total: $K = 100,0019$; massa atómica $M_K = 39,102$

Efectivamente, o isótopo ^{40}K é um elemento radioactivo natural duplo, desintegrando-se, por radioactividade β , em cálcio (^{40}Ca) com uma constante de desintegração cujo valor é $\lambda_{Ca} = 4,720 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ (Endt & Kluyver, 1954) e, por captura de electrões, em árgon (^{40}Ar) com uma constante $\lambda_{Ar} = 0,584 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ (Wetherill, 1956-1957). A constante de desintegração total do potássio será, pois, $\lambda = 5,304 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$.

Esquemáticamente o fenómeno poder-se-á representar da forma seguinte:



A expressão que nos dá a idade do mineral é a seguinte:

$$t = \frac{1}{\lambda} \log_e \left(1 + \frac{\lambda}{\lambda_{Ar}} \times \frac{M_K}{M_{Ar}} \times \frac{[{}^{40}\text{Ar}]}{[{}^{40}\text{K}]} \right) \quad (1)$$

em que λ e λ_{Ar} são os valores das duas constantes de desintegração: λ da radioactividade dupla do potássio, cujo valor é $\lambda = 5,304 \times 10^{-10}$, e $\lambda_{Ar} = 0,584 \times 10^{-10}$ da pequena percentagem do isótopo 40 do potássio que dá origem ao árgon radiogénico e onde as massas atómicas do potássio e do árgon são representadas por M_K e M_{Ar} e os teores em peso dos isótopos 40 dos mesmos elementos por ${}^{40}\text{K}$ e ${}^{40}\text{Ar}$, respectivamente.

A composição isotópica do árgon atmosférico e as respectivas massas atómicas (Weast *et al.*, 1965-1966) são indicadas a seguir:

${}^{36}\text{Ar} = 0,337 \dots \dots$	$M_{36} = 35,968$
${}^{38}\text{Ar} = 0,063 \dots \dots$	$M_{38} = 37,963$
${}^{40}\text{Ar} = 99,600 \dots \dots$	$M_{40} = 39,962$

Total: $\text{Ar} = 100,000$; massa atómica $M_{Ar} = 39,962$.

Tendo em conta os valores das constantes λ , λ_{Ar} , M_K e M_{Ar} , e transformando os logaritmos neperianos em logaritmos decimais, a expressão anterior (1) tomará a forma seguinte, fornecendo o valor de t em milhões de anos:

$$t = 4341 \log \left(1 + 9,085 \times \frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{40}\text{K}} \right) \quad (2)$$

Em presença das técnicas seguidas e para comodidade das operações de cálculo, o teor em árgon será dado em nanogramas por grama, ou seja, (g/g) 10^{-9} , partes por bilião, indicado por ppb, e o teor em potássio, não segundo o isótopo 40 mas em potássio total e em centigramas por grama (g/g) 10^{-2} , ou seja, em percentagem, indicado por ppc ou %.

Perante o condicionamento estabelecido, a expressão (2) modifica-se ligeiramente e apresenta-se sob a forma:

$$t = 4341 \log \left[1 + 7,4678 \times 10^{-3} \frac{{}^{40}\text{Ar} \text{ (ppb)}}{K \text{ (ppc)}} \right] \quad (3)$$

Dispõe-se actualmente de tabelas, como as publicadas em Phanerozoic Time Scale (1964), que fornecem os valores da idade em função da

relação entre os teores do isótopo ${}^{40}\text{Ar}$ e do teor em potássio total ou seja de

$$R = \frac{{}^{40}\text{Ar} \text{ (ppb)}}{K \text{ (ppc)}}$$

A dosagem do potássio pode ser obtida por métodos variados, mas, no caso presente, foi essa determinação efectuada pelo método de fotometria por absorção atómica.

A dosagem do árgon foi obtida por diluição isotópica, tendo a sua análise sido efectuada num espectrógrafo de massa, de fabrico A. E. I., tipo MS 10, na modalidade empregada para a análise de gases.

Uma vez no conhecimento do teor do isótopo 40 do árgon e da percentagem do potássio na rocha ou no mineral a estudar, a expressão (3) permite calcular a idade radiogénica procurada.

A técnica e o instrumental utilizados estão descritos em pormenor (Cantagrel & Roques, 1971).

Além da determinação da idade, outra informação de importância capital a obter é a da composição isotópica de alguns dos elementos constituintes da rocha. Entre eles apresentam notável relevância o chumbo e o estrôncio.

No condicionamento actual apenas era possível obter essa informação relativamente ao estrôncio, e esse valor foi também obtido.

Uma parcela da rocha foi submetida ao tratamento químico necessário para conseguir a separação do estrôncio sob a forma de nitrato, o que permitiu a análise isotópica daquele elemento.

Essa análise efectou-se num espectrógrafo de massa construído por A. E. I., tipo MS 2, que sofreu uma série de modificações no apetrechamento electrónico concebidas e efectuadas pelos investigadores e técnicos do «Laboratoire Associé de Geochronologie» da Universidade de Clermont-Ferrand.

Os aparelhos são descritos e a técnica seguida é exposta, com o pormenor necessário (M. Vachette, 1969), em «Technique de la méthode au strontium pour la détermination des âges absolus».

RESULTADOS OBTIDOS

A determinação de idade efectuada pelo método do potássio-árgon deu para o basalto desta formação o valor de 72 ± 2 Ma, obtido a partir dos seguintes elementos:

- Teor em potássio — 0,943 %.
- Teor em árgon radiogénico — 4,93 ng/g.
- Teor em árgon atmosférico — 36 %.

O valor da idade determinada está em perfeito acordo com os elementos geológicos atrás citados.

Para a relação dos teores dos isótopos 87 e 86 do estrôncio obtém-se o seguinte valor:

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7088 \pm 0,0006$$

É de notar a perfeita concordância deste valor com o obtido por um de nós (Mendes, 1968) para o conjunto dos maciços subvulcânicos de Sintra, Sines e Monchique, para os quais a relação adoptada dos mesmos isótopos, para o estrôncio inicial, foi de

$$^{87}\text{Sr}_i/^{86}\text{Sr}_i = 0,7091 \pm 0,0001$$

BIBLIOGRAFIA

- CANTAGREL, J. M. & ROQUES, M. — «Technique de la détermination des âges absolus par la méthode à l'argon». *Travaux du Département de Géologie et Minéralogie de la Faculté des Sciences de Clermont*. Série de Documentation, 10, 1971.
- ENDT, P. M. & KLUYVER, J. C. — «Energy levels of light nuclei ($Z=11$ to $Z=20$)». *Rev. mod. Phys.*, 26, 1954, 95-166.
- MENDES, F. — «Contribution à l'étude géochronologique, par la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal». *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, 11 (1), 1968, 3-155.
- NIER, A. O. — «A determination of the relative abundance of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium». *Phys. Rev.*, 77, 1950, 789.
- «The Phanerozoic Timescale — A symposium dedicated to Professor Arthur Holmes». Suppl. *The Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 1964.
- VACHETTE, M. — «Technique de la méthode au strontium pour la détermination des âges absolus». *Travaux du Laboratoire Associé de Géochronologie*. Clermont-Ferrand. Série de Documentation, 16, 1969.
- WEAST, R. C.; SELBBY, S. M. & HODGMAN, C. D. — *Handbook of Chemistry and Physics*, 46 ed., Cleveland, Ohio, E. U. A., Chemical Rubber Company, 1965-1966.
- WETHERILL, G. W. — «Radioactivity of potassium and geologic time». *Science*, 126, 1957, 545-549.
- WETHERILL, G. W.; WASSERBURG, G. J.; ALDRICH, L. T.; TILTON, G. R. & HAYDEN, R. J. — «Decay constants of K^{40} as determined by radiogenic argon content of potassium minerals». *Phys. Rev.*, 103, 1956, 987-989.

1 — INTRODUÇÃO

Os minerais primários alterados que normalmente constituem uma fração importante do material da zona (sobretudo a zona dos aneis das regiões vulcânicas húmidas) são, em geral, uma reserva para a formação de certos elementos necessários ao desenvolvimento das plantas. Se é certo que o papel dos minerais primários alterados como reserva está mais ou menos bem definido, em função de um complexo relacionamento, a natureza não muda com outros factores que vão influir no valor dessa reserva, tal como a dispersão

das partículas e a natureza do solo em que se respectivas zonas ocorrem.

Não são, no entanto, só os minerais primários os únicos constituintes do solo com interesse para a definição de uma reserva. De fato que, além destes os principais, é preciso também contar com os chamados minerais secundários sempre que estes se também formado sob condições diferentes das actuais, quer se trate de material herdado quer de material originado in situ.

O objectivo deste trabalho é, pois, o de fazer salientar a influência que a estabilidade dos minerais, a granulometria e as condições de

Algumas considerações sobre o conceito de «reserva mineral» do solo

A. F. A. SANCHES FURTADO

Centro de Estudos de Pedologia Tropical, Junta de Investigações do Ultramar, Lisboa

(Recebido em 13-VIII-1973)

A reserva mineral de um solo depende principalmente do conteúdo deste em minerais alteráveis. Mas se na verdade, para que a planta tenha à sua disposição os diferentes elementos necessários para a sua nutrição, têm de existir minerais que os possam fornecer, também há situações em que a sua existência não corresponde a uma reserva importante, quando esta é comparada com a percentagem dos minerais alteráveis presentes. O problema de apreciação de uma reserva mineral não se pode limitar, portanto, à determinação quantitativa de um certo número de minerais. É necessário ter em consideração, por um lado, a velocidade de alteração (que depende das características próprias, da dimensão e do clima) e, por outro, a velocidade de escoamento dos catiões libertados (influenciada, sobretudo, pela pluviosidade e drenagem).

The mineral reserve of a soil is primarily dependent on its content in easily weathered minerals. It is true that for the plants to have available the different elements which are necessary for its nutrition, the minerals which can provide them must be present in the soils, but, nevertheless, many situations are found in which their presence does not mean that the necessary elements are available. The problem of the evaluation of the mineral reserve of a soil can not be solved by a simple quantitative determination of its content in certain minerals. It is necessary to consider the rate of their weathering (which depends on specific characteristics, dimension of grains and climate) and, on the other hand, the velocity of flowage of the cations which are liberated by weathering (mainly dependent on pluviosity and drainage).

I — INTRODUÇÃO

Os minerais primários alteráveis que normalmente constituem uma fracção importante do material dos solos (exceptuando a maioria dos solos das regiões tropicais húmidas) são, em geral, uma reserva para o fornecimento de certos elementos necessários ao desenvolvimento das plantas. Se é certo que o papel dos diferentes minerais primários interessando como reserva está mais ou menos bem definido, em função da sua composição cristalóquímica, o mesmo não sucede com outros factores que vão influir no valor dessa reserva, tais como a dimensão

das partículas e a natureza do meio em que os respectivos solos ocorrem.

Não são, no entanto, só os minerais primários os únicos constituintes do solo com interesse para a definição de uma reserva. Se bem que eles sejam os principais, é preciso também contar com os chamados «minerais secundários» sempre que estes se tenham formado sob condições diferentes das actuais, quer se trate de material herdado quer de material originado *in loco*.

O objectivo deste trabalho é, pois, o de fazer salientar a influência que a estabilidade dos minerais, a granulometria e as condições do

meio têm no cálculo da reserva mineral. Por outro lado, pretende-se também mostrar que os minerais primários não são os únicos a ter em consideração, pois é necessário também contar, em certos casos, com a composição da fracção argilosa.

II — OS MINERAIS PRIMÁRIOS COMO RESERVA MINERAL

Salientamos primeiramente alguns aspectos já anteriormente expostos, particularmente os conceitos de *minerais alteráveis* e de *reserva mineral*. Como é sabido (Portas & Furtado, 1964a, 1964b), há uma diferença essencial entre as duas expressões: enquanto *minerais alteráveis* são todos aqueles com capacidade de meteorização, independentemente da espécie mineralógica, a *reserva mineral* implica factores de intensidade e está apenas ligada aos minerais de cuja estrutura fazem parte elementos biogénéticos.

Um mineral numa fracção granulométrica do solo possui determinada capacidade de alteração — ele é, portanto, um mineral alterável. Mas quando se considera a intensidade de alteração (o que constitui uma característica de reserva), não se pode tratar o mineral como uma entidade isolada do ponto de vista mineralógico, pois há também que apreciá-lo segundo a sua granulometria e conforme o ambiente onde se encontra.

Independentemente de quaisquer outros factores susceptíveis de terem influência no cálculo da reserva mineral, podem-se considerar, portanto, como fundamentais, os factores acabados de referir: a estabilidade dos minerais, a granulometria e as condições do meio.

a) Estabilidade estrutural

Os minerais susceptíveis de interessar como reserva são de número relativamente restrito. Esta limitação não resulta de não existir número elevado de minerais que possa considerar-se reserva, mas sim da proporção muito diferente em que eles figuram na composição das principais rochas existentes na superfície terrestre. Partindo deste princípio, podemos considerar para o cálculo da reserva os seguintes minerais: essencialmente feldspatos, piroxenas, anfíbolas, micas, clorites, olivina e, por vezes, quando a quantidade o justifique, também apatite, estaurotido, epidoto e outros.

A velocidade de alteração neste conjunto de minerais pode ser muito diferente e, portanto, não parece lógico que se dê a todos a mesma importância, isto é, justifica-se que a reserva seja classificada segundo classes. Por isso é necessário atribuir a cada mineral a sua taxa de alterabilidade, que será um factor que define a sua velocidade de alteração.

A velocidade de alteração de um mineral está condicionada em termos geoquímicos, pelas suas características estruturais. Diversas sequências de alteração ou de resistência à meteorização foram estabelecidas por diferentes autores, sendo as mais conhecidas a de Goldich, a de Pettijohn e os estágios de Jackson e Sherman (Portas & Furtado, 1964a). Estas sequências de alteração foram formuladas tendo em consideração a permanência dos diferentes minerais nos sedimentos e solos. A sua elaboração teve sobretudo em vista estabelecer uma ordem de resistência à alteração, não tendo, portanto, havido qualquer interesse em salientar o grau de reserva que esses minerais poderiam constituir para a nutrição das plantas.

De acordo com estas sequências, verifica-se que o grau de resistência vai diminuindo da muscovite para a olivina, passando pelos feldspatos potássicos, plagioclases, anfíbolas e piroxenas.

Os dados de que actualmente se dispõe não permitem exprimir numericamente a taxa de alterabilidade dos diferentes minerais. No entanto, atendendo ao seu grau de resistência à alteração, podem considerar-se três classes fundamentais de reserva mineral:

A longo prazo — feldspatos potássicos e muscovite;

A médio prazo — epidoto, apatite, estaurotido, piroxenas, anfíbolas, biotite, clorite e plagioclases;

A curto prazo — olivina e calcite.

b) Granulometria

A dimensão é um factor de grande interesse para a classificação da reserva mineral. Com efeito, um mineral que apresente das mais elevadas resistências à meteorização sofrerá pouca alteração para determinadas dimensões granulométricas, mas logo que atinja uma outra dimensão menor pode romper-se o equilíbrio existente e o mineral ser destruído mais ou menos rapidamente.

Como se sabe, a alteração dá-se normalmente por divisão e, devido à diminuição do tamanho dos minerais, haverá um aumento da superfície específica e, conseqüentemente, também um aumento das zonas sujeitas à alteração. Daqui resulta que as fracções de maior interesse como reserva mineral são aquelas que estão próximas do limite em que se dá o rompimento do equilíbrio entre o mineral e o meio onde se encontra. Normalmente isto sucede no limo e mesmo na areia fina, sendo, portanto, estas fracções as que se devem considerar como mais importantes na constituição da reserva mineral.

Assim, dois minerais a cujas estruturas correspondam taxas de alterabilidade muito afastadas, colocados em fracções granulométricas diferentes, podem ser destruídos num prazo de tempo igual. É necessário, portanto, para avaliação da reserva mineral, considerar também um factor, que é a função do tamanho dos grãos.

Deste modo, conjugando a estabilidade estrutural das diferentes espécies mineralógicas com o aspecto granulométrico e tendo em atenção os resultados por nós obtidos no estudo de perfis de solos tanto de climas tropicais como temperados, as classes de reserva mineral podem definir-se mais precisamente do seguinte modo:

Longo prazo — muscovite (para partículas de todas as dimensões);

Médio prazo — feldspatos potássicos, epidoto, apatite, estaurotido e clorite (para partículas de dimensão inferior a 0,2 mm);

Curto prazo — plagioclases, biotite, piroxenas e anfíbolos (quando a granulometria é inferior a 0,2 mm) e olivina e calcite (para partículas de quaisquer dimensões).

c) Condições do meio

Para a apreciação de uma reserva mineral é necessário, como foi posto em evidência, ter também em consideração o ambiente onde ocorre o perfil em estudo. Raciocinando em termos de reserva de nutrientes para a vegetação, é evidente que, para além da taxa de alterabilidade de determinado mineral — função da respectiva estrutura e da granulometria que lhe corresponde —, interessa fundamentalmente que os elementos biogénicos libertados se mantenham

ao nível do sistema radicular das plantas e possam, assim, ser assimilados por estas. Parece, de facto, que, do ponto de vista de reserva mineral, não será inteiramente válido comparar uma certa quantidade dos mesmos minerais alteráveis que se encontram em perfis observados em condições climáticas e topográficas muito diferentes.

O clima age sobre a velocidade de alteração, quer pela pluviosidade, quer pela temperatura. A água é o principal agente de alteração, actuando pelos próprios constituintes e pelas substâncias dissolvidas. Mas os processos químicos desencadeados pela água são fortemente afectados pela temperatura, pois, como se sabe, a velocidade da reacção duplica por cada aumento de 10°C na temperatura.

Este aspecto, aliás, é bem evidenciado quando se comparam solos situados na zona temperada e na zona tropical, em regiões onde a quantidade de precipitação é semelhante, mas onde a temperatura média é bastante diferente.

Por outro lado, a drenagem — dependente da topografia, além da permeabilidade do próprio material — influencia a velocidade de evacuação dos produtos de alteração, dando assim diferente expressão, do ponto de vista de reserva nutritiva, a uma mesma quantidade de elementos biogénicos libertados. Quanto melhor for a drenagem mais rapidamente estes elementos serão exportados, o que reduz o seu valor como reserva mineral, embora contribuindo para a manutenção de um meio ácido favorável à mais rápida alteração dos minerais.

É evidente que as classes de reserva anteriormente consideradas foram estabelecidas abstraindo da influência do meio. Dada a dificuldade de poder exprimir-se o valor dessa influência, apenas queremos salientar o seguinte: a classificação de uma reserva a longo, médio ou curto prazos, feita para um dado meio, não poderá ser generalizada indiscriminadamente para outro meio caracterizado por condições climáticas e de drenagem diferentes.

Em resumo, pode afirmar-se que a reserva mineral (Rm) é uma função da taxa de alterabilidade do mineral (Ta), da sua dimensão (D) e das condições do meio (Cm):

$$Rm = f(Ta, D, Cm)$$

III — CONTRIBUIÇÃO DAS ARGILAS PARA A RESERVA MINERAL

As argilas sempre que se formaram sob condições idênticas às actuais não são consideradas para o cálculo da reserva mineral. Mas se isto é verdade para os minerais cuja génese se efectuou a partir da meteorização de rochas eruptivas ou metamórficas, já pode não o ser para as argilas herdadas das formações sedimentares. Neste caso, a existência de determinados minerais como micas, vermiculites e montmorilonites ou clorites em solos, por exemplo, derivados de xistos terá de ser levada em conta para o cálculo da reserva, pois poderão não se encontrar em condições de estabilidade em relação ao meio ambiente.

*

Partindo dos critérios atrás expostos e dos resultados do estudo efectuado sobre alguns perfis derivados de solos graníticos colhidos em regiões de climas tropicais e temperados (Furtado, 1973; Furtado, em publicação; Portas & Furtado, 1964a, 1964b), avaliamos o valor da reserva mineral como se mostra no quadro I. Segundo a nossa hipótese, o cálculo da reserva não pode simplesmente ser realizado a partir da quantidade de minerais alteráveis, mas também deve ter-se em conta a granulometria e as características do meio.

Consideremos dois casos com os quais pretendemos exemplificar o critério por nós utilizado para a determinação da reserva mineral:

a) A existência de uma forte percentagem de minerais primários na areia, ou mesmo no limo, ao lado de uma argila de natureza caulínítico-gibbsítica ou mesmo caulínítica pode não significar uma importante reserva. O meio físico-químico propício à génese de argilas daquele tipo tem de se encontrar fortemente desionizado e, por consequência, os elementos provenientes da alteração serão evacuados mais ou menos rapidamente. Admitindo, portanto, que a maioria dos elementos libertados não permanece *in loco*, consequentemente a possibilidade da sua utilização pelas plantas é relativamente baixa. Daqui se conclui que, apesar de se encontrar um teor elevado em minerais susceptíveis de serem considerados reserva, a esta não se poderá atribuir um valor elevado;

b) A existência de uma forte percentagem de minerais herdados na argila indicará que a velocidade de alteração é muito lenta, predominando

em geral os processos físicos sobre os químicos. Estes aspectos encontram-se em geral sob climas muito secos.

Neste caso temos naturalmente um forte conteúdo em minerais alteráveis na areia, limo e até mesmo na argila; mas significará isto uma reserva importante, mesmo admitindo a composição da argila? Parece-nos que não, pois, se as condições de meteorização reinantes permitem a permanência de minerais primários até à fracção argilosa e os minerais de neoformação aparecem em quantidades reduzidas, isto significa que a reserva mineral existente se pode considerar apenas disponível a longo prazo.

Esta apreciação poderá, no entanto, ser modificada se admitirmos certas alterações no ambiente devido às técnicas de cultivo do solo (por exemplo, irrigação).

IV — CONCLUSÕES

O significado da expressão «reserva mineral» tem estado directamente ligado ao conteúdo em minerais alteráveis do solo. Se sob este aspecto não é fácil dar uma ideia quantitativa que exprima o valor exacto dessa reserva, por outro lado, atendendo aos outros factores que podem influenciar a reserva, será mais difícil ainda uma definição correcta do seu valor.

Tendo em consideração o exposto anteriormente, podemos salientar os seguintes aspectos:

a) A reserva mineral, encontrando-se directamente ligada ao conteúdo em minerais alteráveis, está também dependente da sua dimensão e do meio ambiente;

b) Em situações de forte pluviosidade e de boa permeabilidade a evacuação dos elementos provenientes da alteração dos minerais pode ser bastante rápida, não permitindo a sua utilização pelas plantas. O valor da reserva mineral pode nestes casos estar menos dependente do conteúdo em minerais alteráveis do que das características do meio ambiente;

c) Uma forte percentagem de minerais primários alteráveis na areia, no limo e mesmo na argila pode significar uma reserva elevada, mas só utilizável a longo prazo, como no caso de perfis em climas áridos;

d) Para a avaliação da reserva mineral em solos derivados das formações sedimentares é necessário ter em consideração a composição da fracção argilosa, quando esta é constituída por minerais que não estão em equilíbrio com o meio.

QUADRO I

Perfil	Clima	Pluviosidade anual	Temperatura média	Drenagem interna	Minerais								Teor em minerais alteráveis	Reserva provável
					Fracção	Quartzo	Feldspato K	Plagioclases	Micas	Montmorillonite	Caolinite	Gibbsite		
P1	Temperado super-húmido	2 000-2 500	10-11	Boa	Af L A	25-45 ** —	40-60 ** —	3-15 ** —	— ** <5	— — —	— — —	— — 50-70	Elevado Médio Muito baixo a nulo	Muito baixa a curto prazo
P2	Tropical húmido	1 300-1 500	19-21	Regular	Af L A	100 100 —	— — —	— — —	— — —	— — —	— — —	— — 10-30	Nulo Nulo Nulo	Nula
P3	Tropical húmido	1 200-1 400	19-21	Má	Af L A	99 98 —	<1 — —	— — —	<2 <5	— — —	— — —	— — 80-90	Muito baixo Muito baixo Muito baixo a nulo	Muito baixa a nula
P4	Temperado sub-húmido chuvoso	800-1 000	15-16	Boa	Af L A	30-45 ** —	40-60 ** —	5-15 ** —	— * <5	— — —	— — —	— — 90	Elevado Médio a elevado Muito baixo a nulo	Muito baixa
P5	Temperado sub-húmido seco	600-800	15-16	Boa	Af L A	40-50 ** —	30-50 ** —	15-25 ** —	— * 20-30	— — 30-50	— — —	— — 20-30	Elevado Elevado Médio a elevado	Média a elevada
P6	Tropical sub-húmido seco	400-600	23-24	Regular	Af L A	30-40 ** —	20-50 ** —	15-30 * —	— * 25-40	— — 20-30	— — —	— — 30-40	Elevado Elevado Elevado	Média a elevada
P7	Tropical semiárido	200-400	24	Boa	Af L A	35 ** —	40 ** —	20 ** —	<5 ** 60-90	— — 10-30	— — —	— — —	Elevado Elevado Elevado	Elevado a longo prazo

** — percentagem média. * — percentagem baixa. Af — areia fina. L — limo. A — argila.

BIBLIOGRAFIA

- FURTADO, A. F. A. Sanches — «Sobre a presença de gibsite em solos derivados de rochas graníticas em climas tropicais e temperados». *Garcia de Orta, Sér. Geol.*, Lisboa, 1 (1), 1973, 15-22.
- «L'arénisation en climats tropicaux et tempérés. Caractéristiques du complexe d'altération». (Comunicação a apresentar no X Congresso Internacional da Ciência do Solo, Moscovo, 1974).
- PORTAS, C. A. M. & FURTADO, A. F. A. Sanches — *Reserva Mineral e Minerais da Areia de Alguns Solos da Ceta (Angola)*. Lisboa, Junta de Investigações do Ultramar (Estudos, Ensaios e Documentos), 115, 1964, 123 p.
- «Les concepts de 'réserve minérale' et 'minéraux altérables' et leur utilisation dans la classification des sols». *Transaction 8th Int. Cong. of Soil Science*, Bucarest, 3, 1964, 1115-1124.

CAPÍTULO I

NOTICIÁRIO

VII COLÓQUIO DE GEOLOGIA AFRICANA

Teve lugar na cidade de Florença, de 23 a 28 de Abril de 1973, o VII Colóquio de Geologia Africana, de grande interesse, sob vários pontos de vista, para o nosso país.

A estes colóquios, resultantes de um entendimento estabelecido inicialmente entre geólogos ingleses e belgas, não têm praticamente assistido representantes portugueses, falta esta difícil de explicar.

Pela primeira vez uma representação portuguesa se apresentou de forma já significativa, pois era constituída por: Dr. Francisco Mendes (Junta de Investigações do Ultramar); Dr. Figueiredo Nunes (Inspeção-Geral de Minas); Dr. Graça da Cruz e Dr. Heitor de Carvalho (Serviços de Geologia e Minas do Estado de Angola), e Dr. Renato de Araújo (Serviços de Geologia e Minas do Estado de Moçambique).

O Dr. Francisco Mendes, de colaboração com o Dr. Y. Vialette, apresentou um trabalho intitulado «Mesures d'âge dans le cambrien d'Angola».

Participaram no Colóquio grande número de países do continente africano, praticamente todos os países europeus da Europa Ocidental, a U. R. S. S. e vários organismos internacionais, entre os quais a UNESCO e a União Internacional das Ciências Geológicas.

O próximo Colóquio efectuar-se-á em Leeds na Primavera de 1975 e terá características idênticas às dos anteriores, ou seja, o estudo dos problemas geológicos do continente africano.

F. M.

1.ª REUNIÃO DA SOCIEDADE GEOFÍSICA EUROPEIA

Realizou-se em Zurique (Suíça), de 25 a 29 de Setembro, a primeira reunião da Sociedade Geofísica Europeia. Nesta reunião foram aprovados os estatutos da nova sociedade, que tem como objectivo o estudo, especialmente no campo interdisciplinar, dos seguintes assuntos:

- 1) Terra sólida e planetas;
- 2) Hidrosferas;
- 3) Atmosferas.

Foram apresentadas cerca de duzentas comunicações, distribuídas pelas secções seguintes:

- Estrutura profunda da Europa.
- Sedimentos pelágicos.
- Tectónica de placas.
- Paleomagnetismo e variação secular.
- Paleomagnetismo alpino-mediterrâneo.

Magnetismo das rochas.
 Fluxo e produção de calor.
 Petrologia e geoquímica.
 Sismicidade e mecanismo focal.
 Actividade dos grandes sistemas de falhas.
 Sismologia geral.
 Sismologia teórica.
 Oceanografia (sondagens oceânicas profundas).
 Interações entre ionosfera e termosfera.
 Geodinâmica alpino-mediterrânea.
 Geodinâmica mediterrânea.
 Geodinâmica alpina.
 Sedimentologia marinha.
 Lua.
 Propriedades físicas de rochas.
 Sondagem magnetotélúrica e geomagnética.
 Medida de deformações de longo período.
 Geodesia, anomalias gravimétricas e geomagnéticas.
 Geofísica geral, geomorfologia, hidrologia e geoelectricidade.

O número de participantes atingiu perto de seiscentos, entre os quais havia apenas quatro portugueses. Estes apresentaram ou colaboraram nas seguintes comunicações:

F. Machado:

Pulsation of tectonic phenomena and tectonophysical mechanisms.

L. A. Mendes-Victor:

Magnetic anomalies of the eruptive outcrops of the Meso-Cenozoic border of Portugal.

C. Prodehl; S. Mueller; V. S. Moreira & A. S. Mendes:

Deep structure in Portugal.

Embora a Sociedade seja formada fundamentalmente por geofísicos da Europa, foram discutidos muitos assuntos que interessam a outras regiões, nomeadamente aos vários oceanos e a certas áreas críticas da crosta terrestre (como, por exemplo, o sistema de falhas da Califórnia).

F. Ma.

1.º CONGRESSO EUROPEU DE CRISTALOGRAFIA

A ideia da organização de congressos europeus de cristalografia surgiu da necessidade de congregar os cristalógrafos europeus em reuniões de maiores dimensões e de melhor nível científico do que as que os diferentes países da Europa têm vindo a realizar isoladamente. Por outro lado, estas reuniões à escala europeia serão com certeza mais acessíveis do que as do Congresso Internacional de Cristalografia, que se realizam muitas vezes em países bastante distantes, como os Estados Unidos, Japão, etc. Teve-se também em consideração a possibilidade de vir a dispor-se de alojamentos universitários económicos, de modo a facilitar a participação do maior número possível de cristalógrafos, especialmente dos mais novos, e para tornar estes congressos mais eficientes limitou-se o seu âmbito a um ou dois temas importantes. Estes congressos europeus realizar-se-ão todos os anos

em que não se realize o Congresso Internacional de Cristalografia, que se efectua de três em três anos.

O 1.º Congresso Europeu de Cristalografia realizou-se em Bordéus de 5 a 8 de Setembro, estando representados os seguintes países: Bélgica, Dinamarca, República Federal Alemã, França, Hungria, Israel, Itália, Holanda, Noruega, Polónia, Portugal, Espanha, Suécia, Suíça, Inglaterra, Rússia e Jugoslávia.

Os temas principais sobre que versou o congresso foram os seguintes:

- I — Interações moleculares;
- II — Determinação precisa de densidades electrónicas.

Além das conferências plenárias, houve reuniões para a apresentação e discussão dos trabalhos, funcionando estas em três sessões simultâneas, das quais se salientam as seguintes:

- Dinâmica das redes cristalinas;
- Correcção de intensidades;
- Caracteres estruturais e propriedades físicas;
- Desordens estruturais;
- Organometálicos;
- Estruturas de interesse biológico e farmacológico;
- Estruturas de compostos orgânicos;
- Estruturas de compostos minerais.

A participação portuguesa era constituída pelo Dr. Lima de Faria (Junta de Investigações do Ultramar) e pelos Prof. L. Alte da Veiga, Dr.ª A. Matos Beja e Dr.ª L. Andrade (Universidade de Coimbra). A Dr.ª Matos Beja e o Prof. Alte da Veiga apresentaram um trabalho intitulado «Estrutura da fase Cr_3Si ».

O 2.º Congresso Europeu de Cristalografia realizar-se-á em Keszthely, na Hungria, de 26 a 29 de Agosto de 1974, e os temas principais serão os seguintes:

- a) Utilização dos estudos de difracção de efeitos cristalinos na ciência e na indústria;
- b) Estudos de difracção referentes à sistemática química e estrutural de compostos afins.

L. F.

REUNIÃO DO GRUPO DE TRABALHO DE VULCANOLOGIA DAS ILHAS DO ATLÂNTICO CENTRAL

Decorreu em Lisboa, no Instituto de Medicina Tropical, nos dias 17, 18 e 19 de Dezembro de 1973, uma reunião científica do Grupo de Trabalho de Vulcanologia das Ilhas do Atlântico Central, integrado na Associação Internacional de Vulcanologia e Química do Interior da Terra.

Este Grupo de Trabalho foi criado em 1966 durante a assembleia geral da União Internacional de Geodesia e Geofísica que teve lugar em Zurique, por iniciativa do Prof. J. M. Fuster, e desde o seu início levantou grande interesse internacional.

À reunião assistiram 55 participantes, representando 7 países, tendo sido apresentadas 25 comunicações, sendo 16 de investigadores portugueses que exercem a sua actividade em organismos do Estado, tais como: Junta de Investigações do Ultramar, Faculdade de Ciências de Lisboa, Instituto Superior Técnico, Serviços Geológicos de Portugal e Serviço Meteorológico Nacional.

F. M.



BURRI, C.**Petroquímica do arquipélago de Cabo Verde e comparação do vulcanismo cabo-verdiano com o da Renânia.***Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (2) 1973, p. 1-26*

O presente trabalho refere-se às rochas ígneas das ilhas de Cabo Verde e da região de Dacar (Senegal), formadas desde o Cretácico Superior (ou Terciário) até aos tempos recentes. Nestas rochas podem individualizar-se as seguintes séries, com diferentes silicificações: uma basáltico-traquiandesítico-traquítica (em parte fonolítica); outra de silicificação mais baixa, rica em foides, em parte com termos ijolíticos; e uma última de silicifi-

cação extremamente baixa, rica em melilite. A série de silicificação mais elevada corresponde, em larga medida, às mesmas associações que também se encontram noutras ilhas do Atlântico médio, como, por exemplo, na Madeira, nos Açores ou também em Tristão da Cunha. Parece representar a evolução normal de um magma basáltico de origem simática sob a influência da diferenciação gravítica de cristalização. As duas séries de silicificação mais baixa são explicadas por uma assimilação de carbonatos e subsequente diferenciação dos banhos de fusão sintéticos. Haverá, no entanto, que admitir, além disso, que durante todo o decorrer destes fenómenos (desde o Cretácico Superior até ao tempo actual) existiu um complicado sistema de reservatórios de magma, nos quais estariam a actuar processos em princípio análogos, mas com uma evolução no tempo diferenciada. As reacções

entre os silicatos e carbonatos são corroboradas por observações em rochas granulares subvulcânicas das ilhas. No aspecto global a província de Cabo Verde mostra grande semelhança com a dos vulcanitos do fim do Terciário e Quaternário da Renânia (Siebengebirge, lago Laach, Eifel, Westerwald), desde que não se tenha em conta o teor em K por vezes superior nesta última província.

CDU 550.3:550.385.37

MACHADO, F.**A hipótese de uma pulsação de gravitação com período de 11 anos.***Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (2) 1973, p. 27-36*

A teoria da Relatividade Geral parece implicar a possibilidade de pulsações na gravitação que actua no sistema solar, pulsações que seriam mecanismo adequado para explicar os principais fenómenos tectónicos. Uma pulsação com período de 11 anos (que é sugerida pela actividade sísmica) poderia ser produzida por oscilação transversal do sistema solar ao longo da órbita galáctica. Nesta hipótese, é de esperar que o movimento da Terra em torno do Sol excite algumas crises sísmicas, facto que parece confirmar-se na distribuição mensal dos abalos de terra dos Açores.

BURRI, C.**Petrochemistry of the Cape Verde islands and the comparison between its volcanism and that of Renania.***Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (2) 1973, p. 1-26*

For the eruptive rocks formed between the Upper Cretaceous-Tertiary and the «Recent» from the Cape Verde islands and the Dakar region (Senegal), one can distinguish series of different silicification: one basaltic-trachyandesitic-trachytic to phonolitic, another of lower silicification, rich in foides, partially with ijolitic members, and still another of extremely low silicification, rich in melilite. The series with highest silicification

corresponds largely to associations equal to those which are also found in other middle Atlantic islands, for example Madeira, Açores or Tristão da Cunha, and seems to represent the normal evolution of a basaltic magma of simatic origin, under the influence of the gravitational crystallization differentiation. The two series of lower silicification are explained by carbonate assimilation and subsequent differentiation from the syntectic melts. Besides that, one has to admit that during the whole evolution, from the Upper Cretaceous until the present days, has existed a complicate system of magma reservoirs, in which were acting processes basically analogous, but evolving differently in time. The reactions between silicates and carbonates are confirmed by observations on granular subvolcanic rocks of the islands. Observed as a whole, the Cape Verde

province shows a great similarity with that of the volcanites of the Upper Tertiary and Quaternary of the Rheinland (Siebengebirge, lake Laach, Eifel, Westerwald), if one does not take into account the K content of the latter, which is sometimes higher.

CDU 550.3:550.385.37

MACHADO, F.**The hypothesis of a pulsating gravitation with a period of 11 years.***Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (2) 1973, p. 27-36*

General Relativity points to the possibility of a pulsating gravitation at the solar system, and this could be an adequate mechanism for most tectonic phenomena. A pulsation with period of 11 years (which is suggested by the seismic activity) could be produced by a transverse oscillation along the galactic orbit. According to this hypothesis, one would expect that the Earth's movement round the Sun could act as trigger-force for some earthquakes, a feature which seems to occur definitely in the seismic activity of the Azores.

BURRI, G.
Petroquímica do arquipélago de Cabo Verde e comparação de vulcanismo cabo-verdiano com o da Renânia.

Garcia de Orla, Sér. Geol., Lisboa, I (2) 1973, p. 1-26

O presente trabalho refere-se às rochas ígneas das ilhas de Cabo Verde e da região de Dakar (Senegal), formadas desde o Cretácico Superior (ou Terciário) até aos tempos recentes. Nestas rochas podem individualizar-se as seguintes séries, com diferentes silicificações: uma basáltico-trandúndestico-trandúndica (em parte fonolítica); outra de silicificação mais baixa, rica em fósforos, em parte com termos ijolíticos; e uma última de silicifi-

cação extremamente baixa, rica em melilita. A série de silicificação mais elevada corresponde, em largas medidas, às mesmas associações que também se encontram noutras ilhas do Atlântico médio, como, por exemplo, na Madeira, nos Açores ou também em Tristão da Cunha. Parece representar a evolução normal de um magma basáltico de origem simática sob a influência da diferenciação gravítica de cristalização. As duas séries de silicificação mais baixa são explicadas por uma assimilação de carbonatos e subsequente diferenciação dos banhos de fusão sintéticos. Haverá, no entanto, que admitir, além disso, que durante todo o decorrer destes fenómenos (desde o Cretácico Superior até ao tempo actual) existiu um complicado sistema de reservatórios de magma, nos quais estavam a actuar processos em princípio análogos, mas com uma evolução no tempo diferenciada. As reacções

entre os silicatos e carbonatos são corroboradas por observações em rochas granulares subvulcânicas das ilhas. No aspecto global a província de Cabo Verde mostra grande semelhança com a dos vulcanitos do fim do Terciário e Quaternário da Renânia (Stiepenberg, Lago Lach, Eifel, Westerdal), desde que não se tenha em conta o teor em K por vezes superior nesta última província.

MACHADO, F.
A hipótese de uma pulsação de gravitação com período de 11 anos.

Garcia de Orla, Sér. Geol., Lisboa, I (2) 1973, p. 27-36

A teoria da Relatividade Geral parece implicar a possibilidade de pulsações na gravitação que actua no sistema solar, pulsações que seriam mecanismo adequado para explicar os principais fenómenos tectónicos. Uma pulsação com período de 11 anos (que é sugerida pela actividade sísmica) poderia ser produzida por oscilação transversal do sistema solar ao longo da órbita galáctica. Nesta hipótese, é de esperar que o movimento da Terra em torno do Sol excite algumas crises sísmicas, facto que parece confirmar-se na distribuição mensal dos abalos de terra dos Açores.

BURRI, G.
Petroquímica of the Cape Verde islands and the comparison between its volcanism and that of Renânia.

Garcia de Orla, Sér. Geol., Lisboa, I (2) 1973, p. 1-26

For the eruptive rocks formed between the Upper Cretaceous-Tertiary and the «Recent» from the Cape Verde islands and the Dakar region (Senegal), one can distinguish series of different silicification: one basaltic-trachyandesitic-trachytic to phonolitic, another of lower silicification, rich in phosphorus, partially with ijolitic members, and still another of extremely low silicification, rich in melilita. The series with highest silicification

corresponds largely to associations equal to those which are also found in other middle Atlantic islands, for example Madeira, Açores or Tristão da Cunha, and seems to represent the normal evolution of a basaltic magma of simatic origin, under the influence of the gravitational crystallization differentiation. The two series of lower silicification are explained by carbonate assimilation and subsequent differentiation from the syntectonic melts. Besides that, one has to admit that during the whole evolution, from the Upper Cretaceous until the present days, has existed a complicate system of magma reservoirs, in which were acting processes basically analogous, but evolving differently in time. The relations between silicates and carbonates are confirmed by observations on granular subvolcanic rocks of the islands. Observed as a whole, the Cape Verde

province shows a great similarity with that of the volcanites of the Upper Tertiary and Quaternary of the Rheinland (Stiepenberg, Lake Lach, Eifel, Westerdal), if one does not take into account the K content of the latter, which is sometimes higher.

MACHADO, F.
The hypothesis of a pulsating gravitation with a period of 11 years.

Garcia de Orla, Sér. Geol., Lisboa, I (2) 1973, p. 27-36

General Relativity points to the possibility of a pulsating gravitation at the solar system, and this could be an adequate mechanism for most tectonic phenomena. A pulsation with period of 11 years (which is suggested by the seismic activity) could be produced by a transverse oscillation along the Galactic orbit. According to this hypothesis, one would expect that the Earth's movement round the Sun could act as trigger-force for some earthquakes, a feature which seems to occur definitely in the seismic activity of the Açores.

MENDES, Francisco
BERNARD-GRIFFITHS, J. Nota sobre a datagem de um dos episódios do complexo basáltico de Lisboa.

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (2) 1973, p. 37-42

O complexo basáltico de Lisboa, constituído por vários episódios, pode ser observado nos arredores ao norte desta cidade. Geologicamente é possível circunscrever esses acontecimentos entre o final do Cretácico e o Eoceno, consequentemente entre os limites de 88 Ma e 38 Ma. Com o fim de precisar a idade desses episódios vulcânicos foi determinada a idade de uma dessas formações pelo método do árgon e a composição isotópica

pica do estrôncio contido na mesma amostra. Os valores obtidos foram, respectivamente: idade 72 ± 2 Ma; composição isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7088 \pm 0,0006$.

MENDES, Francisco
BERNARD-GRIFFITHS, J. Sur la détermination de l'âge d'un des épisodes du complexe basaltique de Lisbonne.

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (2) 1973, p. 37-42

Le complexe basaltique de Lisbonne, constitué par plusieurs épisodes, peut être observé dans les environs au Nord de Lisbonne. Du point de vue géologique il a été possible de circonscrire ces événements entre la fin du Crétacé et l'Eoceno soit un âge limité entre 88 MA et 38 MA. Dans le but de préciser l'âge de ces épisodes volcaniques nous avons déterminé: l'âge d'une coulée par la méthode de l'argon et la composition isotopique

du strontium dans le même basalte. Les valeurs obtenues ont été respectivement: âge 72 ± 2 MA, et composition isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7088 \pm 0,0006$.

CDU 631.434:631.811

CDU 631.434:631.811

FURTADO, A. F. A. Algumas considerações sobre o conceito de «reserva mineral» do solo.

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (2) 1973, p. 43-48

A reserva mineral de um solo depende principalmente do conteúdo deste em minerais alteráveis. Mas se na verdade, para que a planta tenha à sua disposição os diferentes elementos necessários para a sua nutrição, têm de existir minerais que os possam fornecer, também há situações em que a sua existência não corresponde a uma reserva importante, quando esta é comparada com a percentagem dos minerais alteráveis presentes. O problema de apreciação de uma reserva mineral não

se pode limitar, portanto, à determinação quantitativa de um certo número de minerais. É necessário ter em consideração, por um lado, a velocidade de alteração (que depende das características próprias, da dimensão e do clima) e, por outro, a velocidade de escoamento dos cations libertados (influenciada, sobretudo, pela pluviosidade e drenagem).

FURTADO, A. F. A. On the concept of «mineral reserve» of a soil.

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (2) 1973, p. 43-48

The mineral reserve of a soil is primarily dependent on its content in easily weathered minerals. It is true that for the plants to have available the different elements which are necessary for its nutrition, the minerals which can provide them must be present in the soils, but, nevertheless, many situations are found in which their presence does not mean that the necessary elements are available. The problem of the evaluation of the mineral reserve of a soil can not be solved by a simple quantitative determination of its content in certain minerals.

It is necessary to consider the rate of their weathering (which depends on specific characteristics, dimension of grains and climate) and, on the other hand, the velocity of flowage of the cations which are liberated by weathering (mainly dependent on pluviosity and drainage).

MINERALS, FRANCISCO BERNARD-GRIFFITHS, J. R. 1973, p. 37-43

Garcia de Ota, Sêr. Geol., Lisboa, I (2) 1973, p. 37-43

Le complexe basaltique de Lisboa constituído por vários tipos de lavas e andaluzites, com um grau de diferenciação que varia de basáltico a andaluzítico. O complexo basaltico de Lisboa constitui-se por vários tipos de lavas e andaluzites, com um grau de diferenciação que varia de basáltico a andaluzítico.

On the concept of mineral reserves in the volcanic rocks of the Azores. A. J. A. Almeida, in: Proceedings of the 1st International Conference on Volcanology, 1973, p. 43-48.

The mineral reserve of a soil is primarily dependent on its content in easily weathered minerals. It is true that for the plants to have available the different elements which are necessary for its nutrition, the minerals which can provide them must be present in the soil, but nevertheless, many situations are found in which their presence does not mean that the necessary elements are available. The problem of the evaluation of the mineral reserve of a soil can not be solved by a simple quantitative determination of its content in certain minerals.

It is necessary to consider the rate of weathering (which depends on specific characteristics, dimension of grains and climate) and, on the other hand, the velocity of flowage of the cations which are liberated by weathering (mainly dependent on divinity and drainage).

General Relativity points to the possibility of a pulsating gravitation at the solar system, and this could be an adequate mechanism for most tectonic phenomena. A pulsation with period of 11 years (which is suggested by the seismic activity) could be produced by a transverse oscillation along the galactic orbit. According to this hypothesis, one would expect that the Earth's movement round the Sun could act as trigger-force for some earthquakes, a feature which seems to occur definitely in the seismic activity of the Azores.

MINERALS, FRANCISCO BERNARD-GRIFFITHS, J. R. 1973, p. 37-43

Garcia de Ota, Sêr. Geol., Lisboa, I (2) 1973, p. 37-43

Le complexe basaltique de Lisboa constituído por vários tipos de lavas e andaluzites, com um grau de diferenciação que varia de basáltico a andaluzítico. O complexo basaltico de Lisboa constitui-se por vários tipos de lavas e andaluzites, com um grau de diferenciação que varia de basáltico a andaluzítico.

On the concept of mineral reserves in the volcanic rocks of the Azores. A. J. A. Almeida, in: Proceedings of the 1st International Conference on Volcanology, 1973, p. 43-48.

The mineral reserve of a soil is primarily dependent on its content in easily weathered minerals. It is true that for the plants to have available the different elements which are necessary for its nutrition, the minerals which can provide them must be present in the soil, but nevertheless, many situations are found in which their presence does not mean that the necessary elements are available. The problem of the evaluation of the mineral reserve of a soil can not be solved by a simple quantitative determination of its content in certain minerals.

It is necessary to consider the rate of weathering (which depends on specific characteristics, dimension of grains and climate) and, on the other hand, the velocity of flowage of the cations which are liberated by weathering (mainly dependent on divinity and drainage).

General Relativity points to the possibility of a pulsating gravitation at the solar system, and this could be an adequate mechanism for most tectonic phenomena. A pulsation with period of 11 years (which is suggested by the seismic activity) could be produced by a transverse oscillation along the galactic orbit. According to this hypothesis, one would expect that the Earth's movement round the Sun could act as trigger-force for some earthquakes, a feature which seems to occur definitely in the seismic activity of the Azores.

INSTRUÇÕES AOS AUTORES

A Série de Geologia de *Garcia de Orta* publica artigos de Geologia no sentido lato (Geoquímica, Paleontologia, Cristalografia, Geomorfologia, etc.) sobre os Estados e as Províncias Ultramarinas, ou outras áreas com eles relacionadas, artigos de Geologia fundamental e eventualmente outros artigos de Geologia que tenham sido feitos por pessoal da Junta ou elaborados nas suas instalações. Poderá, também, incluir pequenas notas geológicas, noticiário científico, recensões ou críticas bibliográficas.

Os artigos podem ser escritos em português, inglês, francês, espanhol, italiano ou alemão, e compreenderão os seguintes resumos: *a)* Um na língua em que foram escritos os textos; *b)* Outro em português; *c)* E ainda outro em inglês (de preferência) ou francês no caso dos artigos escritos em língua diferente destas.

Os originais devem ser submetidos a qualquer dos membros do Corpo Editorial, J. Lima de Faria, Francisco Mendes ou João T. Pacheco, e remetidos para a seguinte morada: Alameda D. Afonso Henriques, 41, 4.º-Esq.º — Lisboa-1.

Os autores devem enviar os originais em duplicado, dactilografados a dois espaços e de um só lado, em formato A4 (210 mm x 297 mm); a primeira página deve ter o título do artigo, os nomes dos autores (sendo desejável no máximo dois apelidos) e respectivos organismos e moradas; a segunda página deve repetir o título e os autores, seguindo-se-lhes os resumos, texto, etc.; devem ainda indicar a qual dos autores (sua morada completa e telefone) deverão ser enviadas as provas para revisão e quantas separatas extra pretendem adquirir (ver o último parágrafo destas instruções).

As tabelas e figuras devem ser reduzidas a um número mínimo e apresentadas separadamente em tamanho maior, para permitir uma melhor reprodução. As legendas das tabelas e das figuras devem ser indicadas numa folha à parte e claramente referenciadas. As tabelas e gráficos devem ser traçados a preto sobre fundo branco (por exemplo a tinta-da-china negra sobre papel vegetal), suficientemente contrastados para permitir uma boa reprodução, e as fotografias devem ser também a preto e branco, sobre papel brilhante. Os quadros e tabelas deverão ser elaborados, sempre que possível, de molde a permitirem a publicação na mancha normal da revista. Só em casos muito especiais poderão ser consideradas reproduções a cores.

É desejável que o número de páginas de cada artigo, incluindo as gravuras e tabelas, não exceda, em princípio, 20 páginas dactilografadas (o correspondente a cerca de 10 páginas impressas). No caso de o trabalho não poder ser reduzido a este tamanho, poderá: *a)* Considerar-se a sua divisão em duas ou mais partes, a publicar como se fossem artigos independentes; *b)* Ser remetido para publicação noutra seriada mais adequada da Junta de Investigações do Ultramar; *c)* Ou, excepcionalmente, ser decidida pelo Corpo Editorial a sua publicação como um todo em *Garcia de Orta*.

As referências devem ser indicadas no texto por meio do nome do autor (sem iniciais dos pronomes, a menos que estritamente necessário para distinguir dois autores com o mesmo apelido) e pelo ano de publicação, sendo apresentada uma lista das referências no fim do trabalho, por ordem alfabética e conforme as normas portuguesas em vigor (NP-405 e NP-139). Exemplos: *a)* No texto: (Vale & Cunha, 1969) ou Vale & Cunha (1969); *b)* Na lista bibliográfica:

(artigo) VALE, J. Cardoso do & CUNHA, A. Proença da — «Estudo cromatográfico e químico do óleo essencial de *Eucalyptus maideni* F. Muell., de Angola». *Garcia de Orta*, Lisboa, 17 (3), 1969, 307-314.

(livro) HOPPE, Fritz — *A África Oriental Portuguesa no Tempo do Marquês de Pombal (1750-1777)*. Lisboa, Agência-Geral do Ultramar, 1970, 528 p., bibliogr. numerosa.

As provas devem ser corrigidas e devolvidas ao respectivo membro do Corpo Editorial o mais rapidamente possível. Para facilitar a correcção das provas, será enviado aos autores um texto-exemplo com os vários sinais usados pelos revisores.

No caso de um só autor, este terá direito a 50 separatas gratuitas, e no caso de vários autores estes terão em conjunto direito a 100 separatas gratuitas. Em qualquer dos casos, os autores, ou os organismos da Junta a que estes pertençam, poderão encomendar qualquer número de separatas extra.

SUMÁRIO

<i>Petroquímica do arquipélago de Cabo Verde e comparação do vulcanismo cabo-verdiano com o da Renânia</i> — C. Burri	1
<i>A hipótese de uma pulsação de gravitação com período de 11 anos</i> — F. Machado	27
<i>Nota sobre a datagem de um dos episódios do complexo basáltico de Lisboa</i> — Francisco Mendes & J. Bernard-Griffiths	37
<i>Algumas considerações sobre o conceito de «reserva mineral» do solo</i> — A. F. A. Sanches Furtado	43
NOTICIÁRIO	49