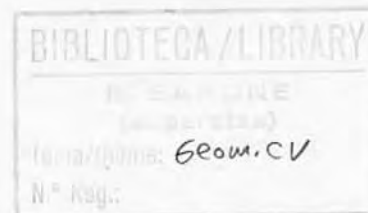


AGRUPAMENTO CIENTIFICO DE GEOLOGIA
DA UNIVERSIDADE DE LISBOA DA
JUNTA DE INVESTIGAÇÕES DO ULTRAMAR

GEOLOGIA DAS ILHAS DE CABO VERDE

POR

FREDERICO MACHADO



Lisboa — 1967

ÍNDICE

1. CARACTERÍSTICAS DO CONJUNTO	7
2. DESCRIÇÃO SUMÁRIA DAS ILHAS	9
2.1. As ilhas aparentemente mais antigas (Maio, Boavista, Sal)	9
2.2. A ilha de S. Vicente	12
2.3. As ilhas com base sienito-carbonatítica e lavas modernas (Brava, Fogo)	14
2.4. As outras ilhas (Santo Antão, Santiago, S. Nicolau e Santa Luzia)	20
3. ALGUNS PROBLEMAS APRESENTADOS PELA GEOLOGIA DESTAS ILHAS	23
4. REFERÊNCIAS	25

1. CARACTERÍSTICAS DO CONJUNTO

O arquipélago de Cabo Verde está situado no oceano Atlântico, sobre a vertente continental africana, entre as latitudes de 15 e 17° N e as longitudes de 23 e 25° W, aproximadamente. A vertente continental tem ali profundidade da ordem de 4000 m.

O arquipélago (fig. 1) compõe-se de dez ilhas que parecem formar um arco, aberto do lado ocidental. A área total é de 4033 km²; a ilha maior (Santiago) tem 991 km² e a menor (Santa Luzia) tem apenas 35 km². Existem ainda vários ilhéus (com áreas até 7 km²).

As ilhas mais orientais distam cerca de 500 km da costa africana. O mar, entre as ilhas e o continente, tem profundidade superior a 3000 m.

O clima é muito árido. As ilhas estão compreendidas na faixa climática responsável pelo deserto norte-africano, junto à zona de transição para o clima tropical; a chuva é escassa e cai durante o verão. A precipitação varia muito com a altitude: nas ilhas baixas a chuva anual atinge às vezes 100 mm; nos cimos das montanhas caem durante o ano 1000 mm ou mais. Embora a precipitação total seja, em regra, diminuta, o número de dias de chuva é também muito pequeno e por isso as poucas chuvadas costumam ser bastante fortes, causando frequentes enxurradas.

A temperatura é quase uniforme; as médias mensais ao nível do mar oscilam apenas entre cerca de 22° C no inverno e 26° C no verão. O vento dominante é o alisado de nordeste; excepcionalmente, sopra de leste o harmatão quente e seco, trazendo poeiras do deserto do Saara.

As ilhas são constituídas por rochas vulcânicas que, em muitos casos, estão sobrepostas a uma base mais antiga com intrusões de rochas granulares (cf. FRIEDLÄNDER, 1913). As rochas vulcânicas compreendem especialmente lavas e escórias de hábito basáltico e cúpulas ou tufos fonolíticos. A rocha granular predominante é o sienito nefelínico.

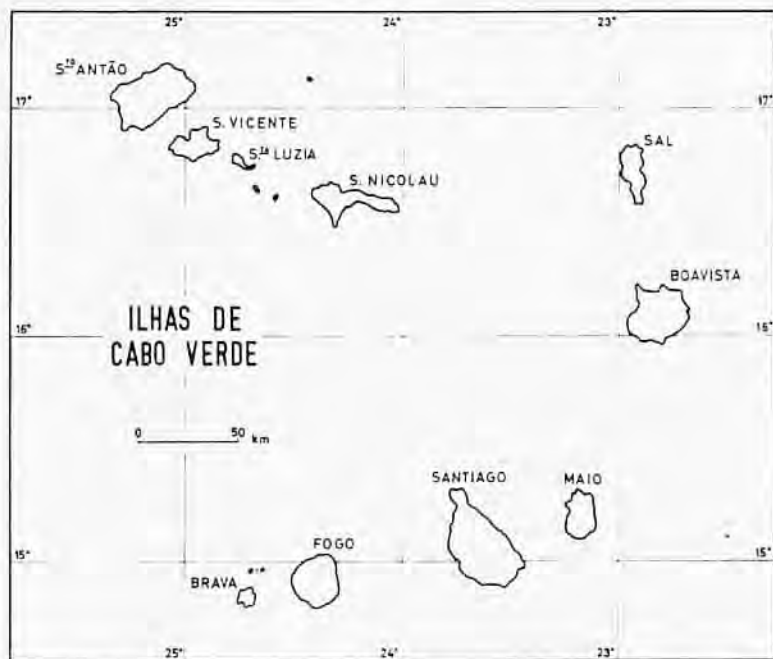


Fig. 1 — Mapa das ilhas de Cabo Verde

A ilha do Fogo é, ainda, um vulcão activo; nas restantes o vulcanismo deve, talvez, considerar-se extinto, não devendo, em muitas das ilhas, ter havido qualquer actividade desde o Pliocénico.

Abundam calcários fossilíferos que resultam, em geral, da submersão temporária de algumas das ilhas durante o Terciário.

Em muitas das ilhas reconhecem-se, também, a altitudes de várias dezenas de metros, terraços, devidos à abrasão marinha.

A geologia do arquipélago de Cabo Verde foi estudada por BACELAR BEBIANO entre 1926 e 1931. Foram, então, feitos excelentes esboços geológicos de todas as ilhas, excepto Fogo (BEBIANO, 1932). Recentemente foi publicada a carta geológica desta última ilha (MACHADO e ASSUNÇÃO, 1965) e está sendo também revista a geologia de várias ilhas, entre as quais a de Maio (A. SERRALHEIRO, comunicação pessoal).

2. DESCRIÇÃO SUMÁRIA DAS ILHAS

O arquipélago de Cabo Verde ocupa posição geológica de destaque entre as ilhas Atlânticas, facto que resulta, principalmente, de aparecerem ali formações de idade mesozóica. Nos outros arquipélagos do Atlântico Norte as rochas mais antigas são, talvez, miocénicas.

Vamos apresentar, sucessivamente, um resumo da geologia das várias ilhas de Cabo Verde.

2.1. As ilhas aparentemente mais antigas (Maio, Boavista, Sal)

As três ilhas orientais do arquipélago estão, praticamente, reduzidas a peneplanícies. Este aplanamento resultou, em parte, da submersão das ilhas, permitindo a formação de extensos terraços de abrasão, muitos deles cobertos mais tarde por sedimentos miocénicos (ou eventualmente pliocénicos e quaternários). Na parte interior das ilhas, o aplanamento, ainda incompleto, parece devido à acção das chuvas (escassas, mas torrenciais), ao longo de vários milhões de anos.

Na ilha de Maio aparecem calcários cretácicos com amonites. Estes sedimentos marinhos têm a espessura de 400 a 500 m. A base corresponde ao Hauteriviano; é formada por calcários, puros ou quase puros, de cor clara, com delgados leitos de sílex; estes calcários devem-se ter formado em profundidade, pelo menos, de 2000 m. As camadas seguintes, pertencentes ao Barremiano e ao Apciano, são às vezes margosas e correspondem, certamente, a menores profundidades; a ausência de areia prova, contudo, o afastamento da costa (STÄHLECKER, 1935; TEIXEIRA, 1950).

Estes sedimentos sofreram importantes deslocções tectónicas; as camadas estão, agora, em geral, muito inclinadas, às vezes quase verticais. Parecem formar uma cintura em volta da ilha; para o interior há, primeiro, zonas de fractura e, depois, um complexo eruptivo antigo que inclui lavas (?) e filões de aspecto basáltico e algumas intrusões de sienitos, dioritos, etc.

O mecanismo destas deslocções tectónicas é certamente complicado. A inclinação das camadas calcárias é, talvez, devida a fenómenos diapíricos, havendo indícios de metamorfismo de contacto. A erosão cortou, depois, a parte superior da estrutura (fig. 2).

Mais difícil é explicar a subida das camadas calcárias desde profundidades da ordem de 2000 m. Em qualquer caso, quando os calcários e o complexo eruptivo central atingiram a superfície ficaram sujeitos ao ataque da erosão pluvial ou marinha. Depois parece ter havido actividade vulcânica moderada; o magma subiu através da zona fracturada que circundava o complexo eruptivo inicial; os produtos extrusivos consistem em mantos de lavas de hábito basáltico e, possivelmente, camadas de tufo.

No fim do Terciário, parte da ilha esteve novamente submersa, depositando-se camadas horizontais de calcários fossilíferos, hoje elevados até altitudes de cerca de 100 m.

As ilhas da Boavista e do Sal não têm calcários mesozóicos mas apresentam-se, igualmente, aplanadas. Há, decerto, um complexo eruptivo mais antigo que é, também, formado por lavas e filões de

hábito basáltico, com pequenas intrusões granulares (especialmente sienitos nefelinicos e monzonitos nefelinicos). Na Boavista há um maciço intrusivo (micro-sienítico?) que parece ter fácies hipabissal.

Os complexos eruptivos mais antigos foram, provavelmente, talhados pela abrasão marinha e sobre eles desenvolveram-se algumas estruturas vulcânicas.



Fig. 2 — Corte geológico esquemático da ilha de Maio

Na ilha do Sal há um anel de tufo palagonítico, onde ainda se reconhece a cratera (que é utilizada agora como salina).

Nesta ilha as lavas são geralmente básicas (ou ultrabásicas). Pelo contrário, na Boavista, abundam os fonólitos, ao lado de produtos de hábito basáltico. Em ambas há calcários modernos.

Em Maio e no Sal suspeita-se da existência de filões carbonatíticos, facto que será discutido mais adiante.

Nas três ilhas orientais a actividade vulcânica parece ter sido pouco intensa e terminou certamente há muito tempo (Terciário superior?). Talvez seja esse o motivo por que se apresentam como peneplanícies, contrastando com a paisagem vigorosa da maioria das restantes ilhas.

As fracas altitudes excluem a possibilidade de chuvas de tipo orográfico. Por isso as ilhas têm aspecto extremamente árido. O mar

forma extensas praias de areia calcária (que é, depois, transportada pelo vento, formando dunas). As mais notáveis são talvez as da Boavista, a sul da vila de Sal-Rei. Ali, a areia tem às vezes um nível aquífero não muito profundo que permite a existência de oásis, com palmeiras tamareiras.

Nas praias há, frequentemente, lagunas onde a evaporação produz abundantes depósitos de sal. Muitas destas lagunas são exploradas como salinas.

Nestas ilhas baixas, com pluviosidade muito fraca, as condições hidrológicas são bastante severas.

A água das chuvas (que são, como dissemos, pouco abundantes) só é retida no chamado «nível de base» que fica pouco acima do nível do mar.

Se as ilhas são extensas, como sucede na Boavista e em Maio, a contaminação pela água do mar não atinge a área central, havendo facilidade de obter água doce por meio de poços.

Na ilha do Sal, que é muito estreita (largura média da ordem de 5 km), a água subterrânea é sempre salobra. A água para abastecimento do aeroporto teve de ser obtida por meio dum destilador, solução que é bastante cara.

2.2. A ilha de S. Vicente

Esta ilha, relativamente antiga, não está aplanada pela erosão como as três ilhas orientais do arquipélago. Em S. Vicente há, também, um complexo eruptivo mais antigo formado por rochas de hábito basáltico, muito alteradas e cortadas por numerosos filões (séries vulcânicas do Mindelo e da Saladinha, segundo BEBIANO, 1932). Neste complexo há intrusões de rochas granulares, especialmente de sienitos nefelínicos, e alguns filões carbonatíticos. (cf. ASSUNÇÃO e CANILHO, 1965).

A história geológica do complexo eruptivo antigo não está bem esclarecida. Não é impossível que se tenha formado no fundo

do mar, sendo posteriormente elevado; por enquanto, não se conhecem, porém, elementos de campo que permitam decidir este ponto.

Sobre o complexo antigo espalharam-se lavas básicas que devem ter formado um cone vulcânico de tipo compósito. Parece que, depois da formação do cone, não terá havido submersão duradoira da ilha; pelo menos não se conhecem, ali, terraços de abrasão com desenvolvimento semelhante ao dos terraços doutras das ilhas. Esta pode ser a razão porque a ilha não está transformada em peneplanície.

No centro do edifício vulcânico há, contudo, grande depressão, mais ou menos circular, com perto de 10 km de diâmetro. No fundo aflora o complexo eruptivo mais antigo. A depressão central não é, certamente, uma caldeira de afundimento porque, nesse caso, o complexo antigo deveria aparecer a maior altitude nas vertentes que circundam a depressão, facto que se não verifica. Trata-se, provavelmente, de simples forma de erosão (fig. 3).

Em época muito mais moderna houve actividade vulcânica na parte leste e nordeste, onde existem agora cones de escórias básicas, ainda bem conservados. Na ilha sentem-se, às vezes, abalos de terra que podem ter origem vulcânica.

Na costa nordeste há praias de areia calcária. O vento alisado dominante carrega esta areia por cima da crista montanhosa que tem, ali, perto de 300 m de altitude. Forma-se uma «ribeira de areia» que atravessa a cidade de Mindelo (parte entrando porventura na baía) e vai formar dunas no vale que se estende desde a cidade até S. Pedro, no extremo sudoeste.

A ilha de S. Vicente é relativamente baixa e, por isso, a pluviosidade é também fraca. A água da chuva parece acumular-se num nível de base, mas as pequenas dimensões da ilha não permitem evitar a contaminação pela água do mar. Por esse motivo a água subterrânea deve ser toda mais ou menos salobra, não servindo para consumo.

O abastecimento de água potável à cidade de Mindelo e ao seu importante porto é problema difícil que tem sido, até agora,

resolvido transportando água doce da vizinha ilha de Santo Antão, em pequenos barcos-cisterna. A água fica evidentemente muito cara.

A solução que estão encarando é a instalação de um destilador. O custo é, também, elevado, mas, infelizmente, não parece fácil encontrar melhor solução, uma vez que as reservas subterrâneas de água doce são praticamente inexistentes.



Fig. 3 — Corte geológico esquemático da ilha de S. Vicente: (os sienitos indicados são nefelínicos)

2.3. As ilhas com base sienito-carbonatítica e lavas modernas (Brava, Fogo)

Há um complexo eruptivo mais antigo, bem exposto na ilha Brava e nos ilhéus que lhe ficam ao norte. Parece ter sido formado inicialmente por basaltos palagonitizados que se supõe terem constituído o antigo fundo do mar. Nos palagonitos aparecem almofadas («pillows») que são mais um indicio da origem submarina daquelas lavas.

Nesta formação palagonítica instalou-se, mais tarde, uma intrusão que parece constituída por um anel (ou estrutura subanular) de rochas alcalinas, compreendendo sienitos nefelínicos, ijolitos

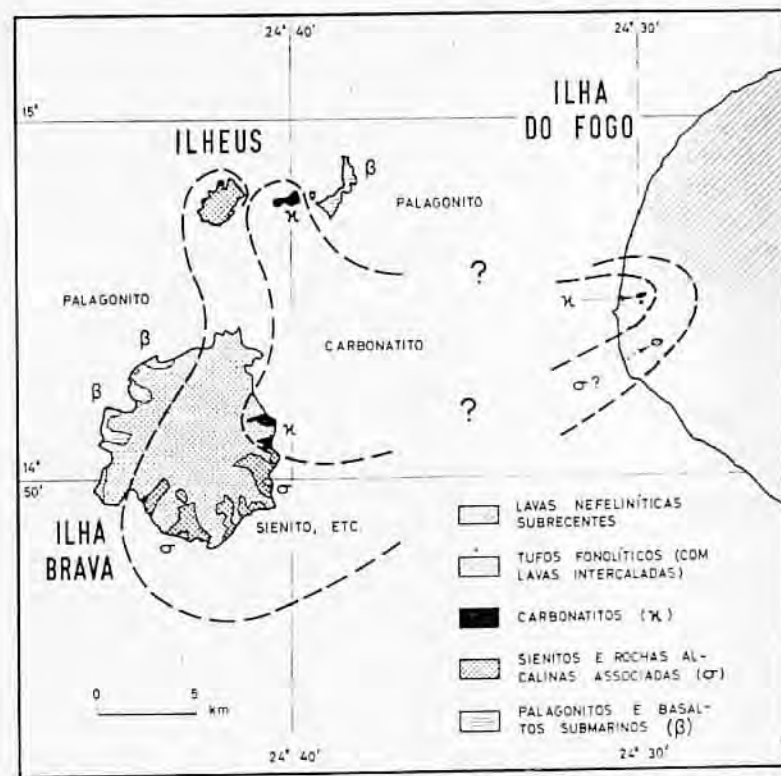


Fig. 4 — Esboço hipotético da intrusão sienito-carbonatítica das ilhas Brava e do Fogo (segundo Machado, Azeredo Leme e Monjardino, artigo em preparação); os sienitos indicados são nefelínicos

e diversas segregações ultrabásicas (e carbonatíticas) associadas: no centro aparecem carbonatitos (dominantes) que afloram também na ilha do Fogo e nos ilhéus do Rombo. Estes carbona-

titos são formados essencialmente por calcite, tendo como acessórios a biotite, a apatite e vários outros minerais.

Nada se sabe sobre a geologia do fundo do mar entre a Brava, o Fogo e os ilhéus. A estrutura desenhada nas figs. 4 e 5 (MACHADO, AZEREDO LEME e MONJARDINO, artigo em preparação) corresponde portanto a uma interpolação especulativa. Se for legítima essa interpolação, esta será uma das mais extensas intrusões sienito-carbonatíticas de que há notícia.

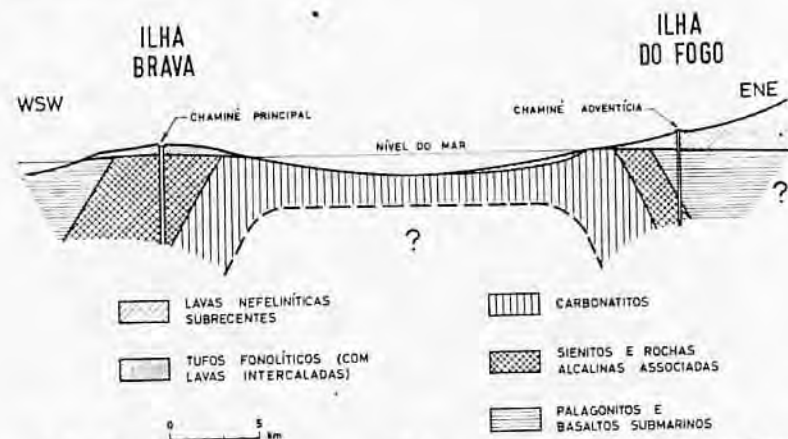


Fig. 5 — Corte geológico esquemático e hipotético das ilhas Brava e do Fogo (segundo Machado, Azeredo Leme e Monjardino, artigo em preparação); os sienitos indicados são nefelínicos

O palagonito do ilhéu de Cima é cortado por alguns filões carbonatíticos. Filões análogos foram encontrados em S. Vicente, no Sal e, porventura, em Maio (A. SERRALHEIRO, comunicação pessoal).

A história dos carbonatitos de Cabo Verde tem considerável interesse.

Em 1890, EIGEL (cf. HEINRICH, 1966, p. 552) referiu na ilha de Maio, junto ao Monte Batalha, uma rocha que seria «intermédia

entre os fonólitos e os calcários»; esta rocha continha biotite e hornblenda em matriz de calcite e ortoclase.

Em 1932, BEBIANO descreveu filões «calcários» em S. Vicente e nos ilhéus do Rombo, tendo-lhes atribuído origem ígnea (sem excluir a possibilidade da calcite ter, em parte, substituído outros minerais).

Em 1960, BURRI admitiu que pudessem ser carbonatitos várias amostras pertencentes à colecção de FRIEDLÄNDER, as quais observou apenas em lâmina delgada. Estas provinham todas da parte meridional da ilha Brava.

Finalmente, em 1966, foi possível estabelecer definitivamente a existência de carbonatitos em Cabo Verde (ASSUNÇÃO, *et al.*, 1966), através da abundância característica de bário e estrôncio (e de outros oligo-elementos) em várias amostras estudadas.

O complexo mais antigo, depois de elevado acima do nível do mar, foi atravessado por várias chaminés vulcânicas. Na Brava as erupções produziram lavas e tufos geralmente fonolíticos, que cobrem a maior parte da ilha. Desde o povoamento, no princípio do século XVI, não se registou ali qualquer erupção. Contudo, a actividade não parece muito antiga e os abalos de terra que ali se têm sentido podem estar relacionados com movimentos magmáticos.

Esta ilha apresenta uma chaminé central bem individualizada (Fundo Grande). A erosão começa a talhar alguns vales.

Na ilha do Fogo parece ter havido duas fases vulcânicas distintas: o complexo carbonatítico está recortado por numerosos filonetes de lavas alcalinas, mais ou menos alteradas, que não penetram, em caso nenhum, nas lavas modernas que cobrem agora o complexo. A intrusão destes filões talvez tenha produzido erupções à superfície, mas os respectivos produtos terão sido removidos pela erosão. Esta actividade pode ter sido submarina.

Mais recentemente, depois dos carbonatitos se terem elevado acima do mar, a actividade vulcânica da ilha do Fogo concentrou-se a leste daquele complexo, mais antigo, tendo construído um grandioso

cone que deve ter atingido perto de 4000 m de altitude. As lavas são nefeliniticas ou afins e alternam com camadas de piroclastos; numerosos cones de escórias distribuem-se também pelos flancos da montanha (cf. MACHADO e ASSUNÇÃO, 1965), muitos deles tendo dado origem a correntes de lava.

Admite-se que esta actividade seja produzida por uma câmara magmática não muito profunda (MACHADO, 1965b). É notável, contudo, a ausência (total ou quase total) de diferenciação.

A actividade manteve-se predominantemente efusiva. A grande altura da parte central da montanha deve ter causado desequilíbrio isostático no tecto da câmara magmática e produzido um notável afundimento circular, com 8 km de diâmetro, que é a caldeira da Chã (cf. MACHADO, 1965a, p. 63). O bloco central desceu cerca de 1000 m.

O cone devia ser assimétrico, talvez em consequência de falha profunda (que parece prolongar-se até S. Nicolau). Por causa desta assimetria, o bordo da caldeira era muito mais baixo do lado leste; as lavas recentes encheram o fundo da caldeira e transbordaram por esse lado.

Quando a ilha do Fogo começou a ser habitada (à volta do ano 1500), supõe-se que a chaminé central estava em actividade mais ou menos continua, a qual se terá prolongado até meados do século XVIII. Daí para cá registaram-se os seguintes episódios efusivos:

- 1769? — efusão duvidosa na parte sul da Chã;
- 1785 — erupção importante, com actividade em várias chaminés adventicias, produzindo cerca de 10 milhões de m³ de lava;
- 1799, 1847 e 1852 — pequenas efusões na parte norte da Chã (1 a 2 milhões de m³ de lava);
- 1857 — efusão a sul (e oeste?) da Chã, com 2 milhões de m³ de lava;
- 1951 — importantes efusões, a norte e sul da Chã, produzindo cerca de 10 milhões de m³ de lava.

Da última erupção há estudos muito completos (RIBEIRO, 1954; ASSUNÇÃO, 1954).

O cone central está, actualmente, 1200 m acima da Chã, atingindo a altitude de 2829 m. A cratera principal tem 500 m de diâmetro e cerca de 180 m de profundidade. Dentro há solfataras activas.

Num dos cones adventicios de 1951 aparecem fumarolas, quando chove, porque a temperatura do solo é ainda superior a 100° C.

As condições hidrológicas da ilha Brava são razoavelmente favoráveis.

A ilha, apesar de pequena, tem forma planáltica, com altitudes variando de 700 a perto de 1000 m. As nuvens são quase permanentes e a chuva, nas partes altas, é suficiente para alimentar um lençol aquífero que é retido pelo complexo antigo, suficientemente impermeável.

A altitude das nascentes principais é da ordem de 250 m. Os caudais permitem algum regadio, especialmente notável no vale da Fajã de Água, no lado oeste da ilha. Do outro lado há a nascente mineralizada do Vinagre que produz uma boa água de mesa (água bicarbonatada).

A água para o abastecimento da população terá de ser captada àquele nível, elevando-se, depois, com bombas, para as povoações altas (localizadas a altitudes de 500 a 700 m).

No Fogo, as condições de pluviosidade são muito dependentes da altitude e da exposição aos ventos dominantes. À beira-mar, do lado sul, a precipitação média anual não atinge 200 mm, na costa do lado norte o valor é já duplo, e dentro da caldeira a média anual excede 1000 mm.

Esta chuva é suficiente para alimentar níveis aquíferos mas, infelizmente, as lavas recentes estão fendilhadas e apresentam permeabilidade «em grande». A água infiltra-se e praticamente só pára no nível de base. Por isso as melhores nascentes surgem ao

nível do mar; servem bem para o abastecimento da população (depois de elevada a água com o auxílio de bombas), mas não permitem regadio.

Excepcionalmente há águas retidas por tufos impermeáveis que alimentam pequenas nascentes altas (dentro e fora da caldeira). As reservas a níveis elevados devem ser, porém, insignificantes, servindo, quando muito, para o abastecimento de alguns pequenos núcleos populacionais.

2.4. *As outras ilhas (Santo Antão, Santiago, S. Nicolau e Santa Luzia)*

Santo Antão e Santiago são ilhas não muito antigas, onde a erosão torrencial talhou profundos vales. Estas ilhas parecem não ter estado submersas (em grau significativo) depois da actividade vulcânica que construiu os elevados dorsos montanhosos ali existentes. Contudo, em Santiago há terraços de abrasão (e alguns calcários marinhos) que atestam curtas submersões.

Em Santo Antão não há variações de nível semelhantes, encontrando-se apenas algum calcário marinho a atestar um pequeno movimento de elevação.

Na ilha de Santo Antão as lavas mais antigas têm hábito basáltico e formam elevado dorso montanhoso com altitudes próximas de 2000 m. Parece ter havido vários centros vulcânicos principais: um correspondente à Cova, outro ao Tope da Coroa e possivelmente um terceiro, em posição intermédia, hoje muito destruído pela erosão.

Ao contrário do que sucedeu em muitas das outras ilhas, nota-se em Santo Antão importante diferenciação magmática.

As últimas erupções emitiram produtos muito mais ácidos e tiveram carácter altamente explosivo. A ilha deve ter ficado coberta de pedra-pomes e cinzas fonolíticas. Parte da pedra-pomes está

aglutinada em tufos pozolânicos que devem corresponder a avalanchas ardentes (actividade peleana).

Não estão bem averiguadas quais as chaminés por onde foi emitida a pedra-pomes, mas habitualmente este material provém de chaminés centrais. É possível também que as explosões fonolíticas tenham drenado a parte superior da câmara magmática causando o afundimento da pequena caldeira da Cova, com 800 m de diâmetro e 200 de profundidade.

A pozolana de Santo Antão é explorada industrialmente (servindo como correctivo do cimento de construção).

Junto à costa aparecem tufos palagoníticos que correspondem a erupções relativamente modernas. Nada têm que ver com os palagonitos antigos que aparecem na Brava. Santo Antão é talvez a única ilha de Cabo Verde onde não afloram rochas granulares.

A ilha não deve ser muito antiga: há lavas de hábito basáltico, ainda relativamente frescas, que cobriram as camadas pumíceas. Contudo, as torrentes que descem da elevada crista montanhosa têm aberto grandiosos vales de erosão e descoberto um complicado sistema filoniano (BEBIANO, 1932); causa certa estranheza que não aflorem intrusões de rochas granulares.

A geologia da ilha de Santiago é muito mais complexa. O dorso vulcânico atinge altitudes de perto de 1400 m e foi também muito cortado pela erosão, que talhou profundos vales. Os centros vulcânicos iniciais já não são facilmente reconhecíveis.

Há considerável variedade de lavas básicas, juntamente com alguns fonólitos. As variações do nível do mar, atrás referidas, permitiram o depósito de alguns sedimentos calcários e a formação de lavas em almofada.

Há um pequeno afloramento de sienito nefelinico que pertence, decerto, a um complexo eruptivo, análogo ao das outras ilhas. Aqui, está, porém, escassamente representado.

A ilha de S. Nicolau forma também um dorso, com orientação E-W, que é atravessado na direcção N-S por notável escarpa

de falha. BEBIANO (1932) admitiu que esta é a mesma falha cuja existência se suspeita sob a ilha do Fogo.

O bloco mais elevado fica a oeste e atinge a altitude de 1300 m. A erosão já modificou o aspecto da escarpa mas a rejeição inicial da falha devia ser superior a 500 m.

As rochas da ilha são produtos de hábito basáltico, com alguns fonólitos e outras rochas relativamente ácidas (traquitos, traquian-desitos).

Na base da escarpa de falha afloram palagonitos, que podem corresponder ao complexó mais antigo (A. LEME, comunicação pessoal). Em vários pontos da ilha parecem existir também pequenas segregações de rochas granulares.

A pequena ilha de Santa Luzia e os ilhéus vizinhos são formados por rochas predominantemente básicas. Em Santa Luzia há um domo de monzonito nefelinico, mas é duvidoso se essa intrusão é subvulcânica.

As condições hidrológicas de Santo Antão e de Santiago são bastante favoráveis. Nas cristas montanhosas destas ilhas a pluviosidade é relativamente elevada e a constituição litológica inclui níveis impermeáveis que retêm lençóis aquíferos.

Há numerosas nascentes aproveitadas para regadio, sendo notável o contraste entre as zonas costeiras áridas e os vales regados.

Em muitos pontos a água subterrânea está perto da superfície, sendo fácil a captação por meio de poços não muito profundos. Aqui, um estudo geológico cuidadoso pode conduzir a resultados económicos de muito interesse.

Na parte ocidental de S. Nicolau há, também, regadio, embora em menor escala.

Um facto notável é a abundância de nascentes bicarbonatadas alcalinas na ilha de Santo Antão. Isso está certamente relacionado com a relativa juventude dos fenómenos vulcânicos dessa ilha.

A fraca altitude da ilha de Santa Luzia torna a chuva muito escassa. O terreno é árido e a ilha é praticamente desabitada (com excepção de uma ou duas famílias de pastores).

3. ALGUNS PROBLEMAS APRESENTADOS PELA GEOLOGIA DESTAS ILHAS

As rochas de Cabo Verde são caracterizadas por elevada alcalinidade e muita deficiência de sílica. Isto corresponde a uma província magmática de tipo atlântico forte.

É interessante comparar os pontos de isofalia de Niggli das várias ilhas do Atlântico (cf. BERTHOIS, 1950):

Cabo Verde	130
Canárias	133
Madeira	143
Açores	158
Santa Helena	158
Ascensão	192

Como o carácter atlântico diminui quando aumenta a isofalia, conclui-se que as ilhas da crista média (Açores, Ascensão, Santa Helena) são menos «atlânticas» do que as ilhas situadas junto do bloco africano (Cabo Verde, Canárias).

Por outro lado BERTHOIS (1950) chamou a atenção para a analogia entre as rochas das ilhas de Cabo Verde (e das vizinhas ilhas de «Los» = ilhas dos Ídolos) e as do grande rifte da África oriental. Relação semelhante foi encontrada por BURRI (1960) entre as rochas de Cabo Verde e as do rifte do Reno, na Alemanha ocidental.

Estas analogias fazem suspeitar de que o vulcanismo de Cabo Verde tenha correspondido à fracturação de um bloco continental (cf. ASSUNÇÃO e ÇANILHO, 1965). O argumento viria reforçar a ideia de que a abertura completa do Atlântico (isto é, a ligação

entre o Atlântico Norte e o Atlântico Sul) se possa ter ultimado no Cretácico inferior (TEIXEIRA, 1950).

As ilhas de Cabo Verde, e porventura as Canárias, são portanto uma reliquia de vulcanismo dentro de antigo rifte, pelo qual teria começado a abertura do oceano Atlântico. O assunto tem imenso interesse para as teorias geotectónicas.

Outro aspecto importante é a presença (acima do nível do mar) de sedimentos que parecem corresponder a um mar de profundidade superior a 2000 metros. Também as intrusões de rochas granulares da ilha Brava fazem admitir considerável subida do fundo do mar; com efeito, o carácter granular dos sienitos nefelínicos exige que a solidificação se tenha feito sob uma cobertura de rochas preexistentes (que são neste caso palagonitos submarinos) com espessura de centenas de metros. As camadas devem ter-se elevado 1000 m ou mais para a erosão poder remover o tecto da intrusão, deixando descobertos os sienitos nefelínicos que actualmente se encontram a mais de 500 m acima do nível do mar.

Parece, portanto, que o pedestal submarino das ilhas não corresponde à simples acumulação de materiais vulcânicos sobre o fundo do mar, tendo havido movimentos epirogênicos de amplitude notável. A causa destes movimentos não está, por enquanto, bem compreendida.

Resta o problema da idade das ilhas. Os calcários da ilha de Maio estão bem datados, correspondendo ao Cretácico inferior (Hauteriviano/Arciano). Nada se sabe porém sobre a idade das outras ilhas.

O aspecto dos carbonatitos da ilha do Fogo denota, certamente, antiguidade considerável. Diferentes geólogos têm-lhe atribuído idades que variam desde o Paleozóico até ao Terciário. Este ponto será certamente decidido pela idade radiométrica da formação, a qual se está tentando obter.

A datagem do complexo eruptivo mais antigo das ilhas de Cabo Verde dará também contribuição importante para o estudo geotectónico do oceano Atlântico.

4. REFERÊNCIAS

- ASSUNÇÃO, C. F. Torre de (1954) — *Expedição Científica à Ilha do Fogo — Estudos Petrográficos*. J. Inv. Ultramar, Lisboa.
- ASSUNÇÃO, C. F. T. de e CANILHO, M. H. (1965) — Petrografia da ilha de S. Vicente; novos elementos para o seu conhecimento. *Garcia de Orta*, v. 13, pp. 235-258.
- ASSUNÇÃO, C. F. T. de, MACHADO, F. e DAVID GOMES, R. A. (1965) — On the occurrence of carbonatites in the Cape Verde Islands. *Bol. Soc. Geol. Port.*, v. 16, pp. 179-188.
- BEBIANO, J. Bacelar (1932) — A geologia do arquipélago de Cabo Verde. *Com. Serv. Geol. Port.*, t. 18, pp. 1-275.
- BERTHOIS, L. (1950) — *Contribution à la Connaissance Lithologique de l'Archipel du Cap. Vert.* J. Inv. Col., Lisboa.
- BURRI, C. (1960) — Petrochemie der Capeverden und Vergleich des Capverdischen Vulkanismus mit demjenigen des Rheinlandes. *Schweiz. Min. Mitt.*, v. 40, pp. 115-161.
- FRIEDLÄNDER, I. (1913) — *Beiträge zur Kenntnis der Kapverdischen Inseln*. Dietrich Reimer, Berlin.
- HENRICH, E. W. (1966) — *The Geology of Carbonatites*. Rand McNally, Chicago.
- MACHADO, F. (1965a) — *Vulcanismo das Ilhas de Cabo Verde e das outras Ilhas Atlântidas*. J. Inv. Ultramar, Lisboa.
- (1965b) — Mechanism of Fogo volcano, Cape Verde Islands. *Garcia de Orta*, v. 13, pp. 51-56.
- MACHADO, F. e ASSUNÇÃO, C. F. T. de (1965) — Carta geológica de Cabo Verde (na escala de 1/100 000); notícia explicativa da folha da ilha do Fogo; estudos petrográficos. *Garcia de Orta*, v. 13, pp. 597-604.
- RIBEIRO, O. (1954) — *A Ilha do Fogo e as suas Erupções*. J. Inv. Ultramar, Lisboa.
- STAHLCKER, R. (1935) — Neocom auf der Kapverden-Insel Maio. *Neues Jahrb. Min. Geol. Paläont.*, v. 73, pp. 265-301.
- TEIXEIRA, C. (1950) — Notas sobre a geologia das Ilhas Atlântidas. *An. Fac. Cién. Porto*, t. 33, pp. 193-233.