

Estudo geológico, petrológico e vulcanológico da ilha de Santiago (Cabo Verde) ⁽¹⁾

C. A. MATOS ALVES

Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa

J. R. MACEDO

Laboratório de Estudos Petrológicos e Paleontológicos do Ultramar (JICU)

L. CELESTINO SILVA

Laboratório de Estudos Petrológicos e Paleontológicos do Ultramar (JICU)

A. SERRALHEIRO

Laboratório de Estudos Petrológicos e Paleontológicos do Ultramar (JICU)

A. F. PEIXOTO FARIA

Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa

(Recebido em 15-XII-1979)

Apresenta-se a carta geológica da ilha de Santiago (Cabo Verde) na escala de 1 : 100 000, acompanhada da interpretação da sequência vulcano-estratigráfica e do estudo petroquímico dos complexos lávicos e granulares. Com base no estudo geoquímico dos elementos maiores e na análise estatística (uni e multivariada), discute-se a evolução magmática da ilha e a sua integração no quadro geral do magmatismo do arquipélago.

The geological map of Santiago island (Cape Verde) scale 1 : 100 000 is presented, accompanied by the interpretation of the volcano-stratigraphic sequences and by a petrographic and chemical study of the volcanic and granular complexes. The magmatic evolution of the island and its relation with the general scheme of the archipelago is discussed on basis of a geochemical study of the major elements including univariate and multivariate statistical analyses.

INTRODUÇÃO

Com a elaboração da carta geológica na escala de 1:100 000 da ilha de Santiago, Cabo Verde, criou-se a oportunidade de apresentar o estudo geológico-petrológico e vulcanológico desta ilha, enquadrado no do arquipélago e em comparação com elementos respeitantes a outras ilhas da grande bacia atlântica ⁽²⁾.

Santiago é a maior ilha do arquipélago de Cabo Verde, situado a 450 km a oeste do cabo homónimo, no Senegal, entre 22° 30' e 25° 30' de longitude W. e 17° 30' e 15° 00' de latitude N. (fig. 1). O arquipélago situa-se a cerca de 2000 km a leste da localização actual do *rift* médio-atlântico, tendo, porém, segundo alguns autores, «occupied a mid-oceanic position in early

⁽¹⁾ Comunicação apresentada oralmente no Encontro de Geociências (Lisboa, 10-14 de Dezembro, 1979).

⁽²⁾ Existe um estudo eminentemente geológico (tese de doutoramento), com cartografia geológica na escala de 1 : 25 000 da autoria de A. Serralheiro (1976).

mosozoic time» (Rona, 1970, citado por Gunn & Watkins, 1976). As ilhas podem, então, ser consideradas de intraplaca e/ou de *spreading-center*.

MORFOLOGIA

O relevo actual, dividido em dois maciços importantes, as serras do Pico da Antónia e da Malagueta (e alguns acidentes periféricos), resultou da dissecação erosiva do último grande edifício vulcânico erigido pelos derrames do Complexo eruptivo do Pico da Antónia. Os materiais piroclásticos têm pequeno desenvolvimento no conjunto das formações, pelo que apenas localmente influenciam a morfologia. O enorme aparelho vulcânico, que se inclui nos grandes vulcões em «escudo» (Serralheiro, 1976, p. 18, fig. 1), tem no fundo do mar dimensões muito grandes, que, verdadeiramente, não se podem determinar porque a sua base embrica com a de aparelhos adjacentes. Pode falar-se, se esquecermos o vulcanismo adventício, de um grande aparelho vulcânico muito destruído (a maior altitude actual

não corresponde, obviamente, à altura máxima outrora alcançada), onde se destacam grandes depressões erosivas, como S. Jorge dos Órgãos, e planuras pouco inclinadas, de dois tipos: as do interior da ilha, correspondentes à sobreposição de derrames pouco inclinados (2° a 10°), e as do litoral (sobretudo sul e sudeste), as «achadas», resultantes da aplanagem litoral, de idade quaternária.

ESQUEMA VULCANO-ESTRATIGRÁFICO

A sequência dos acontecimentos geológicos na ilha é a seguinte (dos mais antigos para os mais recentes):

- I — Complexo eruptivo interno, antigo.
- II — Conglomerados anteformação dos Flamengos.
- III — Formação dos Flamengos.
- IV — Formação dos Órgãos.
- V — Formação lávica pós-Formação dos Órgãos.

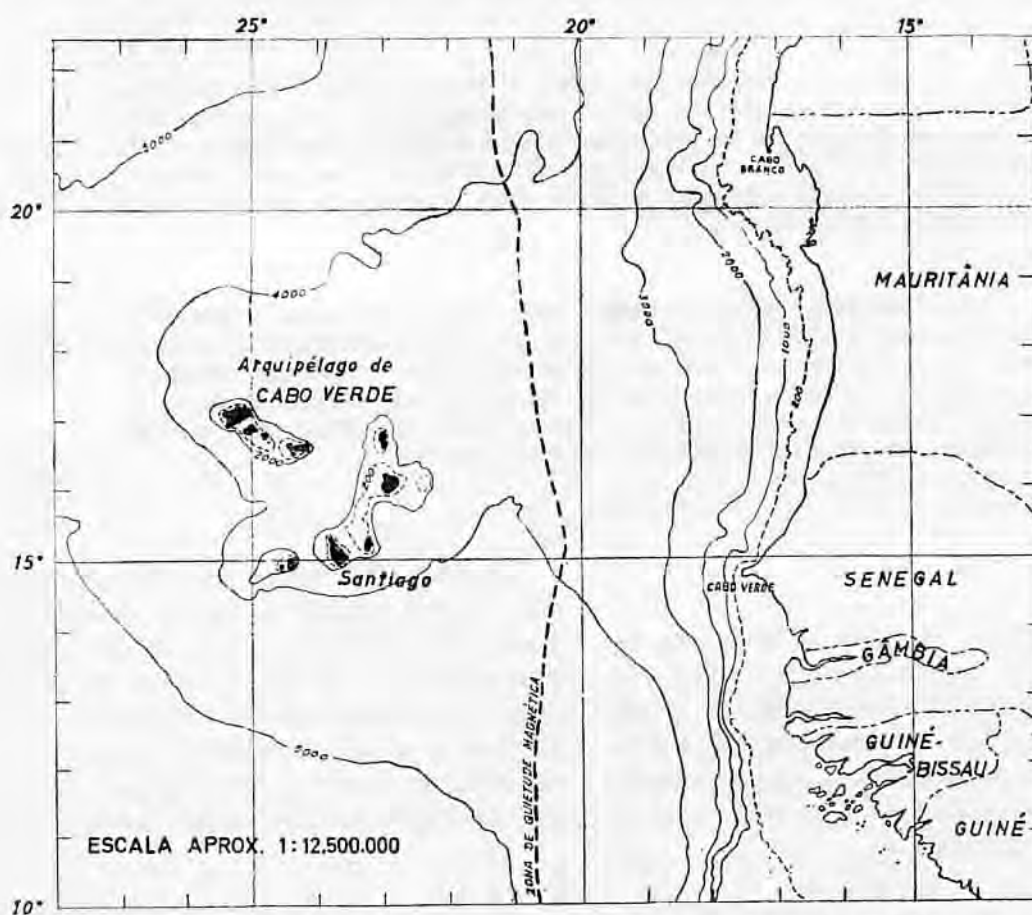


Fig. 1 — Localização do arquipélago em relação à linha de quietude magnética (in LANCELOT, Y. SEIBOLD, E. et al. — *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project*. Washington (U. S. Government Printing Office), XLI, 1977, p. 234, modificado)

- VI — Sedimentos posteriores à Formação dos Órgãos e anteriores às lavas submarinas inferiores (LRi) do Complexo eruptivo do Pico da Antónia.
- VII — Complexo eruptivo do Pico da Antónia.
- VIII — Formação da Assomada.
- IX — Formação do Monte das Vacas.
- X — Formações sedimentares recentes de idade quaternária.

Este esquema vulcano-estratigráfico tem paralelo (nos seus traços gerais) noutras ilhas do arquipélago, embora nalgumas sejam notórias certas diferenças fundamentais.

Estão neste caso a ilha de Maio, onde formações sedimentares jurássicas e cretácicas, inexistentes em quaisquer outras ilhas do arquipélago, constituem acontecimento fundamental que baliza cronologicamente os acidentes que se lhe sucedem (Serralheiro, 1968 e 1976, Cleintuar & Ealey, 1971, Klerkx *et al.*, 1971 e 1974, Rigassi, 1975, Paepe *et al.*, 1974, Gunn & Watkins, 1976).

Também o aparecimento de «lavas tholeiíticas» segundo alguns autores (Paepe & Klerkx, 1974) é facto *sui generis* naquelas paragens, relevante da existência de *mesozoic ridge*, que não deixa de suscitar dificuldades interpretativas.

No quadro I podem ver-se em paralelo as sequências vulcano-estratigráficas das várias ilhas com as suas concordâncias, discordâncias e lacunas (Serralheiro, 1976).

Da análise desse quadro evidencia-se a sequência vulcanológica mais completa da ilha de Santiago, enquanto noutras ilhas (Brava, Boa Vista, etc.) é nítida a predominância de rochas félsicas (sienitos nefelínicos, fonólitos, etc.), sendo, por vezes, extremamente desenvolvidos os complexos granulares, sub e intravulcânicos.

Na figura 2 apresentam-se alguns dos cortes geológicos mais representativos da ilha de Santiago, onde se pode observar a posição relativa das diversas unidades geológicas.

GEOLOGIA E PETROGRAFIA

I — Complexo eruptivo interno, antigo

Esta designação corresponde às formações mais antigas da parte emersa da ilha e diz respeito, fundamentalmente, à densíssima rede filoniana que forma como que o esqueleto do vulcão

no nível actual da erosão. Encontram-se afloramentos desta unidade geológica até altitudes de 650 m, demonstrando que o crescimento do aparelho eruptivo se terá feito por actividade central e, depois, filoniana e difusa, o que justifica a dispersão do Complexo eruptivo interno, antigo, por quase toda a superfície actual da ilha. Os filões, na sua actividade, teriam destruído quase completamente as escoadas, hoje resumidas, aqui e acolá, a meros encraves ou formações de aparência brechóide.

No actual nível de erosão são fundamentalmente visíveis os filões básicos e fono-traquíticos e as intrusões de rochas granulares.

Foi possível estabelecer, em linhas gerais, neste Complexo eruptivo interno, antigo, a seguinte cronologia relativa:

- a) Complexo filoniano de base de natureza essencialmente basáltica (CA);
- b) Intrusões de rochas granulares silicatadas (γ);
- c) Brechas intravulcânicas e filões brechóides (B);
- d) Intrusões e extrusões fonolíticas e traquíticas (ϕ);
- e) Carbonatitos (Cb).

As relações entre as várias formações nem sempre são claras. Sabe-se que os carbonatitos são, nalguns afloramentos, mais modernos que as rochas granulares silicatadas e as brechas profundas, enquanto noutros locais atravessam fonólitos e traquitos que, por sua vez, são posteriores às granulares, parecendo, assim, tardios em relação a este cortejo de acontecimentos. Já não foi possível, por exemplo, correlacionar lateralmente as formações filonianas da mesma natureza, pertencentes a manchas do «Complexo eruptivo interno, antigo» afastadas geograficamente. De resto, é facto comprovado que há recorência dos tipos petrográficos na história geológica das ilhas.

Os afloramentos das rochas do Complexo eruptivo interno, antigo, repartem-se, fundamentalmente, por três zonas: no Norte, na baía do Tarrafal, Chão de Arruela e baía de Angra; no Centro, na vasta depressão ladeada pelas serras do Pico da Antónia, da Malagueta, de Palha Carga, de Monte Pedroso, etc., e no Sul, nos vales das ribeiras de Santa Ana, de S. Martinho Grande, da Trindade, do Forno, de Veneza, de S. Domingos, de Portete, de S. Francisco, do Lobo, etc.

As zonas assinaladas coincidem com as zonas de baricentros identificadas na ilha (Victor, 1970, p. 110-117, fig. 2.41), que podem ver-se na figura 3.

a) Complexo filoniano de base (CA)

Estas formações, em geral muito alteradas e de natureza essencialmente basáltica, são as predominantes no Complexo eruptivo interno, antigo. Constituem densa e complexa rede filoniana (est. I, fig. 1) associada, localmente, a brechas vulcânicas e restos de possíveis mantos.

As rochas têm em regra textura porfírica de matriz fina ou mesmo criptocristalina, contendo por vezes material vítreo e/ou zeolítico. Parecem fazer parte de uma série petrográfica cujos termos vão dos ankaratritos aos basanitos ou se apresentam mais ou menos despídos de feldspato e extremamente vítreos, do tipo limburgito. O mais representativo parece ser o basanítico.

Todas as rochas se encontram profundamente fracturadas, estando as fissuras preenchidas por material zeolítico e/ou carbonatado e apresentando fenómenos de reabsorção com transformações periféricas de cristais de biotite, anfíbola e piroxena, com formação de auréolas de grânulos de piroxena verde e minerais opacos. A piroxena, ligeiramente acastanhada, pleocrónica, é augite; pode existir aegirina-augite. A primeira pode apresentar bordos, ou mesmo núcleos, de natureza sódica.

b) Intrusões de rochas granulares silicatadas (γ)

As rochas granulares silicatadas (que formam complexos subvulcânicos e/ou intravulcânicos), em particular as do tipo ijólito-melteijítico, parecem apresentar íntimas relações geológicas e, pelo menos aparentemente, petrogenéticas, com os carbonatitos (filões e pitões).

Dos inúmeros afloramentos granulares (Serralheiro, 1976) destacam-se os dos montes Gonzalo (Afonso e Pensamento, das ribeiras de S. Filipe, do Forno (Figueira de Portugal), de Santa Ana, dos Engenhos e do monte Alto de Deus E Grande (Ribeirão Manuel), onde predominam rochas silicatadas subsaturadas, alcalinas, enquanto nos afloramentos das ribeiras da Barca (Canafistula), do Charco e de Sansão e na zona norte da ilha (baía de Angra e Chão de Arruela) são fundamentais, ou exclusivos, os carbonatitos.

As rochas silicatadas alcalinas, que mostram frequentes sinais de metassomatismo alcalino e/ou cálcico, são gabros feldspatódicos, olivínicos (porfíricos ou equigranulares, localmente com *layering* subvertical), mela e monzogabros feldspatódicos, gabros essexíticos, piroxenitos escassamente feldspatódicos, sienitos, melassienitos e monzossienitos feldspatódicos e rochas ijólito-melteijíticas.

Particularmente importantes são os afloramentos das áreas do monte Pensamento e da ribeira do Forno (Figueira de Portugal). No primeiro ou há duas fases ijólito-melteijíticas (uma das quais evoluiu para um metassomatito cálcico com hidrogrossulária, vesuvianite, wollastonite, xonotlite e flogopite) e duas fases posteriores de rochas sieníticas (Silva & Figueiredo, 1976) ou uma única fase ijólito-melteijítica afectada por acções metassomáticas selectivas e localizadas, responsáveis pela formação do «metassomatito cálcico», podendo esta última rocha corresponder a um tipo de fenito pouco frequente (Silva, 1979).

No referido afloramento (Silva, *op. cit.*) o material sienítico — que coexiste na brecha ígnea com elementos de natureza ijólito-melteijítica (ricos de biotite, biotite flogopítica e apatite) —, se nalguns locais parece corresponder a uma fase intrusiva, noutros sugere segregações *in situ* (na bolsa magmática) a partir de diferenciados básicos. Recortando aquelas formações, são frequentes filões de carbonatito dolomítico e de prováveis monchiquitos.

Na área de Figueira de Portugal as rochas granulares silicatadas formam um afloramento principal na ribeira do Forno, a jusante da Povoação da Fábrica, e nas elevações que se desenvolvem desde a margem direita (Silva, 1977). A partir da base pode ver-se piroxenito alcalino grosseiro (com escassos feldspatóides e plagioclase), passando gradualmente para o topo da formação, a gabros feldspatódicos, olivínicos, frequentemente porfíricos. A zonagem subvertical e subparalela, observada em alguns domínios do afloramento, corresponde, fundamentalmente, a um bandado com diferentes proporções relativas de plagioclase cálcica, de augite-salite, titanífera, de olivina magnésiana (Fa₁₅₋₃₅) e de magnetite com exsolução de ilmenite.

Nos piroxenitos e nos gabros alcalinos são frequentes segregações sieníticas, analcito-nefelínicas e kaersutíticas.

Finalmente, cortando os tipos petrográficos anteriores, podem ver-se estruturas filonianas de

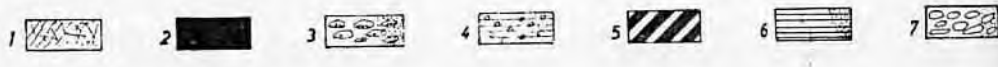
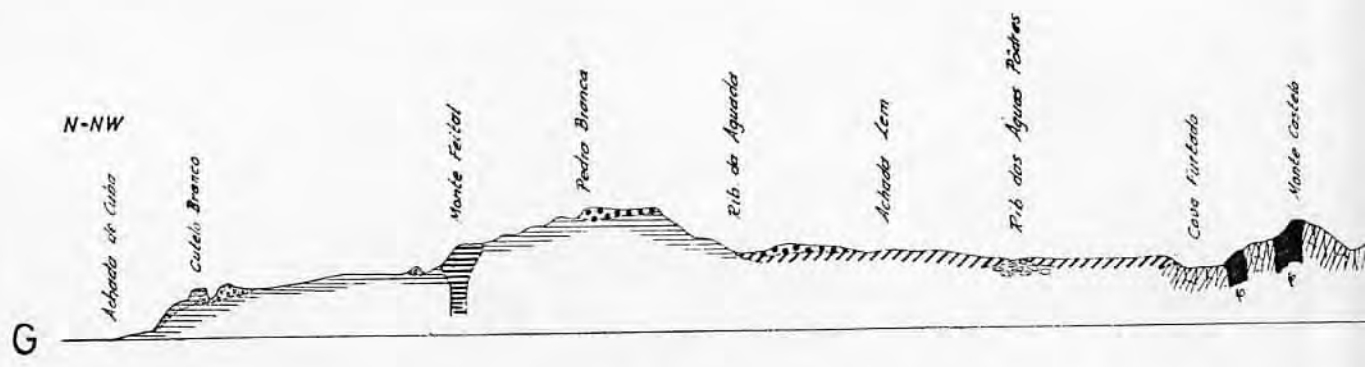
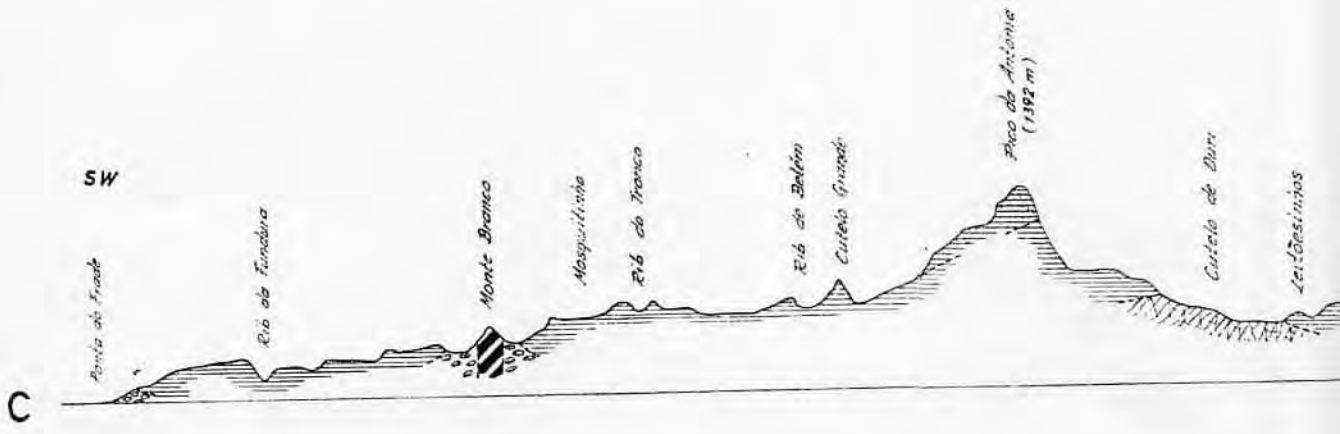
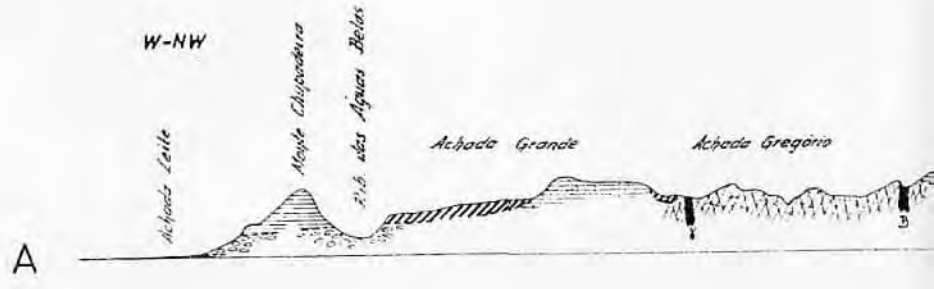
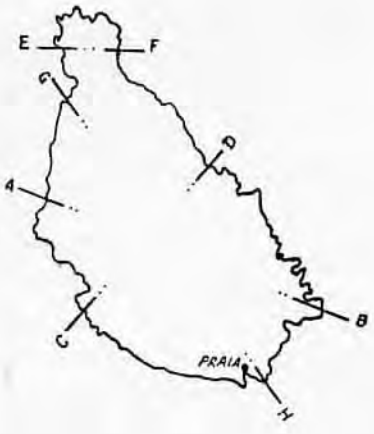
		Santiago	Maio	
Quaternário	Actividade vulcânica e sedimentos holocénicos	a (areias, aluviões), d (dunas act.), dv (dep. vertente), de (dep. enxurrada)	a, d, dv, de	
	Sedimentos plistocénicos, calcários, calcarenitos, conglomerados	np (níveis de praia) 2 a 80 m, d (dunas fósseis)	np 2 a 100 m df	
Pliocénico	Cones de piroclastos e pequenas escadadas, basálticas	Formação do monte das Vacas	—	
	Derrames importantes pós-complexo principal, basálticos	Formação da Assomada Mantos subaéreos	—	
	Complexo eruptivo principal, basáltico (essencialmente) e fonotraquítico	Complexo eruptivo do PA Piroclastos e escoadas Mantos e piroclastos Tufo brecha (TB) Fono-traquitos (domas, escoadas, pirocl.) Séries espessas de mantos e piroclastos	Cal., calcaren. Lav. em rolos sup. Calcar., conglo. Lav. em rolos inf. Cng., calcaren.	4.ª fase lávica Mantos subaéreos Calcarenitos
		Traquitos pós-CB	Doma (monte Branco)	—
Miocénico	Depósitos conglomerático-brechóides CB	Formação dos Órgãos Fácies terrestre Fácies marinha	Fácies terrestre Fácies marinha	
	Derrames submarinos muito vastos e espessos λρ	Formação dos Flamengos Fácies marinha	3.ª fase lávica Fácies terrestre Fácies marinha	
Miocénico médio	Sedimentos	Conglomerados	Formação de Pedro Vaz	
Paleogénico	Complexo eruptivo interno, antigo CA	Carbonatitos (pitões, filões) Fonólitos, traquitos e rochas afins Brechas profundas Rochas granulares Complexo filoniano de fácies basáltica	Carbonatitos (filões) Fonólitos Brechas profundas 1.ª e 2.ª fase lávica (complexo filoniano de fácies basáltica) Rochas granulares	
		—	Argilas e margas	
Cretácico	Cretácico inferior	—	Argilas, margas Calcários com silixito	
Jurássico	Jurássico superior	—	Calcários com silixito	

QUADRO I

Boa Vista	S. Nicolau	S. Vicente	
a, d, de, dv	a, d, de, dv	a, d, de, dv	a, d, de, dv
np 2 a 130 m df	np 2 a 50 m df	up 2 a 40 m (?) df	np 2 a 60 m df
Vários cones	Formação do monte Gordo	Vários cones	Poucos cones
—	—	?	
Formação de Chão de Calheta Mantos subaéreos Conglomerados, calcarenitos	Complexo eruptivo principal Série superior Fonólitos Série inferior Lavas em rolos sup. Calcarenitos Lavas em rolos inf.	Complexo do monte Verde Mantos subaéreos Piroclastos, fonólitos Lavas em rolos? Calcarenitos	Mantos e pi
Formação de Pico Forcado (fonólitos)	—	?	
Conglomerado (Rocha Estância) Formação do Caçador (fonólitos)	Fácies terrestre Fácies marinha	Fácies terrestre Fácies marinha?	
Formação do Fundo de Figueiras Fácies marinha Fácies terrestre	Formação de Figueira de Coxe Fácies marinha	?	
?	Calcarenitos	?	
Formação do Passarão Carbonatitos Fonólitos Brechas Rochas granulares Complexo filoniano, fonolítico	Carbonatitos (filões) Fonólitos e rochas afins Brechas Rochas granulares (xenólitos) Complexo filoniano de fácies basáltica	Carbonatitos (pitões, filões) Fonólitos e rochas afins Brechas Rochas granulares Complexo filoniano de fácies basáltica	Carbonatitos Fonólitos e Brechas? Rochas gra Complexo f
—	—	—	
—	—	—	
—	—	—	

	Sal	Fogo	Brava
	a, d, de, dv	e, de, dv, cones de piroclastos e derrames históricos e actuais	a, dv
	np 2 a 60 m df	—	np 2 a 50 m
	Poucos cones	Numerosos cones de piroclastos e derrames associados	Poucos cones
	?	Mantos e piroclastos	?
olos? s	Mantos e piroclastos Lavas em rolos? Calcarenitos	Mantos e piroclastos Lavas em rolos?	Mantos e piroclastos Lavas em rolos?
	?	?	?
	?	?	?
	?	?	?
	?	?	?
ásáltica	Carbonatitos Fonólitos e rochas afins Brechas? Rochas granulares Complexo filoniano de fácies basáltica	Carbonatitos ? ? Rochas granulares (filões) Complexo filoniano de fácies basáltica	Carbonatitos Fonólitos e rochas afins Brechas Rochas granulares Complexo filoniano de fácies basáltica
	—	—	—
	—	—	—
	—	—	—

(SERRALHEIRO, 1976.)



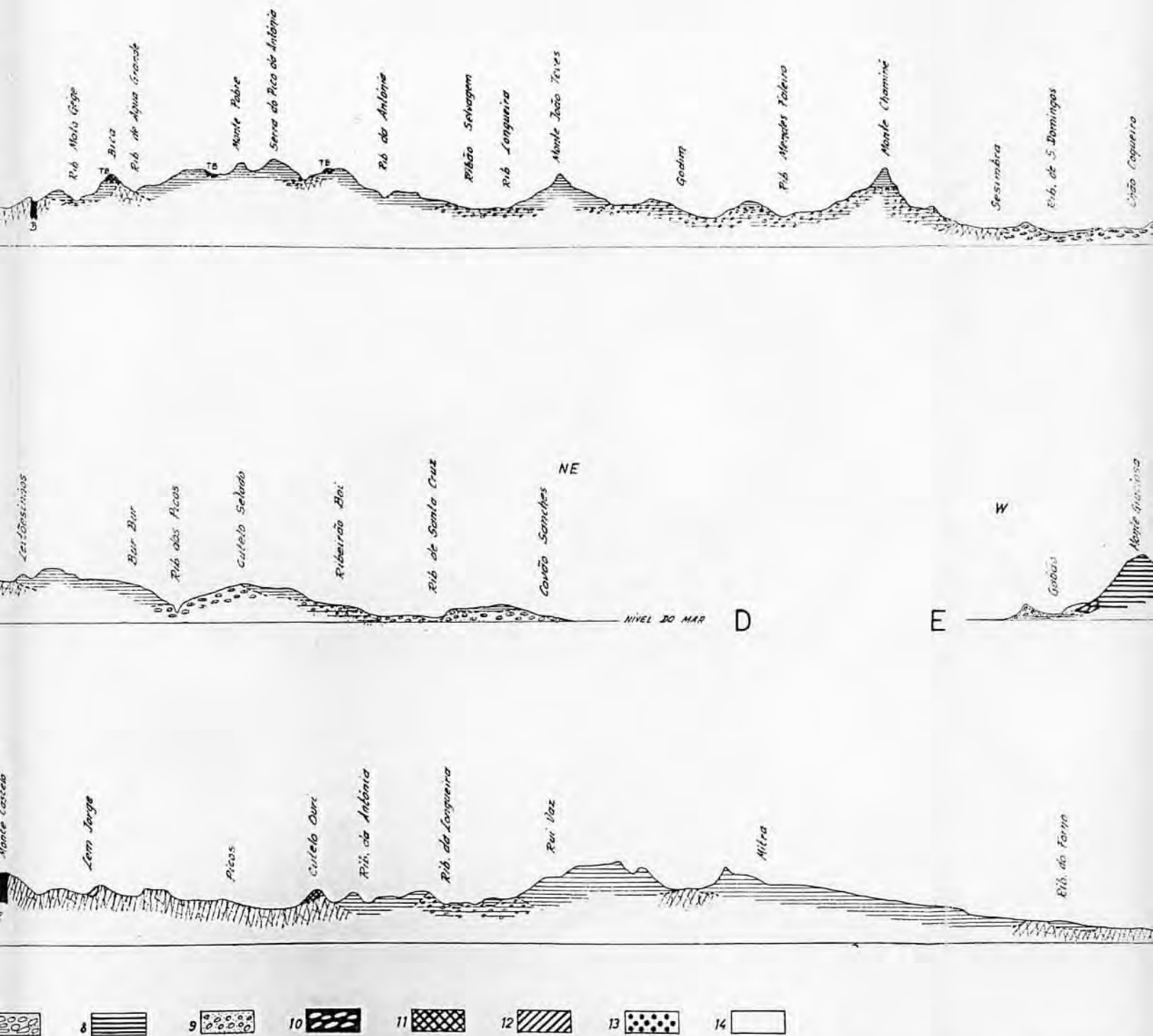


Fig. 2 — 1 — Complexo filoniano de b...
 antigo (CA); 2 — Intrusões de rochas
 fonolíticas e traquíticas (φ), do CA; 3 —
 4 — Depósitos de enxurrada e sedimen
 pós-CB e ante-PA; 6 — Mantos e pir
 7 — Lavas submarinas e piroclastos (s
 e rochas afins, do PA; 9 — Piroclasto
 tica do PA; 10 — Mantos lávicos subaé
 12 — Mantos lávicos subaéreos da Form

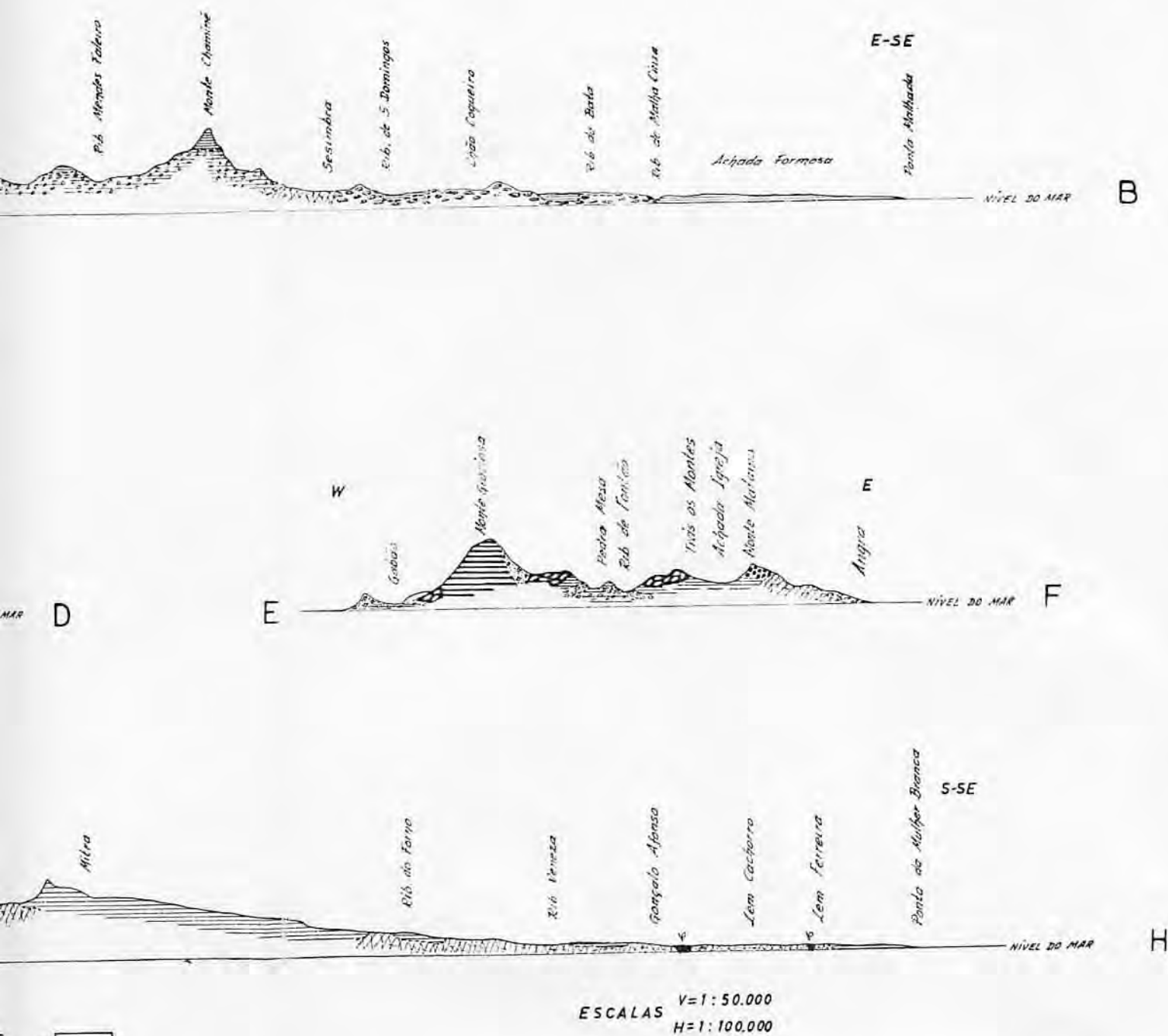


Fig. 2—1—Complexo filoniano de base de natureza essencialmente basáltica, do Complexo eruptivo interno, antigo (CA); 2—Intrusões de rochas granulares silicatadas (γ), brechas intravulcânicas (B) e chaminés de rochas fonolíticas e traquíticas (ϕ), do CA; 3—Lavas submarinas (derrames e piroclastos) da Formação dos Flamengos; 4—Depósitos de enxurrada e sedimentos marinhos da Formação dos Órgãos (CB); 5—Doma de rocha traquítica, pós-CB e ante-PA; 6—Mantos e piroclastos indiferenciados do Complexo eruptivo do Pico da Antónia (PA); 7—Lavas submarinas e piroclastos (superiores e inferiores) do PA; 8—Domas de natureza fonolítica e traquítica e rochas afins, do PA; 9—Piroclastos e depósitos de nuvem ardente dos domas de natureza traquítica e fonolítica do PA; 10—Mantos lávicos subaéreos do doma de natureza fonolítica, do PA; 11—Tufo-brecha (TB) do PA; 12—Mantos lávicos subaéreos da Formação da Assomada; 13—Cones e pequenos derrames da Formação do Monte das Vacas; 14—Aluviões e eluviões

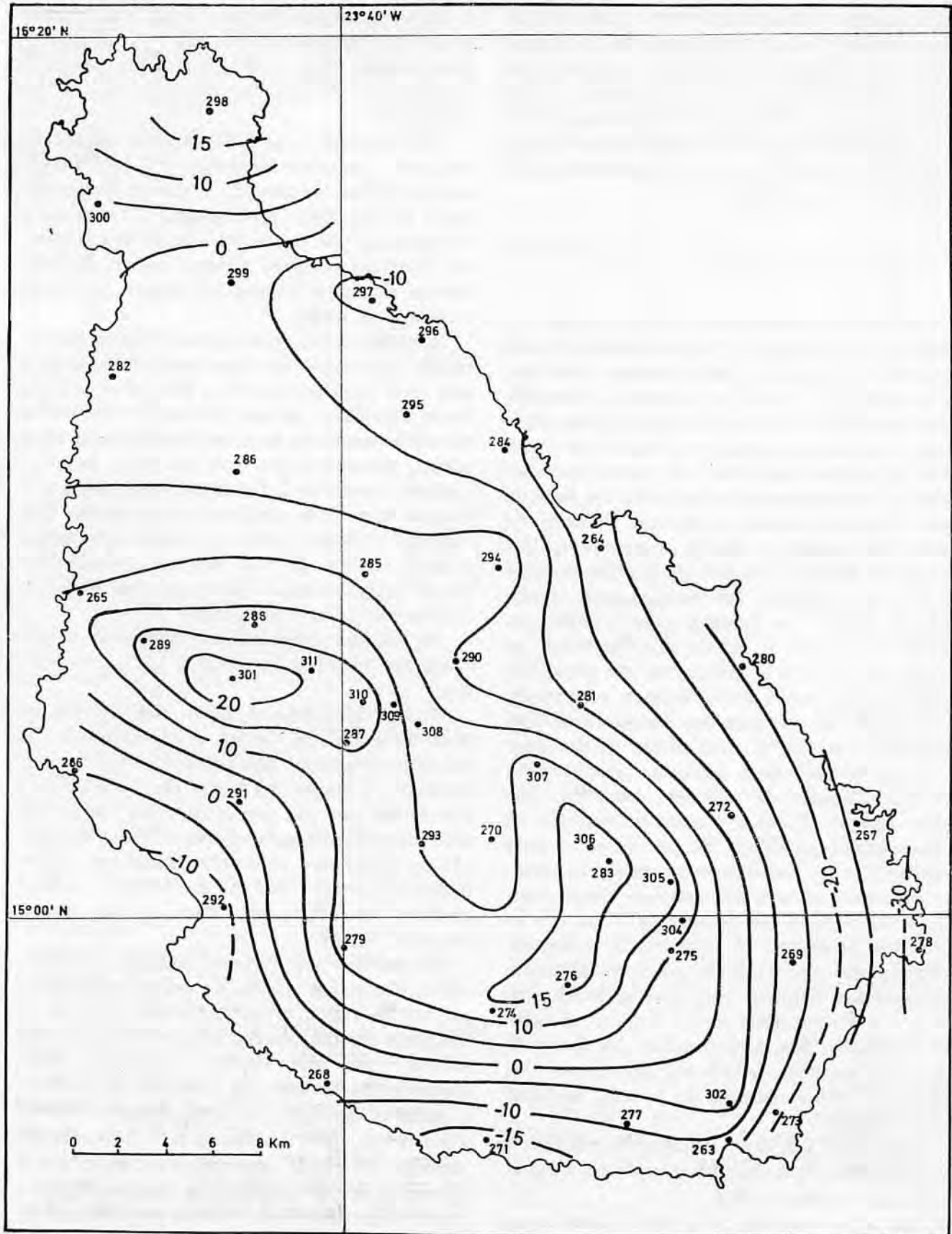


Fig. 3 — Carta de anomalias residuais, ilha de Santiago. Equidistância=5 mgals (L. Mendes Victor, 1970)

microssienito feldspatóidico e de rochas basálticas alcalinas, nomeadamente do tipo tefrítico.

A textura porfírica das rochas gabróicas dos níveis médio e superior do afloramento é mais um sintoma do carácter subvulcânico desta «bol-sada magmática», onde a deposição gravítica da augite-salite, titanífera, seria responsável pelos acumulados piroxeníticos.

c) Brechas intravulcânicas e filões brechóides (B)

Uma das características principais destas formações é a compacidade. Outra característica importante corresponde a haver mais de uma fase de brechificação, sendo os elementos essencialmente basálticos, embora haja de natureza fonolítica e de rochas granulares. Nalguns locais há filões de rochas basálticas e de rochas carbonatíticas que cortam estas brechas. Na aba leste do monte Gonçalo Afonso, a pequena distância do monte Pensamento, a brecha apresenta muitos cristais de biotite, enquanto na área da carreira de tiro se encontrou um conglomerado englobado na brecha. As brechas podem, ainda, encontrar-se no vale da ribeira dos Engenheiros, no monte Alto de Deus E Grande, etc. Os filões brechóides acompanham quase sempre as brechas.

O estado de alteração das rochas brechóides dificulta enormemente o seu estudo aprofundado.

Sendo os elementos, como se referiu antes, fundamentalmente de natureza basáltica, não deixa, porém, de haver rochas intermédias ou mesmo traqui-fonolíticas. Se por vezes se pode detectar cimento lávico entre os clastos (e verificar em certos casos a sua natureza traqui-fonolítica), na maioria dos exemplares o que une os elementos brechóides é uma massa microbrechóide, pondo em evidência um certo ambiente monogenético (mais de uma fase de brechificação!), que é compatível com a presumível natureza endógena. Nos afloramentos das áreas do monte Pensamento e da baía de Angra observa-se, localmente, como cimento de brecha, material carbonatítico.

A presença, que não é invulgar, de anfíbola e biotite, chama a atenção para o papel dos voláteis na formação destas rochas.

d) Intrusões e extrusões de rochas fonolíticas e traquíticas (φ)

Estas formações correspondem na generalidade a antigos filões, bases de chaminé, etc., isto

é, raízes profundas, internas, de aparelhos vulcânicos cuja superestrutura está hoje totalmente desaparecida. Há, porém, certas formações de natureza piroclástica que parecem fugir a este esquema.

As chaminés e os filões-chaminé constituem em geral pequenas elevações de conformação erosiva cônica, e aguçada, ou relevos bem definidos e diferenciados. A distribuição destas manifestações na ilha faz-se em quase todas as zonas do Complexo eruptivo interno, antigo. Os piroclastos situam-se apenas na ribeira do Charco e na baía de Angra.

Isoladas no seio do Complexo eruptivo interno, antigo, não sendo por isso possível estabelecer com rigor as relações com as diferentes unidades deste Complexo, aquelas formações têm maior desenvolvimento na área da Boa Entrada. Pode, porém, afirmar-se que uma das fases fonotraquíticas é anterior à formação das brechas profundas, como pode verificar-se nos montes Pensamento e Gonçalo Afonso, constituindo, assim, a mais antiga de que existem testemunhos. Ainda nestas mesmas áreas, algumas chaminés e filões atravessam as brechas.

Os estudos petrográficos revelaram a presença de traquitos, fonólitos e rochas intermédias.

Podem considerar-se, então, três fases eruptivas de que a mais antiga é testemunhada por elementos existentes nas brechas profundas e as segunda e terceira constituem chaminés, filões e piroclastos que são posteriores. As rochas são essencialmente feldspato-feldspatóidicas ou feldspáticas incluindo, sobretudo, fonólitos, latitos feldspatóidicos e latitos. Apresentam textura porfírica, de matriz microlítica cerrada, traquítica e/ou fluidal.

Os mafitos são aegirina, anfíbola castanha, esfena e minerais opacos. As rochas apresentam, por via de regra, microfracturação, estando as fracturas preenchidas por minerais do grupo dos zeólitos (chabazite, stilbite e natrolite, resultando, frequentemente, da alteração da nefelina). A anfíbola castanha, de birrefrangência elevada e pleocróica, que por vezes está intensamente corroída e rodeada por grânulos de minerais opacos, parece corresponder a lamprobolite, enquanto a anfíbola verde tem as propriedades da kataforite. Nalgumas rochas pode existir, simultaneamente, aegirina e aegirina-augite.

Os fonólitos são os tipos petrográficos dominantes; podem apresentar xenólitos de rocha basáltica e de rochas granulares. O feldspatóide

essencial é nefelina, podendo estar acompanhado por noseana e haüyna. Por vezes existe melanite, anfíbola verde-escura, indeterminável, e plagioclase intersticial. Os latitos são os termos mais saturados; são quase exclusivamente constituídos por plagioclase medianamente ácida (andesina) que ladeia feldspato alcalino.

No afloramento de Gonçalo Afonso as rochas são, predominantemente, fonólitos, enquanto as dos afloramentos das ribeiras do Charco e de Sansão são essencialmente feldspáticas, mais pobres de piroxena e, em geral, de mafitos, com feldspatóide ausente ou escasso, do tipo latito ou latito feldspatoidífero.

No cortejo petrográfico que estamos referindo há que considerar, ainda, certas rochas de natureza intermédia de carácter tahitítico, que por vezes podem apresentar acumulações de minerais máficos, adquirindo fácies tefrítica e/ou basáltica.

e) Carbonatitos (cb)

As primeiras ocorrências de rochas carbonatíticas no arquipélago de Cabo Verde foram postas em evidência nas ilhas do Fogo e Brava (Assunção *et al.*, 1968). Na ilha de Santiago são também frequentes, associadas ou não aos complexos granulares alcalinos, em particular às formações ijólito-melteijíticas (Alves *et al.*, 1971; Silva *et al.*, 1976; Serralheiro, 1976; Silva, 1979).

Os principais afloramentos situam-se, como referido antes, nas ribeiras da Barca (Canafístula), do Charco e de Sansão, nas áreas do monte Pensamento e Gonçalo Afonso e, na zona norte da ilha, baía de Angra e Chão de Arruela.

Na ribeira da Barca (Canafístula) localiza-se o maior dos afloramentos carbonatíticos da ilha. Trata-se de um pitão, com mais de uma geração de sóvitos apatíticos, silicatados e localmente dolomitizados, e de filões arqueados, associados, com mais de 350 m de diâmetro (Alves *et al.*, 1971). Neste local foram encontrados nos carbonatitos encraves de melteijito, de rochas gabróicas e de nódulos micáceos. Além destes encraves, há outros de natureza teralítica⁽³⁾ e ijolítica resultantes de fenitização de rochas provavelmente gabróicas, saturadas, com formação de nefelina, de piroxenas sódicas, de flogopite, de

anfíobolas, de carbonatos, de quartzo, de feldspate, de analcite e de cancrinite (Silva, 1979).

Embora sem a certeza de pertencerem ao Complexo eruptivo interno, antigo (e não a séries posteriores), são de referir os filões de melilitito que cortam o pitão carbonatítico. Este tipo petrográfico encontra-se, também, em algumas jazidas atribuídas ao Complexo eruptivo do Pico da Antónia.

Na área dos montes Pensamento e Gonçalo Afonso, recortando as rochas granulares silicatadas e as brechas intravulcânicas, existe mais do que uma geração de filões de carbonatito dolomítico, frequentemente brechificados. Material de idêntica composição, recimentado, localmente, a citada brecha. Foram identificados, também, blocos soltos de sóvito apatítico.

Os restantes afloramentos carbonatíticos (ribeiras do Charco, Sansão, Laranjo, Venteiro, Engenhos, áreas de Fonte Lima-Mato Sancho, baía de Angra, etc.), com excepção do pequeno pitão de Chão de Arruela (est. I, fig. 2) (Serralheiro, 1976), correspondem a estruturas filonianas. Em qualquer destas jazidas a composição é dolomítica. Os filões mostram-se frequentemente brechificados e silicificados e, às vezes, mineralizados por pirite e fluorite.

As apatites dos carbonatitos sóvíticos e dolomíticos da ribeira da Barca, bem como as das rochas ijólito-melteijíticas e as dos sóvitos do monte Pensamento, apresentam inclusões primárias com fases fluídas (aquosa salina, CO₂ gasoso e CO₂ líquido) e sólidas (algumas, provavelmente, de bicarbonatos alcalinos). Alguns valores das temperaturas mínimas de cristalização das apatites dos sóvitos da ribeira da Barca, determinados a partir das temperaturas de homogeneização das inclusões citadas, variam entre 252°C e 386°C (Silva, 1979).

II — Conglomerados ante-Formação dos Flamengos (cong.)

São formações conglomeráticas que repousam sobre o complexo eruptivo interno, antigo (existe outra formação conglomerática mais antiga, incluída na brecha do monte Pensamento antes referida), mostrando-se em alguns casos em concordância com a Formação dos Flamengos [$\lambda\rho$]. Neste caso, na ribeira de S. Martinho Grande, o depósito começa por leitos finos para passar, superiormente, a sedimentos grosseiros contendo restos fósseis, sendo semelhante, estratigraficamente, à formação de Pedro Vaz (ilha de Maio,

⁽³⁾ Um fenito teralítico de Spitzkop (Verwoerd, 1966) proveniente da transformação de gabros olivínicos, pode paralelizar-se com os fenitos de Canafístula.

Serralheiro, 1970) e aos calcarenitos do monte Focinho (ilha de S. Nicolau, Serralheiro, 1976) de idade miocénica superior (Serralheiro et al., 1979).

Também os de Vila Nova, Paiol Velho, e os da ribeira da Carreira de Tiro se assemelham aos do lugar do Jerónimo, na ilha da Boa Vista (Serralheiro et al., 1974).

Os afloramentos de conglomerado encontram-se em vários locais do Sul da ilha e apenas num local no Norte (baía de Angra). Em Simão Ribeiro e Vila Nova os conglomerados apresentam na matriz numerosos cristais de biotite não rolados; as formações sedimentares assentam sobre o complexo filoniano e sobre chaminés fonolíticas.

III — Formação dos Flamengos [$\lambda\rho$]

Repousando sobre o Complexo eruptivo interno, antigo, em situação de grande discordância, encontram-se mantos, brechas e piroclastos, básicos, de grande uniformidade e extensão, de natureza submarina. Embora exista o convencimento de que tenha ocorrido vulcanismo subaéreo síncrono com aquela actividade, não foi possível encontrar os seus testemunhos, provavelmente encobertos pelos grandes empilhamentos lávicos da série do Pico da Antónia.

Os afloramentos dispõem-se em grande parte de Santiago, formando extensa cintura, desde a ribeira do Linho, na vertente oeste, até à ribeira do Milhafre, pouco a norte do porto Formoso (a leste), passando pelo Sul da ilha, desde o nível do mar até cerca de 450 m de altitude (ribeira de Águas Podres, achada Falcão).

Para tentar explicar a altitude a que se encontram aquelas lavas «[...] é necessário admitir, além dos movimentos eustáticos provocados pelo empolamento das cristas, em virtude do recrudescimento da actividade de expansão dos fundos oceânicos, a partir do Miocénico inferior (Rona, 1973), subsidência do soco das ilhas devido às ondulações verificadas na placa africana, de acordo com as observações de Faure (1973)» (Serralheiro, 1976, p. 194).

Estes derrames submarinos podem formar séries de grande espessura, apresentando grande autobrechificação (hialoclastitos), estando, ou não, associados a piroclastos e formando de modo mais ou menos evidente, empilhamentos de *pillow-lavas*, podendo, porém, distinguir-se das lavas em rolo mais modernas (LR) pela maior alteração (argilas azuis e amarelas) e pela menor

quantidade de *pillows* em relação aos materiais fragmentários, encontrado, também, a altitudes bem maiores do que estas.

A espessura das séries (por vezes muito compactas) revela actividade ígnea prolongada, embora intermitente, onde fases efusivas alternavam com episódios piroclásticos, provavelmente resultantes do estabelecimento das condutas.

Petrograficamente está-se em presença de limburgitos, basanitos e basanitóides, zeolitizados e carbonatados e, mais raramente, de ankeramitos.

As piroxenas, da pasta ou da geração fenocristalina, são augites titaníferas e/ou sódicas, por vezes num só cristal, podendo externamente passar a anfíbola castanha, acompanhada por exsudação de minúsculos grãos de minerais opacos. A olivina, subordinada, está quase sempre transformada em iddingsite e/ou serpentina.

A matriz pode ser parcialmente vítrea e conter plagioclase e analcite; a acumulação de piroxena confere por vezes a estas rochas carácter augítico.

Nos basanitos pode ver-se um resíduo intersticial de nefelina, parcialmente analcitizada, parecendo haver, em simultâneo, feldspato alcalino.

IV — Formação dos Órgãos (CB)

Esta unidade é constituída por formações muito espessas, de elementos angulosos, subangulosos e arredondados, por vezes com superfícies bem polidas.

Enquadram-se nas descrições clássicas de certos fenómenos secundários do vulcanismo: *mud flows*, *volcanic mud flows*, *coullés boueuses* ou *lahars* (Mac Donald, 1972), podendo ser, em certos casos, de difícil distinção dos depósitos de nuvem ardente.

A Formação dos Órgãos é complexa e heterogénea, inclui intercalações arenosas e puramente conglomeráticas e, embora escassamente, são conhecidos episódios lávicos na sua sequência, que na generalidade pode paralelizar-se, como referido antes, com certos tipos de *lahar*.

Há depósitos deste tipo nas ilhas de Maio, S. Nicolau e S. Vicente; nas Canárias (Virella, 1972) a formação Roque Nublo poderá, também, ser paralelizada com aquelas. Há depósitos de fácies terrestres e de fácies aquáticas (submarina e estuarina) que podem conter fósseis.

A erosão dos depósitos do CB fez-se em diferentes períodos, como pode concluir-se pela análise da orografia actual, que demonstra, também,

que há grandes áreas desta formação recobertas pelas escoadas das séries posteriores. É de salientar que as fácies estuarina e marinha ocupam posições periféricas em relação às fácies terrestres, ocupando a orla marítima actual; nestas formações é frequente a estratificação, inexistente nas fácies terrestres.

O estudo petrográfico confirma a heterogeneidade desta formação; os elementos são, sobretudo, de natureza basáltica, em menor quantidade fonolítica e, mais raramente, de gabros feldspatoidíferos e de ijólito-melteijitos. O cimento aglutinante, muito transformado, contém abundante material carbonatado e zeolítico, de origem secundária.

Nos Picos da Bidela, na ribeira da Limeira, encontram-se dois mantos de rochas de fácies basáltica intercalados nos depósitos conglomerático-brechóides do CB, metamorfizando ligeiramente aquelas sobre que assentam. As rochas lávicas dos mantos são essencialmente basánicas, de textura porfírica (augite titanífera), por vezes exibindo tendência limburgítica e ankaramítica.

V — Fase lávica pós-CB e ante-PA

O monte Branco, situado a menos de 1,5 km a oeste de Belém, entre duas linhas de água tributárias da ribeira de S. João, é um doma endógeno de natureza traquítica (latitos feldspatoidíferos), que está bastante desmantelado.

No pequeno prolongamento para sul, único local onde se mantém a brecha de crescimento, podem observar-se as relações do doma com as rochas circundantes, cortando e metamorfizando as lavas submarinas antigas λ, ρ e os depósitos do CB, mas não atravessando os derrames da série do Pico da Antónia.

IV — Sedimentos posteriores à Formação dos Órgãos (CB) e anteriores às lavas submarinas inferiores (LRi) do Complexo do Pico da Antónia

Trata-se de pequenos afloramentos de rochas sedimentares (conglomerados e calcarenitos fossilíferos) que se não podem representar na escala de 1 : 100 000 do mapa da ilha. Situam-se na linha de água que sai do monte Vermelho, achada de Baixo, na costa sul; em Ribeirão Fundo, ribeira Germanese ou Boa Ventura; na ribeira de Fontão, próximo da confluência com a de Sengal, e na Ponta Preta, a norte do farol do mesmo nome.

VII — Complexo eruptivo do Pico da Antónia (PA)

Depois do Complexo eruptivo interno, antigo — a seu tempo definido —, este é o mais desenvolvido complexo vulcânico da ilha de Santiago, quer na duração, quer no volume dos produtos emitidos, que, mesmo após longo período erosivo, mostra enorme empilhamento de escoadas, como nas serras do Pico da Antónia e da Malagueta (est. II, fig. 1).

No decurso dos períodos vulcânicos correspondentes à formação destas séries houve acontecimentos sedimentares que podem ver-se intercalados nos episódios magmáticos da forma como se mostra no quadro II em paralelo estratigráfico ou cronológico dos mais antigos para os mais recentes.

QUADRO II

Episódios magmáticos subaéreos e sedimentos terrestres		Episódios magmáticos submarinos e sedimentos marinhos
a) Mantos subaéreos e alguns níveis de piroclastos intercalados.	Sedimentos de posição indeterminada	Lavas submarinas em almofadas (inferiores, LRi). Conglomerados e calcarenitos fossilíferos. Lavas submarinas em almofadas (superiores, LRs). Conglomerados e calcarenitos fossilíferos.
b) Fonólitos, traquitos e rochas afins (ϕ).		—
c) Tufo-brecha (TB)		—
d) Mantos subaéreos e alguns níveis de piroclastos intercalados.		—

a) Mantos subaéreos e alguns níveis de piroclastos associados, e respectivos derrames submarinos

Os mantos subaéreos formam as séries mais pujantes do Complexo do Pico da Antónia, ocupando a maior parte da ilha; as fácies submarinas (LRi e LRs) são tão-somente manifesta-

ções periféricas, desconhecendo-se, embora, a sua extensão submersa.

Os derrames repousam frequentemente sobre a Formação dos Flamengos ($\lambda\rho$) e a dos Órgãos (CB), e mais raramente sobre o Complexo eruptivo interno, antigo. Os montes S. Filipe e Gonçalo Afonso são relevos residuais no lado sul da ilha destas primeiras manifestações. A importância dos empilhamentos lávicos aumenta quando se caminha para o interior da ilha.

Entre S. Domingos e a costa sul encontram-se vários relevos elevados, restos da primitiva cobertura lávica constituída pelas séries inferiores do Pico da Antónia (est. II, fig. 2); são os montes Chaminé (717 m), Negro, Praia Baixo, etc., com mais de 300 m. A ocidente referiremos somente os montes de Palha Carga e de Brianda.

Muitos dos derrames desta série atingiram e penetraram no mar ou aí mesmo tiveram origem.

Em toda a ilha, bordejando a costa, existem lavas submarinas (LRi e LRs); muitas delas correram em antigas praias e plataformas de abrasão, e apresentam, por isso, notável regularidade e suave pendor para o mar. Após emergência, outras vieram, subaéreas, que mantiveram a mesma regularidade.

As lavas submarinas pertencentes a episódios separados por calcários fossilíferos, plataformas de abrasão ou mantos subaéreos são rochas subsaturadas, não feldspáticas, do tipo limburgítico; um escasso número, devido à presença de micrólitos de plagioclase, tem natureza basanitóide.

As rochas são em geral fenocristalinas com olivina e — menos frequente e, quando existe, mais escassa — augite, minerais que podem constituir uma geração intermédia, microfenocristalina, onde as olivinas se apresentam transformadas em iddingsite, contrastando com os fenocristais precoces, frescos. A pasta, hemivítrea, é formada por uma base de vidro castanho e contém abundantes micrólitos e grânulos de clinopiroxena e minerais opacos.

Embora haja basanitos, as lavas submarinas LRi e LRs são, fundamentalmente, da série ankaratrito-limbúrgito. As lavas subaéreas são genericamente de fácies basáltica, de carácter porfírico, podendo, excepcionalmente, ter textura dolerítica. São sobretudo basanitos, ankaritos e limburgitos e, mais raramente, nefelinitos olivínicos e melilitos olivínicos, onde este silicato (Fa_{70-90}) é praticamente o único da geração fenocristalina. Nestas rochas encontrou-se, também, perowskite.

Sedimentos anteriores às lavas submarinas superiores (LRs)

Os afloramentos de conglomerados, calcários e calcarenitos, encontram-se distribuídos junto do litoral em vários locais.

Admite-se que a sua posição estratigráfica seja semelhante à dos sedimentos intercalados nas lavas submarinas inferiores e superiores. Porém, não se pode garantir uma correlação exacta porque, em alguns locais, repousam directamente sobre o Complexo eruptivo interno, antigo. Os principais afloramentos situam-se no porto da cidade da Praia (achadinha da Praia, achada Grande, etc.). Nestes sedimentos identificaram-se, entre outras, as seguintes formas fósseis (Serralheiro, 1976, p. 159 a 162):

Lamelibrânquios: *Gryphea virleti*, *Gryphea gryphoides*, *Pycnodonta navicularis*, *Pycnodonta squarrosa*, *Arca noe*, *Arca senilis*, *Chama gryphina*, *Chama gryphoides*, *Chlamys flabellum*, *Chlamys opercularis*, *Chlamys opercularis* var. *latecostata*, *Tellina planata*, *Venerupis irus*, *Venus casina*, etc.

Gasterópodes: *Fissurella glaucopsis*, *Bursa corrugata*, *Patella guttata*, *Purpura haemastoma*, *Purpura nodosa*, etc.

b) Fonólitos, traquíto — rochas traquífonolíticas — e afins

Estas formações constituem filões, chaminés, mantos e domas endógenos, que podem encontrar-se em vários locais da ilha, sendo, entretanto, na faixa oeste, para norte da ribeira da Barca, que se situam os principais afloramentos: zona de Pedroso-Figueira das Naus e monte Graciosa, estando as jazidas muito bem conservadas. Nestes últimos locais existem domas endógenos associados a mantos extensos e espessos, e a formações brechóidico-piroclásticas, que podem corresponder à acção de nuvens ardentes. O monte Graciosa, sobretudo, tem dimensões impressionantes (Serralheiro, 1976, p. 122, fot. 32).

Em vários locais podem ver-se as relações destas rochas com as séries inferiores e superiores do Pico da Antónia, quer atravessando as LRs (ribeira de Águas Boas; monte Graciosa), quer, por exemplo, subjacentes ao tufo-brecha (ribeira de Lama).

Na serra da Malagueta existem chaminés de natureza traquí-fonolítica, enquanto a noroeste

de Pedroso (na margem esquerda da ribeira de Vaqueiro), no corte da escarpa, vêem-se sequências de mantos basálticos, depósitos de nuvem ardente e mantos fonolíticos (Serralheiro, 1976, p. 114, fot. 37), mostrando a alternância das fases emissivas principais.

Verificou-se a impossibilidade de sistematizar os tipos petrográficos por forma a identificá-los com os modos de jazida, porquanto é comum encontrar num único aparelho vulcânico amostras bastante diferenciadas que vão dos latitos e latitos feldspatóidicos aos fonólitos e às rochas de tendência tahitítica. As rochas de natureza intermédia vão das lavas de composição monzonito-nefelínica (mugearitos nefelínicos) aos tefritos (hawaiitos nefelínicos?).

Grande parte dos tipos petrográficos são porfíricos com frequentes plagioclases do tipo oligoclase e/ou andesina (acompanhadas por sanidina e mais raramente anortoclase), esfena, magnetite, anfíbola castanha, feldspatóide e biotite rara.

A anfíbola castanha (provavelmente lamprobolite: pleocroísmo forte, alongamento positivo, biaxial negativo, $2V\gamma = 60^\circ$) apresenta-se envolvida por auréola negra, formada por minúsculos grãos opacos. O feldspatóide, em quantidades variáveis, é haüyna, noseana, nefelina e analcite.

c) Tufo-brecha (TB)

Trata-se de formações muito localizadas, ocorrendo na parte central da ilha, nas vertentes noroeste e nordeste da serra do Pico da Antónia, resultante da intensa actividade explosiva, provavelmente episódica, mas repetida, como sucede, por exemplo, no cutelo Ouri. A formação é caótica, essencialmente brechóide, mas tendo intercalados episódios tufáceos de cor amarelada e avermelhada. Os elementos brechóides são de natureza basáltica e fonolítica, cimentados por tufos e escórias basálticas. Os depósitos mais espessos encontram-se na vertente nor-noroeste da serra, começando no monte Pobre, a cerca de 1 km a norte da Cruz de Gotô Bravo, estendendo-se até à serra de Palha Carga.

Não foi possível, dado que a formação se encontra em grande parte encoberta, elucidar a origem e o verdadeiro mecanismo desta série.

d) Mantos subaéreos e alguns níveis de piroclastos intercalados

Embora seja uma série distinta no seio do Complexo eruptivo do Pico da Antónia, corres-

ponde-lhe uma área que não foi possível determinar correctamente, tanto mais que os derrames não se distinguem minimamente dos que lhes estão subjacentes, sendo unicamente possível a sua delimitação onde existem discordâncias ou rochas de outras formações que permitam separá-las. Por exemplo, nas serras do Pico da Antónia e de Palha Carga estão por cima do tufo-brecha e de espessos depósitos conglomeráticos. Também no monte Brianda, e na aba sul da serra da Malagueta, existem conglomerados a marcar a discordância.

A culminar as séries deste complexo existem, na parte superior da serra do Pico da Antónia, formações constituídas por espessos níveis de piroclastos, algumas escoadas e filões verticais que em certos casos são de rocha vítrea de natureza tahitítica.

Petrograficamente são rochas de fácies basáltica, subsaturadas, fundamentalmente do tipo basanita.

Sedimentos terrestres de posição indeterminada

De posição estratigráfica incerta (podendo, porém, alguns deles ser relacionados com as grandes divisões do PA), existem um pouco por toda a ilha, depósitos de ribeira, bastante variados, mais ou menos compactos, com calhaus de dimensões irregulares e também com forma, dimensão e rolamento muito diversos. Alguns, de dimensões muito finas e estratificação muito regular, poderiam ter-se formado em pequenos lagos; outros são certamente de ribeiras importantes.

Os depósitos mais importantes são: nas cercanias da cidade da Praia, na ribeira da Trindade, na povoação de S. Domingos e em João Garrido, na ribeira Seca (achada do Bargado), na descida de Rui Vaz para S. Jorge dos Órgãos, na ponta Bragança (monte Brianda), em Fondura e Saquinho (serra da Malagueta) e nas ribeiras Guindão e Farrolas (Mato Mendes).

VIII — Formação da Assomada (A)

Após prolongado período de acalmia vulcânica e, conseqüentemente, actividade erosiva importante, irrompe novo período eruptivo, exclusivamente subaéreo, de que as lavas de fácies basáltica, e os escassos piroclastos, vêm repousar em discordância sobre os derrames do Complexo eruptivo do Pico da Antónia (est. III, fig. 1). As

lavas, constituindo extensos derrames quase horizontais, são particularmente identificáveis na zona que compreende o planalto da Assomada, achada Falcão, Fundura, achada Baixo, Charco e ribeira da Barca. Em alguns locais (na descida para a ribeira dos Engenheiros) podem ver-se rochas filonianas que dão origem às escoadas da Assomada (achada Galego, por exemplo).

As rochas são basanitos com tendência limburgítica e/ou ankaratrítica e, mais raramente, basanitóides, de textura porfírica, glomeroporfírica e, menos frequentemente, afírica. Entre as rochas mais grosseiras podem encontrar-se fácies doleríticas.

Os fenocristais são de augite (acompanhada, por vezes, por bordos de aegirina-augite), olivina (Fe_{70-95}) e minerais opacos; menos frequente, pode, no entanto, ver-se plagioclase.

Na pasta, microlítica, há clinopiroxena, minerais opacos, plagioclase cálcica (por vezes identificou-se labrador), analcite e/ou vidro intersticial. Caracterizou-se, aqui e ali, feldspato potássico (sanidina?), feldspatóides indefinidos e alguma biotite.

IX — Formação do monte das Vacas

A última manifestação vulcânica da ilha de Santiago está representada por cerca de 50 cones de piroclastos basálticos (tufos, bagacina, bombas, escórias) e pequenos derrames. Estes pequenos aparelhos adventícios, como é usual, são de pequenas dimensões. O de maiores proporções é o monte Volta, com 230 m de altura e pendores de 20°. O monte das Vacas, que se lhe segue em dimensões, tem 200 m de altura e pendores de 25°.

X — Formações sedimentares recentes de idade quaternária (a, e, d, dv, c, casc.)

Na ilha de Santiago abundam as formações de idade quaternária, terrestres e marinhas: antigas e modernas aluviões, formando, ou não, terraços, depósitos de vertente, de enxurrada, areias dunares e praias marinhas em vários níveis até 100 m de altitude (Serralheiro, 1976, p. 168-175). Pela riquíssima fauna fóssil, destaca-se a formação de ponta da Raposa, na baía do Tarrafal (Serralheiro, *op. cit.*), onde se identificaram, entre outras, as seguintes formas:

Lamelibrânquios: *Arca lactea*, *Arca noe*, *Cardium edule*, *Cardium fasciatum*,

Chama gryphina, *Chama gryhoides*, *Chlamys corallinoides*, *Glycymeris glycymeris*, *Glycymeris bimaculatus*, *Gryphea cuculata*, *Lutraria lutraria*, *Pycnodonta cochlear*, *Pecten jacobaeus*, *Spondylus gaederopus*, *Venus casina*, *Venus perefossa*, *Venus verrucosa*, etc.
Gasterópodes: *Purpura haemastoma*, *Purpura nodosa*, *Strombus bubonius*, etc.

CONSIDERAÇÕES PETROQUÍMICAS

a) Comportamento petroquímico (4)

O estabelecimento dos gráficos de análise petroquímica que se apresentam seguidamente permite considerações de caracterização e evolução magmatológica das diferentes formações da ilha.

O diagrama $k'-mg'$ (fig. 4) mostra que a acumulação de pontos projectivos se faz na área $k' < 0,4$ com valores de mg' compreendidos entre 0,4 e 0,7.

A análise dos diagramas AFM (figs. 5-a, 5-b, 5-c e 5-d) mostra que as distribuições dos pontos

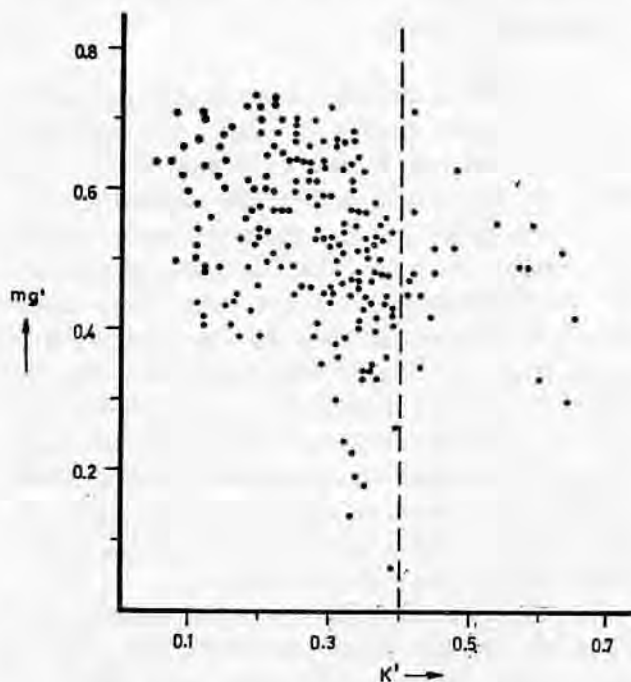


Fig. 4 — Diagrama $K'-mg'$, ilha de Santiago

(4) As análises químicas e os cálculos normativos, realizados no Laboratório de Técnicas Físico-Químicas Aplicadas à Mineralogia e Petrologia (JICU), encontram-se arquivados no Laboratório de Estudos Petroológicos e Paleontológicos do Ultramar (JICU).

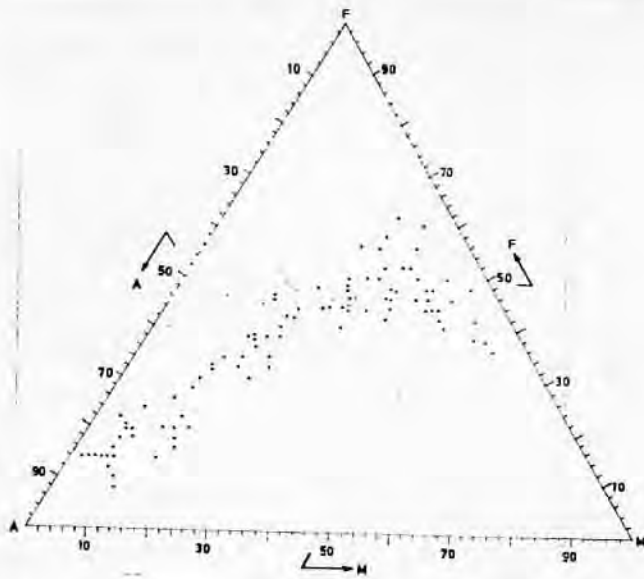


Fig. 5-a — Diagrama AFM, Complexo eruptivo interno, antigo

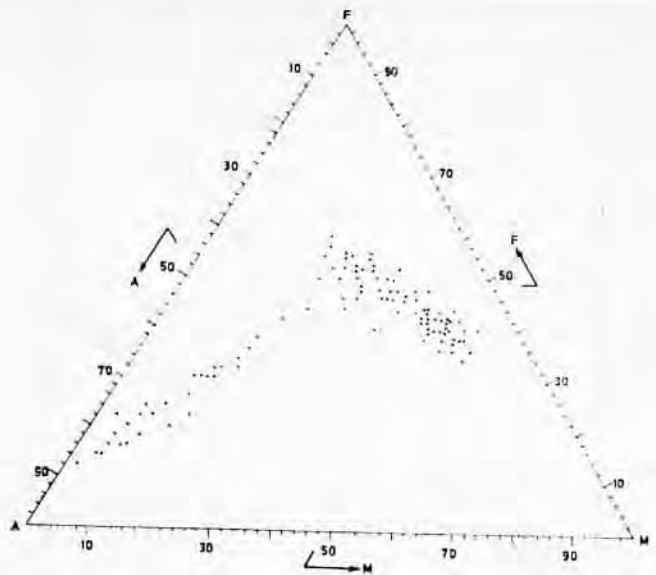


Fig. 5-b — Diagrama AFM, Complexo eruptivo do Pico da Antónia

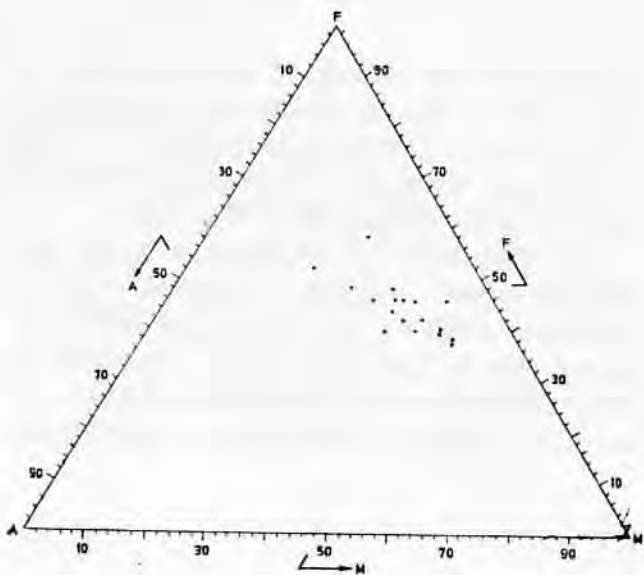


Fig. 5-c — Diagrama AFM, Formação da Assomada

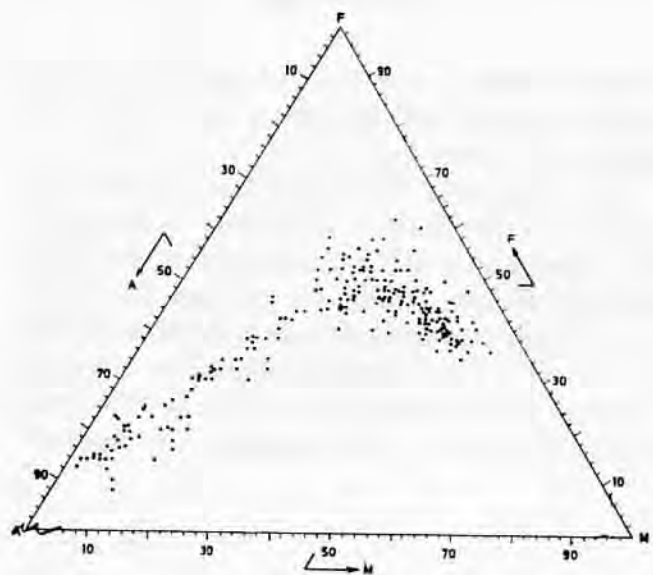


Fig. 5-d — Diagrama AFM, ilha de Santiago

se fazem de maneira consentânea com a das séries alcalinas. Porém, a análise entre complexos revela que o enriquecimento de ferro é não só precoce no Complexo eruptivo interno, antigo, relativamente ao do Pico da Antónia, como ligeiramente mais acentuado.

Quando se comparam os teores de potassa com os de soda (figs. 6-a e 6-b), verifica-se que no Complexo eruptivo interno, antigo, parte da série apresenta K_2O mais elevado do que no Complexo do Pico da Antónia, não se observando praticamente pontos figurativos abaixo da recta correspondente à razão 1 : 2. Tal facto poderá ter

relação com os sintomas de metassomatismo potássico nas rochas do Complexo eruptivo interno, antigo (desenvolvimento de biotite, flogopite e kaersutite). Este papel do potássico pode ser responsável pelo carácter mais alcalino do Complexo eruptivo interno face ao do Pico da Antónia.

Os diagramas *QLM* (figs. 7-a, 7-b e 7-c) põem em evidência que o processo de diferenciação se projecta numa faixa sensivelmente paralela à linha de hipossaturação, predominantemente abaixo dela. Nas figuras 7-a e 7-b pode ver-se, de novo, uma certa diferença entre o Complexo eruptivo interno, antigo, e a série do Pico da

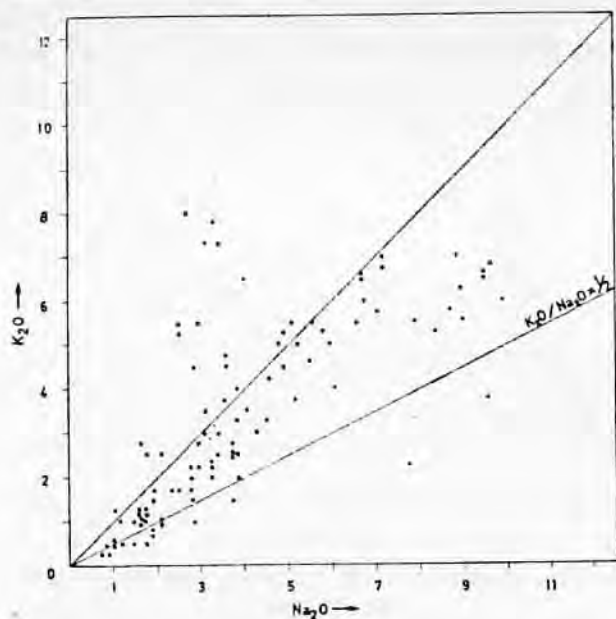


Fig. 6-a — Diagrama Na_2O/K_2O , Complexo eruptivo interno, antigo

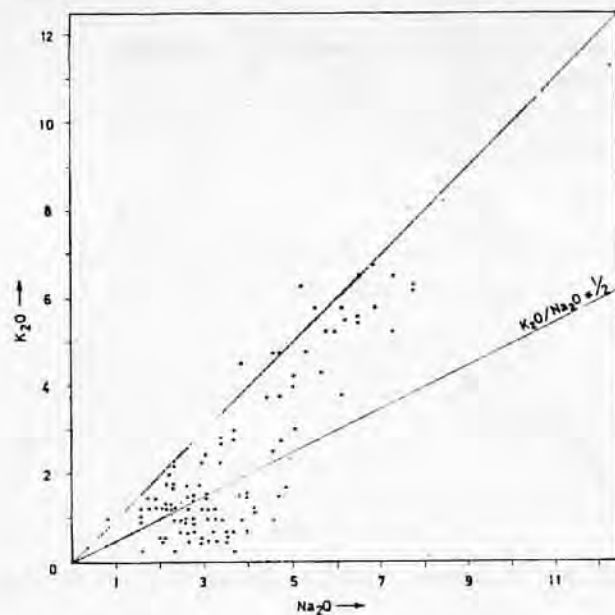


Fig. 6-b — Diagrama Na_2O/K_2O , Complexo eruptivo do Pico da Antónia

Antónia, tendo a primeira um peso mais acentuado dos tipos subsaturados e uma maior dispersão dos pontos figurativos.

Nos diagramas das figuras 8-a, 8-b, 8-c e 8-d, relativos à correlação da sílica com os álcalis totais, mostra-se a maior alcalinidade do Complexo eruptivo interno, antigo. O máximo de álcalis sucede para valores mais baixos de sílica do que no caso do Complexo eruptivo do Pico da Antónia; acontece aproximadamente a 52 % de SiO_2 para álcalis próximos de 15 %, enquanto no segundo

complexo se têm valores de sílica em torno de 59 % para o total de álcalis aproximadamente igual a 14 %. A Formação da Assomada, como já é conhecido, limita-se a tipos petrográficos de natureza altamente basáltica (fig. 8-c).

Nos diagramas apresentam-se as linhas limites dos campos alcalino e tholeítico segundo MacDonald (1968) e Irvine & Baragar (1971). Os pontos que se projectam abaixo da curva de Irvine & Baragar são piroxenitos alcalinos dos complexos alcalinos subvulcânicos e não é invol-

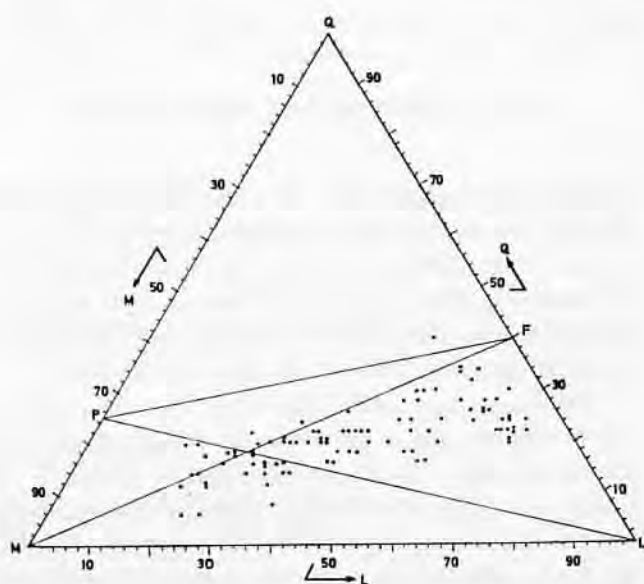


Fig. 7-a — Diagrama QLM , Complexo eruptivo interno, antigo

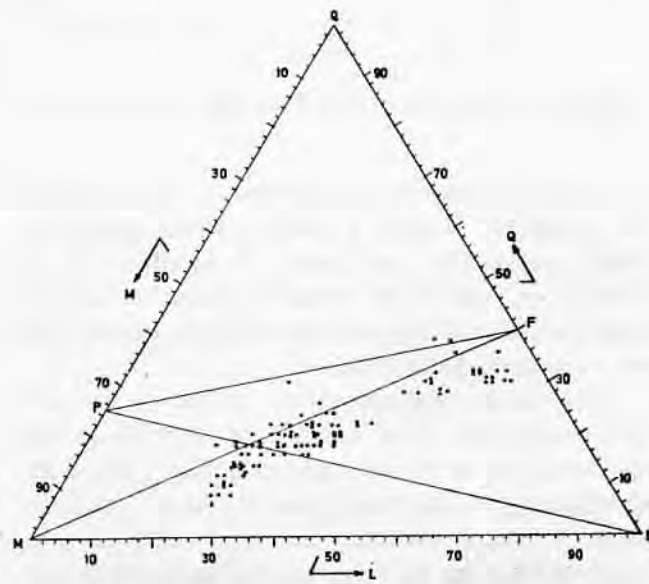


Fig. 7-b — Diagrama QLM , Complexo eruptivo do Pico da Antónia

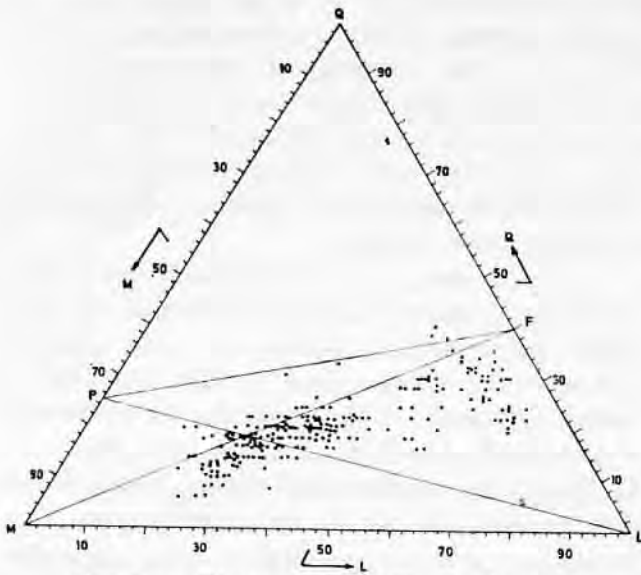


Fig. 7-c — Diagrama QLM, ilha de Santiago

gar a situação nesta área projectiva de rochas, que nada têm que ver com o quimismo tholeítico (Miyashiro, 1978).

b) Análise estatística

O conjunto das 231 análises químicas de elementos maiores de rochas de Santiago foi estudado estatisticamente de dois pontos de vista:

- 1) Análise univariada — distribuições de frequência dos óxidos da análise;
- 2) Análise multivariada pelo método dos componentes principais.

Em ambos os casos só se consideraram 11 variáveis: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 .

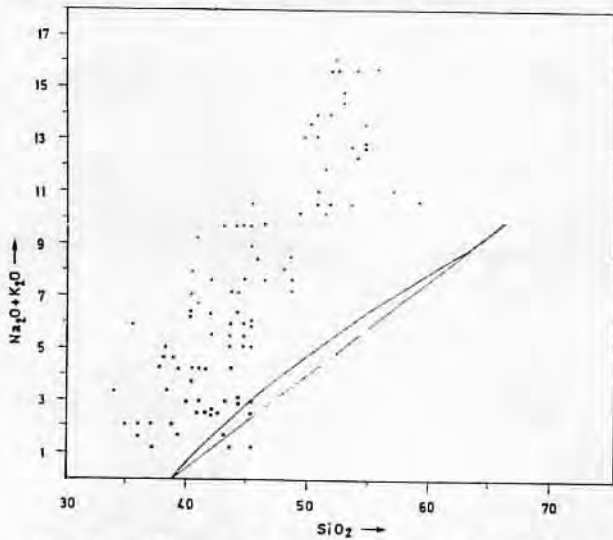


Fig. 8-a — Diagrama sílica-álcalis totais, Complexo eruptivo interno, antigo

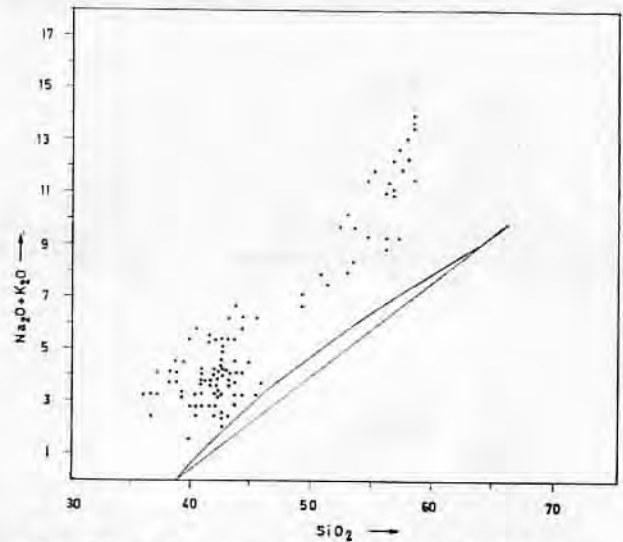


Fig. 8-b — Diagrama sílica-álcalis totais, Complexo eruptivo do Pico da Antónia

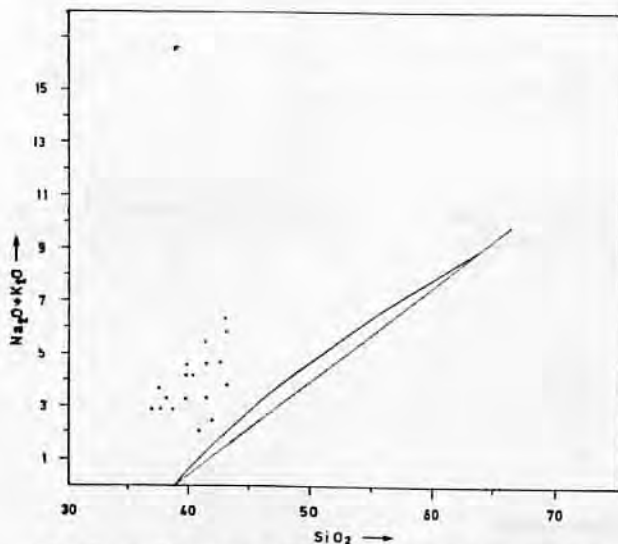


Fig. 8-c — Diagrama sílica-álcalis totais, Formação da Assomada

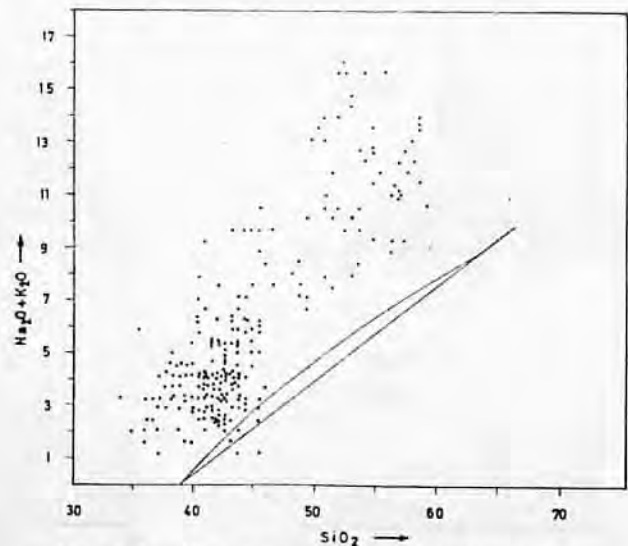


Fig. 8-d — Diagrama sílica-álcalis totais, ilha de Santiago

1) Uma rápida observação dos histogramas (fig. 9) mostra que a maior parte das variáveis apresenta distribuições de frequência empíricas de características bimodais, ou mesmo trimodais, indicando que o conjunto não constitui «amostra» homogênea, correspondendo a duas ou três populações distintas. Por isso, não tem qualquer significado o cálculo de estatísticas para cada variável, limitando-nos a apresentar uma descrição sumária das distribuições de frequências: têm distribuições bimodais SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO e K_2O . Destes, Fe_2O_3 não apresenta os dois grupos bem distintos, posto que se interpenetram bastante, enquanto as restantes variáveis permitem distinguir um grupo máfico (70 % das rochas em média) e um grupo félsico (30 % em média). As variáveis FeO e CaO , com distribuições que podem ser consideradas trimodais, permitem,

aparentemente, dividir o grupo félsico em dois subgrupos com frequências aproximadamente iguais: o intermédio com FeO e CaO mais elevados e félsico (s. r.) com FeO e CaO mais baixos. MgO , MnO , Na_2O e P_2O_5 não apresentam qualquer bimodalidade assinalável, sendo a primeira distribuição assaz irregular.

2) Para estudo da variabilidade total conjunta das variáveis químicas relevantes nos processos petrogenéticos (entre elementos maiores disponíveis), recorreu-se à análise dos componentes principais, cujos fundamentos, vantagens e eficácia são descritos por Le Maître (1968). As 11 variáveis consideradas foram recalculadas para um total de 100 em cada análise, para normalização da sua variabilidade, após supressão das águas (H_2O^+ e H_2O^-) e dos voláteis (CO_2 , SO_3 e Cl). Com as 231 análises disponíveis cons-

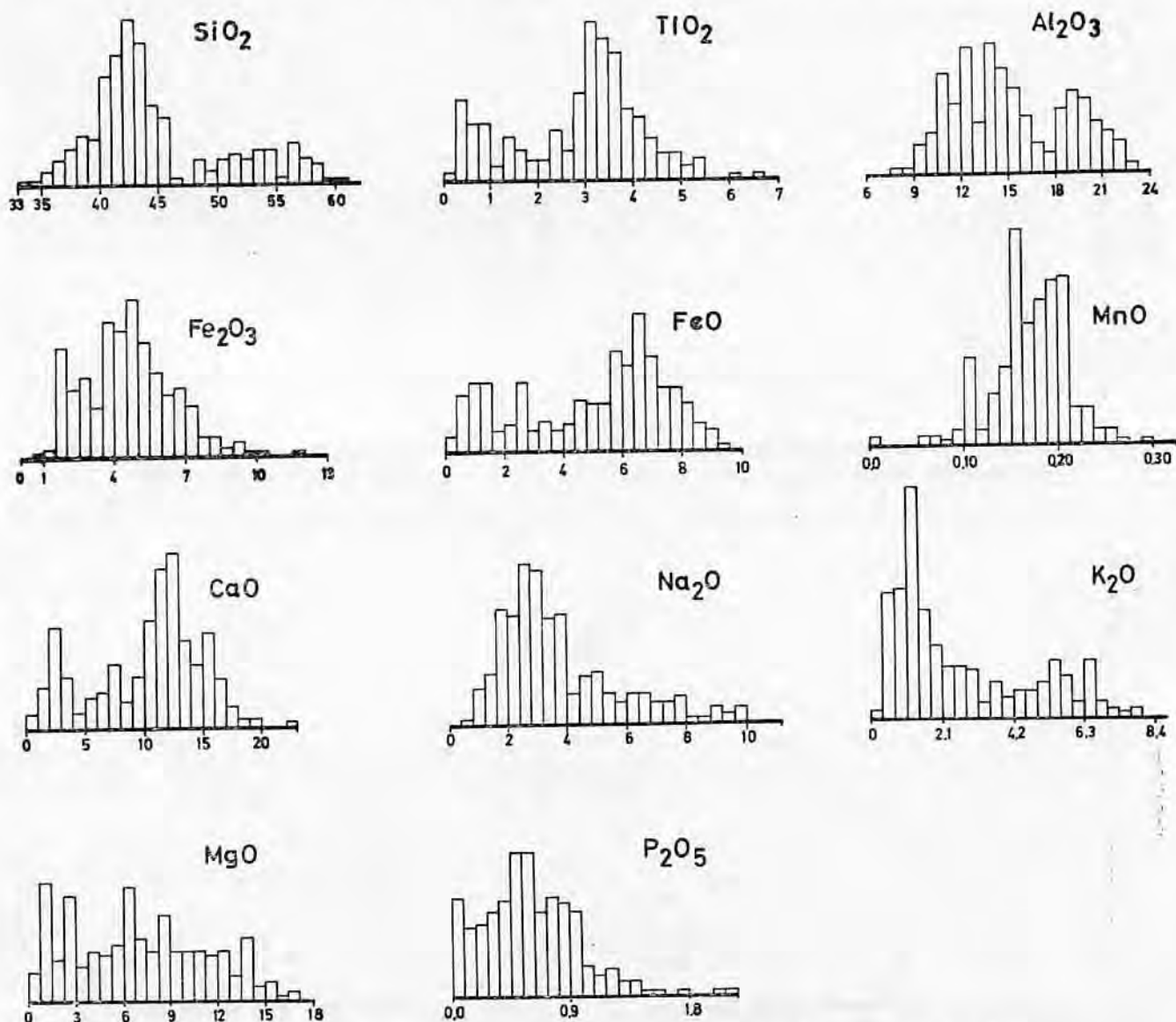


Fig. 9 — Distribuições de frequência dos óxidos da análise química, ilha de Santiago

tituiu-se uma matriz de dados 231×11 — dimensional, a partir da qual se calculou a matriz de variâncias-covariâncias entre as onze variáveis, donde foram extraídos os vectores próprios e valores próprios (quadro III). São apenas considerados os quatro primeiros componentes principais (ou vectores próprios, que designamos por PC1, PC2, PC3 e PC4), pois os restantes apenas comportam 3,7 % da variabilidade total.

QUADRO III

<i>i</i>	PC1 (1)	PC2 (2)	PC3 (3)	PC4 (4)
[<i>ui</i>] SiO_2	0,605	0,509	0,408	0,193
TiO_2	0,117	0,182	0,021	0,054
Al_2O_3	0,361	0,368	0,129	0,261
Fe_2O_3	0,128	0,300	0,224	0,731
FeO	0,217	0,023	0,017	0,585
MnO	0,001	0,004	0,006	0,002
MgO	0,394	0,676	0,393	0,018
CaO	0,453	0,113	0,720	0,025
Na_2O	0,174	0,078	0,301	0,085
K_2O	0,191	0,064	0,035	0,091
P_2O_5	0,021	0,055	0,044	0,001
λ_i	100,30	6,27	3,18	2,80
λ_i (%)	85,8	5,4	2,7	2,4
λ_i (% cumul.)	85,8	91,2	93,9	96,3

PC1, PC2, PC3 e PC4 — Primeiro, segundo, terceiro e quarto componentes principais.

[*ui*] = *i*-ésimo vector próprio.

λ_i = *i*-ésimo valor próprio.

Como o quarto componente principal é dominado por FeO e Fe_2O_3 com pesos opostos, representando essencialmente a oxidação do ferro, não será considerado posteriormente na interpretação da variabilidade hipogenética, que é a que nos interessa, e é representada *a priori* pelos três primeiros componentes principais.

O primeiro componente principal define a direcção do espaço composicional 11-dimensional considerado, que contém 85,8 % da variabilidade total do espaço, e é por natureza o melhor índice linear do processo de evolução magmática para o caso particular das rochas de Santiago. É caracterizado pelo peso positivo (por ordem decrescente) de SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O e Na_2O e pelo peso negativo (por ordem decrescente em valor absoluto) de CaO , MgO , FeO , Fe_2O_3 e TiO_2 . Traduz o empobrecimento nestes últimos constituintes (fermífilos) e o consentâneo enriquecimento em sílica, alumina e álcalis (felsífilos), estando portanto de acordo com a tendência geral da evolução magmática, de que é um índice positivo. O histograma de figura 10 mostra a distribuição de frequência das 231 análises químicas segundo a direcção do primeiro componente principal, que, à semelhança da grande parte das variáveis originais, tem características bimodais, possivelmente trimodais. Mais provavelmente tratar-se-á de dois grupos (félsico e máfico; modos $PC1 = 41,6$ e $PC1 = 17,6$) separados por um *Daly gap* de rochas pouco frequentes de características intermédias (latitos nefelínicos, etc.).

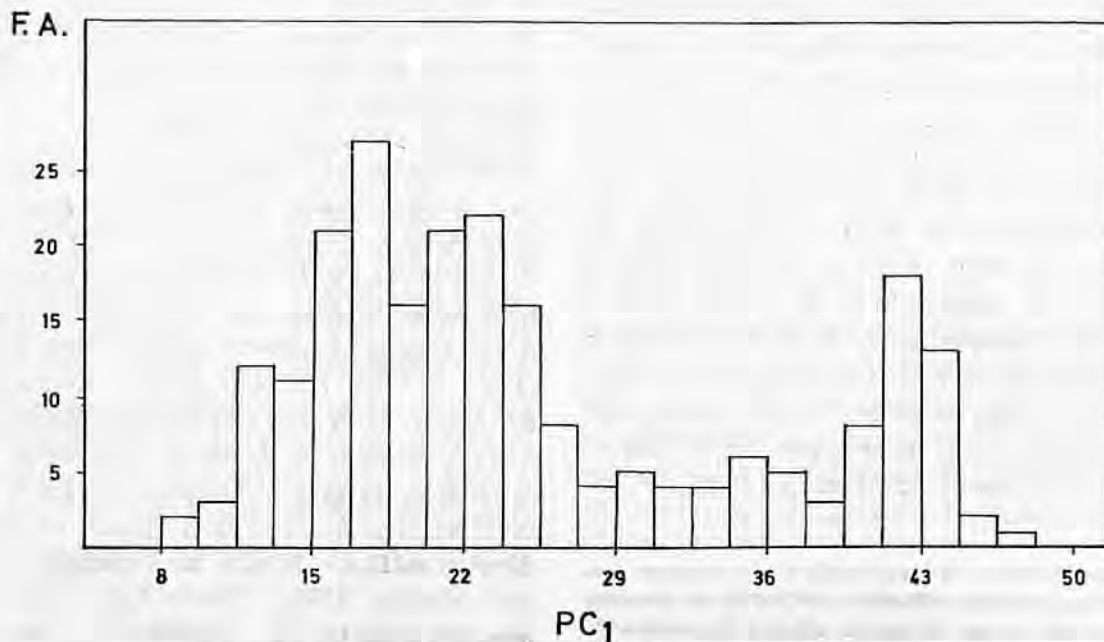


Fig. 10 — Distribuição de frequência das análises químicas segundo o primeiro componente principal

Os segundo e terceiro componentes principais não têm qualquer significado isoladamente, mas representam conjuntamente com PC1 um único processo de variabilidade — a evolução magmática —, que, não sendo linear, não pode ser representado por um único componente principal.

Utilizando as projecções nos planos PC1-PC2 e PC1-PC3 dos pontos representativos das rochas dos complexos e do conjunto total da ilha, puderam tirar-se as conclusões seguintes⁽⁵⁾:

Relativamente ao conjunto total a nuvem de pontos mostra no plano PC1-PC2 (fig. 11-a) uma curvatura na transição das rochas máficas para as intermédias e félsicas. Esta curvatura é típica das séries alcalinas (Le Maître, 1968) e traduz uma mudança qualitativa no processo de diferenciação magmática, como, por exemplo, o advento de novas fases no fraccionamento cristalino e/ou o esgotamento de outras. Tal curvatura separa duas tendências de evolução química do magma: tendência máfica (correlação negativa entre PC1 e PC2) e tendência félsica (correlação positiva entre PC1 e PC2). A primeira é caracterizada quimicamente por forte empobrecimento de *MgO* e, em menor escala, *FeO* e *CaO* e forte enriquecimento de *Al₂O₃* e, em menor escala, *Na₂O* e *K₂O*, tendo os teores de *SiO₂* crescimento muito baixo; parece poder corresponder ao resultado do fraccionamento de clinopiroxena ± olivina, cujo teor global de *SiO₂* fosse aproximadamente o do magma. A segunda tendência, situada à direita da curvatura, corresponde às rochas intermédias do *Daly gap* e às rochas do grupo félsico; é caracterizada quimicamente pelo forte empobrecimento de *CaO* e *FeO* e menor de *MgO*, *TiO₂*, *Fe₂O₃* e *P₂O₅* e pelo forte enriquecimento de *SiO₂*, *Na₂O* e *K₂O* e menor de *Al₂O₃* (veja tensores do referencial original — fig. 11-b). O importante aumento na supressão de *CaO* e a diminuição do crescimento de *Al₂O₃* parecem apontar para o advento do fraccionamento da plagioclase rica de *An*. A maior diminuição de *FeO*, *Fe₂O₃*, *TiO₂* e *P₂O₅*, assim como a maior importância do enriquecimento de *SiO₂*, sugerem o aparecimento dos minérios de *Fe* e *Ti* (magnetites, titanomagnetites e/ou ilmenites) e de apatite. A menor im-

portância da diminuição de *MgO* pode indicar o final do fraccionamento da olivina.

Tanto no Complexo eruptivo interno, antigo, como no do Pico da Antónia, face à semelhança entre as suas projecções no plano PC1-PC2, parece manifestar-se o mesmo processo (figs. 12-a e 12-b). Certas diferenças no primeiro podem traduzir fenómenos endógenos como metassomáticos (note-se que grande parte das rochas são dos complexos subvulcânicos).

No plano PC1-PC3 (fig. 11-c) observa-se também uma curvatura na forma da nuvem de pontos, embora menos apertada. Porém, observando-se as projecções respeitantes ao Complexo eruptivo interno, antigo, e ao Complexo eruptivo do Pico da Antónia (figs. 12-c e 12-d), notam-se diferenças entre os dois complexos. Estas diferenças parecem sugerir que o magma do primeiro complexo deve ter sido mais rico de *CaO* e mais pobre de *MgO* que o do Complexo eruptivo do Pico da Antónia, o mesmo se pode genericamente dizer para as rochas máficas destes dois complexos; a diferenciação parece ter sido caracterizada, no Complexo eruptivo interno, antigo, por um enriquecimento mais importante de *Al₂O₃* e álcalis e menos importante de sílica do que a série do Pico da Antónia (veja projecção dos tensores no plano PC1-PC3, fig. 11-d).

Na figura 13 projectaram-se composições químicas de minerais relevantes na cristalização magmática, e a linha evolutiva média traçada a partir dos diagramas PC1-PC2 de todas as rochas, o que permite discutir o provável processo de diferenciação por fraccionamento cristalino, apoiando as considerações já feitas a partir da projecção dos tensores. A tendência máfica tem, efectivamente, uma orientação que exclui a possibilidade de fraccionamento da plagioclase (notar a orientação relativamente a *An-Ab*) e aparentando dever resultar essencialmente da cristalização da clinopiroxena ± olivina; na tendência félsica já é possível o fraccionamento da plagioclase rica de *An*. Contudo, a orientação desta tendência parece indicar uma preponderância do início da cristalização e fraccionamento dos óxidos de *Fe* e *Ti* e de apatite. Efectivamente, o súbito advento de fases de composição tão distinta da do magma como óxidos de *Fe-Ti* poderia explicar não só a transição brusca entre as tendências máfica e félsica, mas também o próprio *gap* (Clague, 1978). Outras fases cujo fraccionamento pode ter sido importante na evolução da tendência félsica são a kaersutite e, eventualmente, a aegirina-augite.

(5) Para facilitar a interpretação dos diagramas projectaram-se nos planos PC1-PC2 e PC1-PC3 os tensores (vectores unitários) do referencial original dos óxidos da análise química (figs. 11-b e 11-d). Estas projecções indicam a direcção, sentido e grandeza relativa do crescimento de cada variável nos planos em questão.

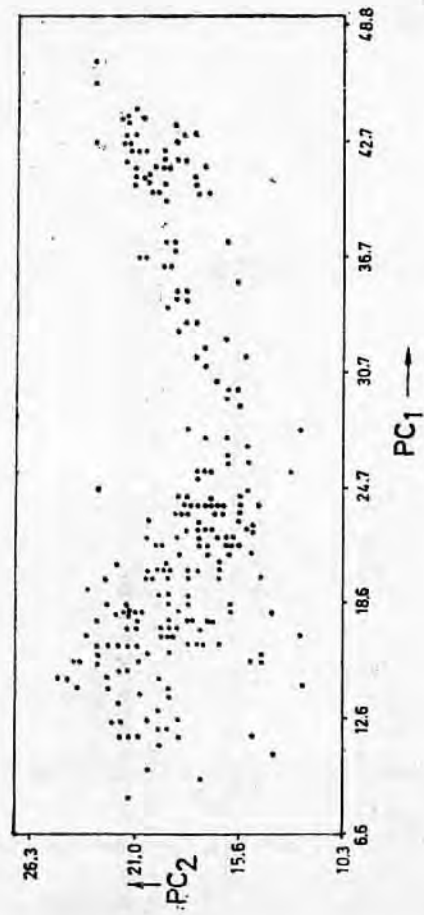


Fig. 11-a — Projecção das análises no plano PC_1 - PC_2 , ilha de Santiago

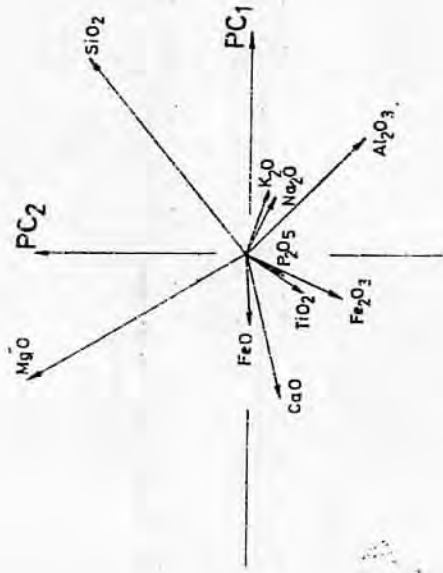


Fig. 11-b — Projecção dos tensores do referencial original no plano PC_1 - PC_2 , ilha de Santiago

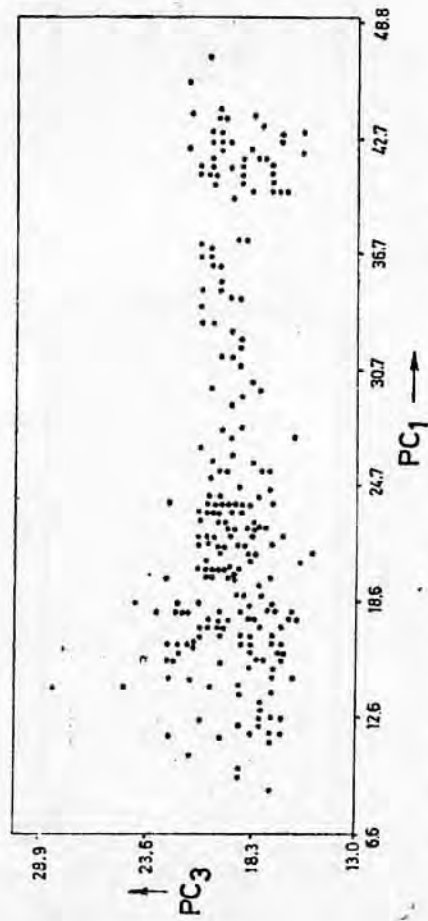


Fig. 11-c — Projecção das análises no plano PC_1 - PC_3 , ilha de Santiago

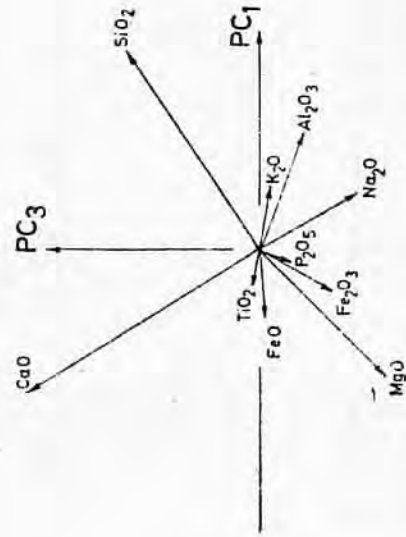


Fig. 11-d — Projecção dos tensores do referencial original no plano PC_1 - PC_3 , ilha de Santiago

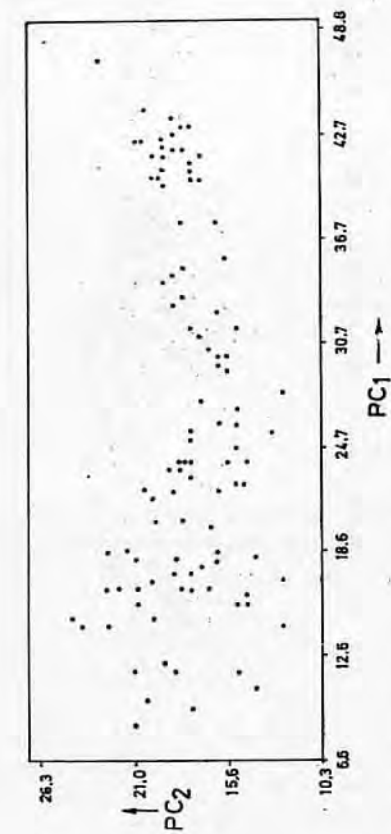


Fig. 12-a — Projecção das análises no plano PC_1 - PC_2 , Complexo eruptivo interno, antigo

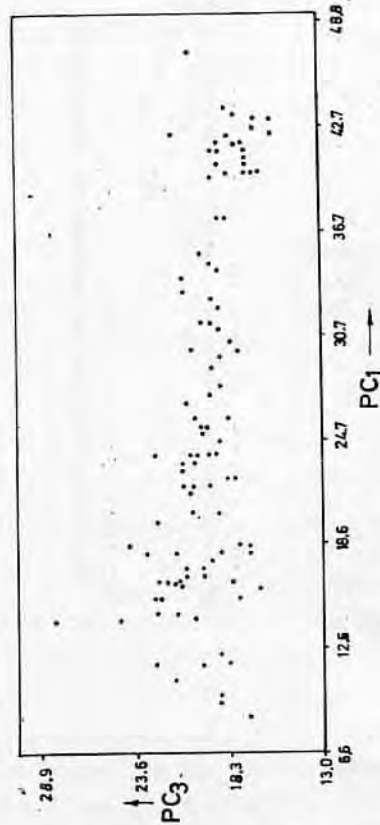


Fig. 12-c — Projecção das análises no plano PC_1 - PC_3 , Complexo eruptivo interno, antigo

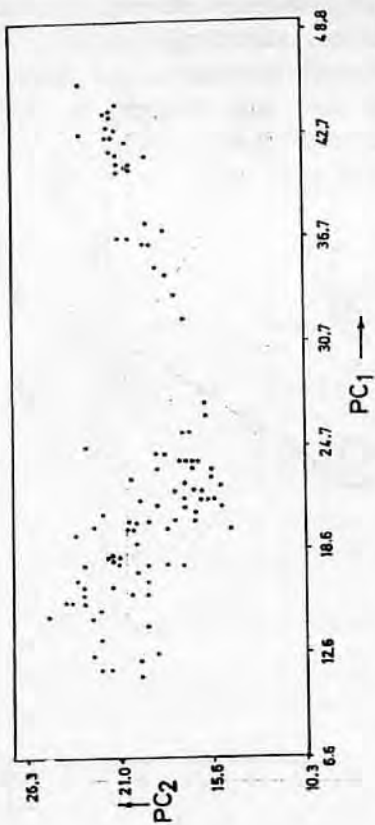


Fig. 12-b — Projecção das análises no plano PC_1 - PC_2 , Complexo eruptivo do Pico da Antónia

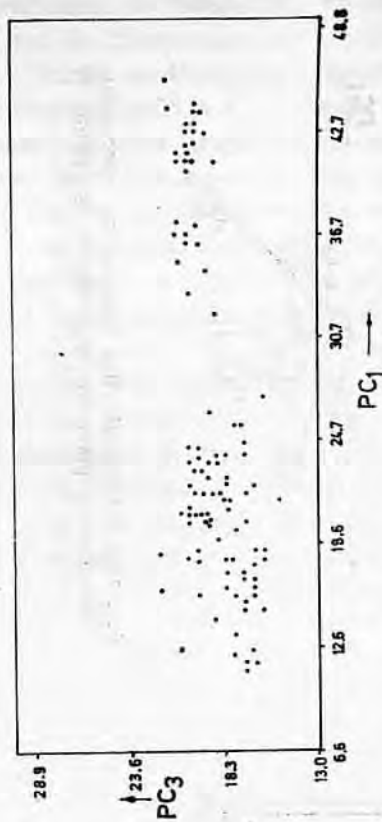


Fig. 12-d — Projecção das análises no plano PC_1 - PC_3 , Complexo eruptivo do Pico da Antónia

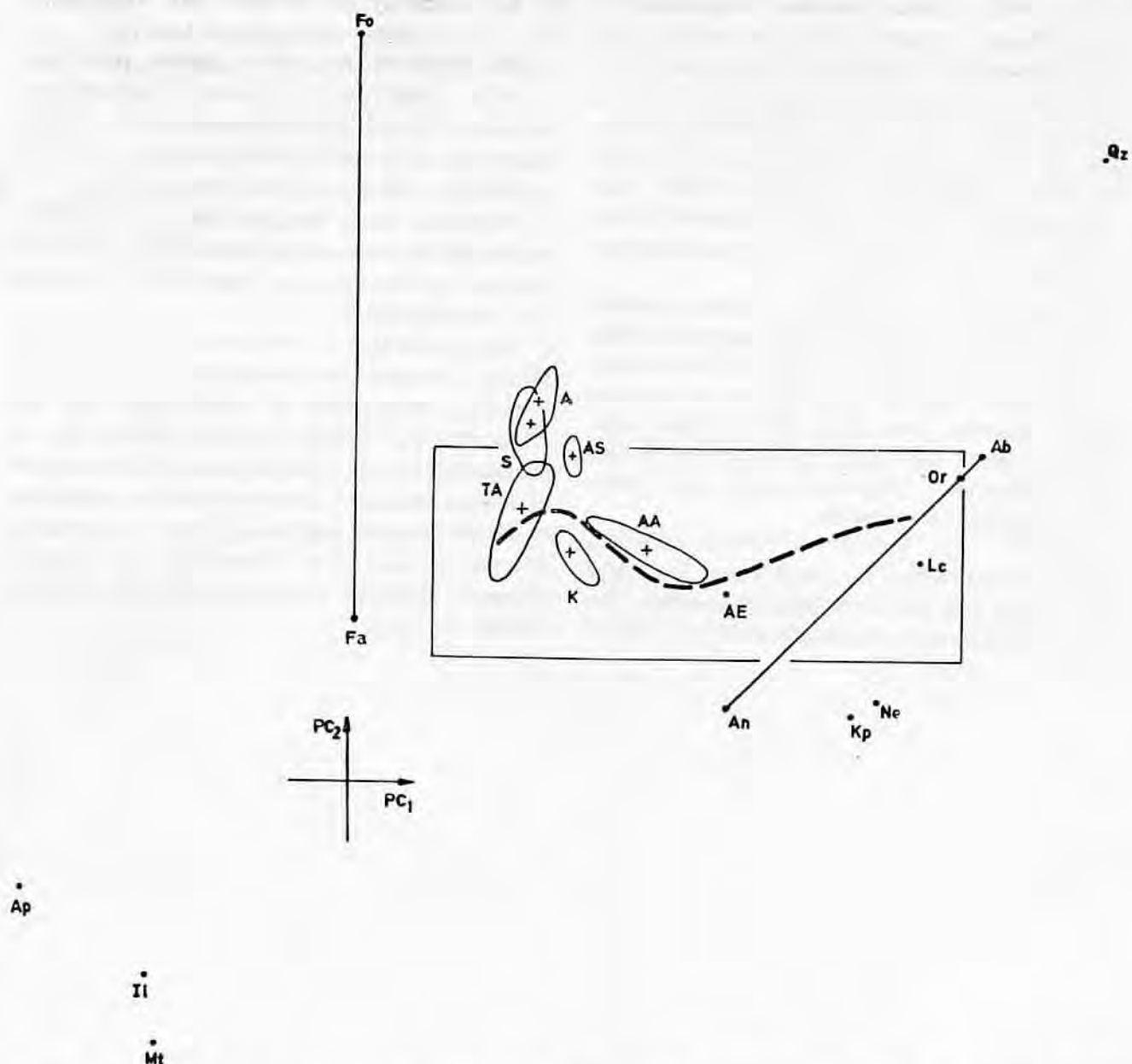


Fig. 13 — Projecção da tendência geral da diferenciação em Santiago e das composições de minerais no plano PC_1 - PC_2 . *Ap, Il, Mt, Fo, An, Ab, Or, Kp, Ne, Lc* e $Q \rightarrow$ composições teóricas. *A* — augite; *S* — salite; *TA* — titanaugite; *AS* — augite sódica; *AA* — aegirina-augite; *AE* — aegirina; *K* — anfíbulas kaersútíticas-domínios projectivos e médias de análises recolhidas em Deer, Howie Zussmann (1974, 1978) e Kesson Price (1972)

CONCLUSÕES

O arquipélago cabo-verdiano situa-se entre as isócronas dos 140 e 120 m. a. (Vacquier, 1972), a oeste da «zona magnética calma» do Atlântico ocidental. As ilhas estão implantadas numa plataforma definida pela isóbata dos 3700 m (Rona, 1970) que morre de encontro ao talude do continente africano.

Os elementos essenciais da geologia de Santiago estão resumidos no quadro I. Não há dados

recentes sobre as ilhas de Santo Antão e Santa Luzia.

Os sedimentos meso-cenozóicos da ilha de Maio (Jurássico superior a Paleogénico, Cleintuar & Ealey, 1971 e Rigassi, 1975), deformados e metamorfizados por larga intrusão diapírica de Essexito (Serralheiro, 1970), estendem-se não só pela plataforma de Cabo Verde, onde poderiam corresponder aos calcários detectados por Dash *et al.* (1975), mas possivelmente até às Canárias, onde afloram na ilha de Fuerteventura (Cunn &

Watkins, 1976). Datam, pois, do Paleogénico ⁽⁶⁾ as manifestações eruptivas da ilha de Maio, as mais antigas conhecidas no arquipélago, do ciclo alcalino-olivínico, pois parece hoje indiscutível a presença nesta ilha de rochas ígneas de natureza tholeiítica (*pillow-lavas* — Klerkx, 1974), correspondentes ao fundo oceânico, aflorado na sequência do estabelecimento de um empolamento do manto e crosta oceânica.

A semelhança e contemporaneidade de muitas formações em todas (ou na maior parte) as ilhas do arquipélago são prova de que na generalidade os fenómenos maiores se passaram em simultaneidade naquela área (CA, CB, λρ, etc.), não obstante certas diferenças de pormenor, o que permite considerar Cabo Verde como uma verdadeira província petrográfica.

Segundo Gunn & Watkins (1976), «We can find no justification for separating the Cape Verde flows into different lines of descent». Es-taremos provavelmente perante série (ou séries)

do tipo Kennedy ou *straddle* A-I. (Miyashiro, 1978); Boa Vista poderia ser do tipo II.

Mas outras razões podem apontar para duas séries nas rochas subvulcânicas: 1) sem plagioclase, da série nefelinito-carbonatito, e 2) com plagioclase, da série limburgito-basanito.

Hipóteses mais antigas apontando para a existência de mais séries primordiais, como sustentado, por exemplo, por Burri (1973), parecem não ser realistas.

Quanto ao tipo de fenómenos que podem justificar a evolução nos *trends* máfico e fémico da sequência magmática do arquipélago (fig. 13) ficou dito no capítulo anterior. Outro tipo de considerações que possibilitassem aproximações ao modelo de manto, tipo de extracção magmática e mesmo factores magmatogénicos (*hot spots?*), não podem fazer-se na ausência de certos conhecimentos químicos (oligoelementos, TR, análises isotópicas, etc.).

⁽⁶⁾ Do ponto de vista cronológico, os dados radiométricos potássio-árgon de algumas rochas da ilha de Santiago (Griffiths et al., 1975) são:

Complexo eruptivo interno, antigo: teralito (10,3±0,6 m. a.); mica de carbonatito (9,8±0,3 e 8,5±0,7 m. a.), e fonólito (7,1±0,4 m. a.).

Formação dos Flamengos (λρ): rocha basáltica (4,1±0,4 m. a.).

Formação dos Órgãos (CB): rocha basáltica (4,0±0,5 m. a.).

Complexo eruptivo do Pico da Antónia (PA): basaltos limburgíticos (4,7±0,3; 4,15±0,15 m. a.).

BIBLIOGRAFIA

- ALVES, C. A. Matos, SERRALHEIRO, A., MACEDO, J. R., CRAMEZ, P., SOUSA, A. A., MENDES, F. & GOMES, R. A. David — «Carbonatitos de Santiago, Cabo Verde». *I Congresso Hispano-Luso-Americano de Geologia Económica*, Madrid-Lisboa, t. II, sec. 1 — Geologia, 1971, 563-576.
- ASSUNÇÃO, C. F. Torre — *Expedição Científica à Ilha do Fogo. Estudos Petrográficos*. Ministério do Ultramar, Junta de Investigações do Ultramar, Mem. — Sér. Petrográfica, 1954, 156 p.
- ASSUNÇÃO, C. F. Torre & CANILHO, M. H. S. — «Petrografia da ilha de S. Vicente — Novos elementos para o seu conhecimento». *Garcia de Orta*, Lisboa, 13 (2), 1965, 235-258.
- ASSUNÇÃO, C. F. Torre & CANILHO, M. H. S. — «Notas sobre petrografia comparada das ilhas atlânticas (arquipélagos dos Açores e de Cabo Verde)». *Bol. do Mus. e Lab. Mineral. e Geol. da Fac. de Ciênc. de Lisboa*, 11, 2, 1966-1970, 305-342.
- ASSUNÇÃO, C. F. Torre & CANILHO, M. H. S. — «A petrografia da ilha de Maio e suas relações com a petrografia do arquipélago de Cabo Verde». *Bol. do Mus. e Lab. Mineral. e Geol. da Fac. de Ciênc. de Lisboa*, 11, 2, 1969-1970, 161-191.
- ASSUNÇÃO, C. F. Torre, MACHADO, F. & GOMES, R. David — «On the occurrence of carbonatites in the Cape Verde Islands». *Bol. da Soc. Geol. de Portugal*, Lisboa, XVI, 1965, 179-188.
- BEBIANO, J. Bacelar — «A geologia do arquipélago de Cabo Verde». *Com. Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa, 18, 1932, 167-187.
- BURRI, C. — «Petrochemie der Cap Verden und Vergleich des Capverdeschen Vulkanismus mit demjenigen des Rheinlands». *Schweizerische und Petrographische Mitteilungen*, Zürich, 40, 1960. Tradução de N. F. Grossmann. *Garcia de Orta, Sér. Geol.*, Lisboa, 1 (2), 1973, 1-26.
- CLAGUE, D. A. — «The oceanic Basalt Trachyte Association: An explanation of the Daly Gap». *Jour. Geology*, 86 (6), 1978, 739-742.
- CLEINTUAR, M. R. & EALEY, P. J. — «Geological reconnaissance of the island of Maio (Cape Verde)». *Report EP-2669-confidential, koninklijke/Sheell. Explor. Produk. Labort. Rijwsij*, Holanda, 1791.
- DASH, B. P., BALL, M. M., KING, G. A., BUTLER, L. W. & RONA, P. A. — «Geophysical measurements in the Cape Verde Archipelago». *EOS Trans. Am. Geoph. Un.*, 1975.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. — *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Longmans, London, 1974.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. — *Rock-Forming Minerals — Vol. 2, Single chain silicates*. Longmans, London, 1978.
- DE PAEPE, P., KLERKX, Jean, HERTOGEN, Jan & PLINKE, P. — «Oceanic tholeiites on the Cape Verde Island: Petrochemical and Geochemical evidence». *Earth and Planetary Science Letters*, 22, 1974, 347-354.
- GRIFFITHS, M. M. Jean-Bernard, CANTAGREL, Jean-Marie, ALVES, C. A. Matos, MENDES, F., SERRALHEIRO, A. & MACEDO, João Rocha — «Géochronologie-Données radiométriques potassium-argon sur quelques formations magmatiques des îles de l'archipel du Cap-Vert». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 280, sér. D, 1975, 2429-2432.
- GUNN, Bernard M. & WATKINS, Norman D. — «Geochemistry of the Cape Verde Islands and Fernando Noronha». *Geological Society of America Bulletin*, 87, 1976, 1089-1100.
- IRVINE, J. N. & BARAGAR, W. R. A. — «A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks». *Canad. Jour. Earth Sci.*, 8, 1971, 523-548.
- KESSON, S. & PRICE, R. C. — «The Major and Trace Element chemistry of Kaersutite and its bearing on the Petrogenesis of Alkaline Rocks». *Contr. Mineral. Petrol.*, 35, 1972, 119-124.
- KLERKX, Jean & DE PAEPE, Paul — «Cape Verde Island: Evidence for a Mesozoic Oceanic Ridge». *Nature Physical Science*, 233, (41), 1971, 117-118.
- KLERKX, Jean & DE PAEPE, Paul — «The main characteristics of the magmatism of the Cape Verde Islands». *Annales de la Société de Belgique*, 99, 1976, 347-357.
- KLERKX, Jean, DEUTSCH, Sarah & DE PAEPE, Paul — «Rubidium strontium and strontium isotopic composition of strongly alcalic basaltic rocks from Cape Verde Island». *Contr. Mineral. and Petrol.*, 45, 1974, 107-118.
- LANCELOT, Y., SEIBOLD, E. et al. — *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Washington, 41, 1977.
- LE MATRE, R. W. — «Chemical variation within and between volcanic rock series — A statistical approach». *Jour. Petrol.*, 9 (2), 1968, 220-252.
- MACDONALD, G. A. — «Composition and origin of Hawaiian lavas». *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 116, 1968, 477-522.
- MACDONALD, G. A. — *Volcanoes*. Edit. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs N. J., 1972.
- MIYASHIRO, A. — «Nature of alcalik volcanic rocks series». *Contr. Mineral. Petrol.*, 66, 1978, 91-104.
- RIGASSI, Danilo A. — «Micropaleontological investigations in Cabo Verde Archipelago». Resumo apresentado no Colóquio de Geologia Africana de Leeds em Janeiro de 1975.
- RONA, Peter A. — «Comparision of continental margins of eastern north America at Cape Hatteras and north-western Africa at Cape Blanc». *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 54 (1), 1970, 129-157.
- RONA, Peter A., BRAKI, J. & HEIRTZELER, J. R. — «Magnetic anomalies in the northeast Atlantic between the Canary and Cape Verde Island». *Journ. of Geoph. Res.*, 73 (36), 1970, 7412-7420.
- SERRALHEIRO, A. — «Contribuição para o conhecimento geológico da ilha de S. Vicente (Cabo Verde)». *Garcia de Orta*, Lisboa, 14 (1), 1966, 139-152.
- SERRALHEIRO, A. — *Geologia da Ilha de Maio*. Junta de Investigações do Ultramar, Lisboa, 1970.
- SERRALHEIRO, A. — «A geologia da ilha de Santiago». *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Lisboa*, 14 (2), 1975-76, 218 p. Tese de doutoramento apresentada na Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- Garcia de Orta, Sér. Geol.*, Lisboa, 3 (1-2), 1979, 47-74

- SERRALHEIRO, A., ALVES, C. A. Matos, MACEDO, J. Rocha & SILVA, L. Celestino — «Note préliminaire sur la géologie de l'île de Boa Vista (Cap-Vert.)». *Garcia de Orta, Sér. Geol.*, Lisboa, 1 (3), 1974, 53-60.
- SERRALHEIRO, A. & UBALDO, M.ª Lourdes — «Estudo estatigráfico dos sedimentos do Campo da Preguiça, ilha de S. Nicolau (Cabo Verde)». *Garcia de Orta, Sér. Geol.*, Lisboa, 3 (1-2), 1979, 75-82.
- SILVA, L. Celestino — «Variação química de elementos maiores em fenocristais zonados de clinopiroxenas de gabros alcalinos (ilha de Santiago — Cabo Verde): Sua possível aplicação como indicador geobarométrico». *Comm. dos Serviços Geológicos de Portugal*, LXII, 1977, 35-43.
- SILVA, L. Celestino — «Considerações geológicas e estudos prelliminares sobre inclusões primárias, fluidas e sólidas, em apatites de rochas carbonatíficas e ijolíticas da ilha de Santiago (República de Cabo Verde)». *Com. dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, LXIV, 1979, 261-268.
- SILVA, L. Celestino & FIGUEIREDO, M. Ondina — «Alkaline-calcic metasomatic undersaturated rocks associated alkaline-carbonatitic complexes of Santiago (Cape Verde Islands)». *Garcia de Orta, Sér. Geol.*, Lisboa, 1 (4), 1976, 133-142.
- VACQUIER, Victor — «Geomagnetism in marin geology». *Elsev. publ. comp.*, Amesterdão, 1972, 127-141.
- VICTOR, Luís Alberto Mendes — «L'interprétation des mesures gravimétriques et magnétiques aux îles du Cap-Vert et la théorie de l'expansion des fonds océaniques». Thèse présentée Fac. Sc. Univ. Strasbourg, 1970.
- VIRELLA, F. Anguita — «La evolución magmática en el ciclo Roque Nublo (Gran Canaria)». *Estudios Geológicos*, Instituto Lucas Mallada, Madrid, xxvii, 1972, 377-428.

Rubén Barone Tosco

CDU 552(665.8)

ALVES, C. A. Matos **Estudo geológico, petrológico e vulcanológico da ilha de Santiago (Cabo Verde)**
MACEDO, J. R.
SILVA, L. Celestino
SERRALHEIRO, A.
FARIA, A. F. Peixoto

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1979, p. 47-74

Apresenta-se a carta geológica da ilha de Santiago (Cabo Verde) na escala de 1 : 100 000, acompanhada da interpretação da sequência vulcano-estratigráfica e do estudo petroquímico dos complexos lávicos e granulares. Com base no estudo geoquímico dos elementos maiores e na análise estatística (uni e multivariada), discute-se a evolução magmática da ilha e a sua integração no quadro geral do magmatismo do arquipélago.

CDU 552(665.8)

ALVES, C. A. Matos **Geological, petrological and vulcanological study of the Santiago island (Cape Verde)**
MACEDO, J. R.
SILVA, L. Celestino
SERRALHEIRO, A.
FARIA, A. F. Peixoto

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1979, p. 47-74

The geological map of Santiago island (Cape Verde) scale 1 : 100 000 is presented, accompanied by the interpretation of the volcano-stratigraphic sequences and by a petrographic and chemical study of the volcanic and granular complexes. The magmatic evolution of the island and its relation with the general scheme of the archipelago is discussed on basis of a geochemical study of the major elements including univariate and multivariate statistical analyses.

GARCIA DE ORTA

SÉRIE DE GEOLOGIA

VOL. 3 • N.º 1 e 2 • 1979



REVISTA DA
JUNTA DE INVESTIGAÇÕES CIENTÍFICAS DO ULTRAMAR

LISBOA



Fig. 1 — Ribeira Santana, perto de Mato Sancho. Complexo filoniano de base



Fig. 2 — Entre as pontas Moreia e Fazenda. Pitão carbonatítico de Chão de Arruela do Complexo eruptivo interno, antigo



Fig. 1 — Serra da Malagueta (vertente sul). Mantos subaéreos do Complexo do Pico da Antónia, cortados por filões verticais



Fig. 2 — Vertente leste da achada das Eguas, vale de Pau de Saco. Aspecto do empilhamento dos derrames subaéreos da Série inferior do Complexo do Pico da Antónia



Fig. 1 — Monte Brianda, visto da achada Grande. Notar a discordância entre os mantos subaéreos do Complexo do Pico da Antónia (inclinados) e os da Formação da Assomada (sub-horizontais)