

COMUNICAÇÕES

INSTITUTO DE INVESTIGAÇÃO CIENTÍFICA TROPICAL

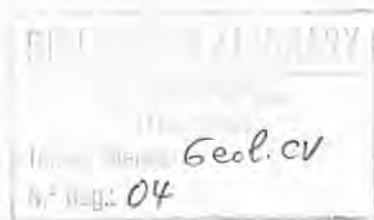
10

SÉRIE DE CIÊNCIAS DA TERRA

Guillermo



García Díaz



GEOLOGIA DA ILHA DO SAL

P. COSTA TORRES, L. CELESTINO SILVA, A. SERRALHEIRO,
M. HERMÍNIA MENDES, J. ROCHA MACEDO & A. MOTA GOMES



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E DO ENSINO SUPERIOR
SECRETARIA DE ESTADO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
LISBOA — 2002

Os pedidos devem ser dirigidos ao Centro de Documentação e Informação
do Instituto de Investigação Científica Tropical

R. General João de Almeida
Palácio dos Condes da Calheta – 1300-266 Lisboa

COMUNICAÇÕES DO INSTITUTO DE INVESTIGAÇÃO CIENTÍFICA TROPICAL
SÉRIE DE CIÊNCIAS DA TERRA

VOLUMES PUBLICADOS

- 1 – *Técnicas sedimentológicas. Ensaios de aplicação. VI – Utilização da classe geoquímica de Lukashev e Guzovski no estudo de produtos de meteorização de rochas de Angola* – Fernando J. S. Ramalhal e Maria Regina Ávila Ramalhal.
- 2 – *Complexo gabro-anortosítico do SW de Angola/NW da Namíbia. Notas sobre a geologia geral. Tentativa de interpretação genética. Gabbro-anorthosite complex of SW Angola/NW Namibia. Notes about the general geology. An essay of genetic interpretation* – Heitor de Carvalho e Paulo Alves
- 3 – *Contribuição para o conhecimento da bibliografia geológico-mineira da República de Moçambique* – Jaime P. Crasto e Rui S. Afonso
- 4 – *The precambrian of SW Angola and NW Namibia. General Remarks. Correlation Analysis. Economic geology* – Heitor de Carvalho e Paulo Alves
- 5 – *Bibliografia geográfica de Cabo Verde. 1.º volume* – Ezequiel Correia, António Gonçalves e Ilídio do Amaral
- 6 – *Evolução geológica da região de Liciro-Monte Tamboni, Moçambique* – Rui S. Afonso
- 7 – *As causas do fracasso da colonização agrícola de Angola* – Mariano Feio
- 8 – *Evolução geológica da região de Nhamatanda, Moçambique* – Rui S. Afonso
- 9 – *Evolução geológica da região de Mocuba-Macatanja (Monte Massina), Moçambique* – R. S. Afonso e A. F. Ferreira Pinto

Edição: MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E DO ENSINO SUPERIOR
SECRETARIA DE ESTADO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO DE INVESTIGAÇÃO CIENTÍFICA TROPICAL

ISBN: 972-672-903-3

Depósito Legal: 183545/02

Composição e Impressão: Sociedade Industrial Gráfica Telles da Silva, Lda.

Tiragem: 1250 exemplares

Apoio financeiro

FCT Fundação para a Ciência e a Tecnologia
Programa Operacional Ciência, Tecnologia, Inovação do Quadro Comunitário de Apoio III

Guillermo



García Díaz

COMUNICAÇÕES

INSTITUTO DE INVESTIGAÇÃO CIENTÍFICA TROPICAL

SÉRIE DE CIÊNCIAS DA TERRA

N.º 10

GEOLOGIA DA ILHA DO SAL

P. COSTA TORRES, L. CELESTINO SILVA, A. SERRALHEIRO,
M. HERMÍNIA MENDES, J. ROCHA MACEDO & A. MOTA GOMES



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E DO ENSINO SUPERIOR
SECRETARIA DE ESTADO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

LISBOA — 2002

Geologia da Ilha do Sal / P. C. Torres, et al. - Lisboa: Instituto de Investigação Científica Tropical, 2002 - 57 p.:
fig. + 2 cartas geológicas na escala 1:25 000 - (Comunicações. Série de Ciências da Terra, ISSN 0871-178X; 10)

ISBN 972-672-903-3

* Descritores: Geologia / Vulcanologia / Cartas geológicas / Ilhas / Cabo Verde

* Grafia dos descritores fixada pelo Thesaurus SPINES. Volume II (Unesco English-Spanish-Portuguese 1988 edition)

ÍNDICE

Preâmbulo	7
Introdução	9
Enquadramento Regional.....	10
Estratigrafia.....	12
1 – Complexo Eruptivo Antigo.....	12
2 – Formação Eruptiva Principal	14
3 – Depósito Conglomerático-Brechóide	15
4 – Formação da Ribeira da Fragata.....	16
5 – Complexo da Ponta do Altar-Baleia.....	16
6 – Formação Eruptiva da Serra Negra	17
7 – Formação do Monte Grande - Pedra Lume.....	18
<i>Monte Leste</i>	18
<i>Monte Grande e Rocha de Poi</i>	18
<i>Rocha de Salina, Morro Vermelho da Rocha de Salina e Morro Vermelho da Terra Boa</i>	19
<i>Salina de Pedro Lume</i>	19
<i>Cagaral e Pedra Lume 2º</i>	20
<i>Morrinho de Carvão</i>	21
<i>Monte Curral</i>	21
<i>Rabo de Junco</i>	21
8 – Sedimentos Quaternários.....	22
Enquadramento Tectónico da Ilha do Sal.....	23
Agradecimentos	26
Bibliografia	27
Anexo.....	29

PREÂMBULO

Paulo Alexandre Ferreira da Costa Torres nasceu em Lisboa em 12 de Maio de 1957 e faleceu em 11 de Agosto de 1999.

Entrou como estagiário de investigação para o Centro de Geologia do Instituto de Investigação Científica Tropical (IICT) em 1 de Setembro de 1987 e passou a integrar o quadro do IICT em 1 de Março de 1999, após ter sido aprovado com distinção e louvor nas provas de acesso a investigador auxiliar em que apresentou a dissertação "Geologia e petrogénese das formações vulcânicas da Ilha do Sal, arquipélago de Cabo Verde".

Durante a permanência no Centro de Geologia desenvolveu meritória actividade de investigação científica no âmbito da geologia, petrologia e geoquímica do arquipélago de Cabo Verde, em particular das ilhas do Sal, Santo Antão e Fogo.

A afabilidade, correcção e simpatia que o caracterizavam, a par da sua competência profissional, despertavam a amizade dos colegas não só portugueses mas também estrangeiros.

Não é fácil traduzir por palavras o entusiasmo e empenhamento que imprimia aos estudos que realizava, nomeadamente os referentes à influência da tectónica na génese e evolução magmática das ilhas de Cabo Verde. Ele partiu com muitas ideias sobre este tema, fruto de reflexão de vários anos de trabalho nestas ilhas.

Infelizmente o destino não permitiu que o Paulo Torres concretizasse todos os seus projectos de investigação, nem participasse na redacção final deste trabalho que constituía parte do tema da dissertação de doutoramento que estava a preparar.

O seu falecimento prematuro interrompeu uma carreira promissora e roubou à família e aos amigos o convívio de um homem que, pelas suas qualidades, merece ser recordado com muita saudade e respeito.

Com a publicação do trabalho "Geologia da Ilha do Sal" desejamos prestar-lhe sentida homenagem.

GEOLOGIA DA ILHA DO SAL

P. COSTA TORRES¹*, L. CELESTINO SILVA¹, A. SERRALHEIRO²,
M. HERMÍNIA MENDES¹, J. ROCHA MACEDO¹ & A. MOTA GOMES³

¹Centro de Geologia do Instituto de Investigação Científica Tropical
Alameda D. Afonso Henriques, 41-4 D, 1000-123 Lisboa, Portugal

²Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa
Edifício C2, Piso 5, Campo Grande, 1749-016 Lisboa, Portugal

³Departamento de Geociências, Instituto Superior de Educação
C.P. 279, Cidade da Praia, República de Cabo Verde

Com base em levantamentos geológicos realizados entre 1983 e 1989 e em estudos petrográficos de rochas provenientes das diferentes unidades litostratigráficas, apresenta-se a Geologia da Ilha do Sal acompanhada da respectiva Carta Geológica na escala 1/25 000, editada pelo Instituto de Investigação Científica Tropical (IICT) em 1990.

Based on geological field work carried out between 1983 and 1989 and on petrographic studies of rocks from the different lithostratigraphic units, the geology of Sal Island is presented. The 1/25 000 geological map of Sal, edited by the Research Institute for Tropical Sciences (IICT) in 1990, is also included.

INTRODUÇÃO

O primeiro levantamento geológico da Ilha do Sal foi publicado por Bebianco em 1932 sob a forma de um esboço geológico na escala 1/130 000, acompanhado de pormenorizadas descrições de rochas ígneas e sedimentares. Grande parte das informações inseridas nesta introdução foram extraídas das "Notas preliminares" do citado trabalho.

A Ilha do Sal faz parte do grupo Barlavento do arquipélago de Cabo Verde. Fica situada entre os paralelos 16° 51' 20" (Ponta Norte) e 16° 35' 08" (Ponta do Sinó) de latitude norte e 22° 59' 52" (Ponta do Altar) e 22° 52' 31" (Ponta Morrinho Vermelho) de longitude oeste de Greenwich.

Com cerca de 216 km², tem forma alongada na direcção norte-sul, apresentando um comprimento máximo de 29 800 m entre as pontas Norte e Sinó e uma largura máxima de 12 125 m entre as pontas do Ilhéu de Rabo de Junco e dos Ilhéus do Chano.

Por ser a mais plana do arquipélago foi inicialmente denominada *Lana* ou *Lhana*, nome este que foi substituído pelo actual logo que os primeiros habitantes iniciaram, com sucesso, a exploração de sal marinho. As elevações topográficas são escassas e pouco acidentadas, destacando-se: a NE, o Monte Grande (406 m), Rocha de Poi (194 m), Rocha de Salina (299 m), Morro Vermelho de Rocha de Salina (170 m) e Cagaral (173 m); a NW, o Monte Leste (263 m); na parte central, o Morro do Curral (108 m) e o Morrinho do Carvão (81 m); a W, o Rabo de Junco (165 m); a SE, a Serra Negra (99 m).

O Sal é uma das ilhas mais áridas do arquipélago, sendo raro haver precipitações mesmo nos meses considerados húmidos (Agosto, Setembro e Outubro). Os recursos hídricos são muito escassos não existindo águas superficiais permanentes. O abastecimento de água à população é feito exclusivamente pela dessalinização da água do mar.

* Falecido em 11 de Agosto de 1999

Os principais recursos económicos da ilha consistem, actualmente, na exploração comercial do aeroporto internacional Amílcar Cabral e do turismo nas praias de Santa Maria, no sul da ilha.

A presente descrição da geologia da Ilha do Sal baseia-se, fundamentalmente, nas informações obtidas durante os trabalhos de campo destinados à elaboração da "Carta geológica na escala de 1/25 000", que se apresenta em anexo (Silva *et al.*, 1990)¹, parte das quais foram utilizadas na dissertação de um dos autores (Torres, 1998).

ENQUADRAMENTO REGIONAL

O arquipélago de Cabo Verde situa-se no Atlântico Central, entre o Trópico de Câncer e o Equador, a cerca de 450 km a oeste da costa ocidental de África e de 2 000 km a leste da Crista Média Atlântica, apresentando a área total de 4 033 km². Pertence, juntamente com os Açores, a Madeira, as Selvagens e as Canárias, a um conjunto de arquipélagos existentes no Atlântico Norte e Central designado por Macaronésia (fig.1).

O arquipélago é constituído por dez ilhas e pequenos ilhéus (fig.1), correspondendo as suas coordenadas extremas aos paralelos 17° 12' 30" (Ponta do Sol, Santo Antão) e 14° 48' (Ponta Nho Mateus, Brava) de latitude norte e aos meridianos 22° 44' (Ilhéu Baluarte, Boavista) e 25° 22' (Ponta Chã de Mangrade, Santo Antão) de longitude oeste de Greenwich.

Cabo Verde está situado a oeste da *Zona de Quietude Magnética* (Hayes & Rabinowitz, 1975) em pleno domínio de placa oceânica, entre as anomalias magnéticas M16 e M2 (Hayes & Rabinowitz, 1975; Olivet *et al.*, 1984; Robertson, 1984; Klitgord & Schoueten, 1986) que correspondem às idades absolutas, respectivamente, de 142 Ma e 115 Ma.

Apesar de não haver datações sistemáticas das diferentes sequências vulcano e litostratigráficas de todas as ilhas admite-se que, pelo aspecto fisiográfico, especialmente no que respeita ao relevo e grau de erosão, as ilhas de S.to Antão, S. Vicente, Sta. Luzia, S. Nicolau, Brava, Fogo e Santiago são mais modernas que as ilhas mais orientais do Maio, Boavista e Sal.

Admite-se, actualmente, que a formação do arquipélago de Cabo Verde está associada à existência de uma pluma mantélica no manto subjacente, correspondendo as ilhas à materialização, à superfície, de um ponto quente (*hot spot*) existente em profundidade.

Da compilação dos dados existentes sobre datação geocronológica K-Ar para as ilhas do Maio, Sal, Santiago e Brava (Grunau *et al.*, 1975; Griffiths *et al.*, 1975; Mitchell *et al.*, 1983; Cahen *et al.*, 1984; Torres *et al.*, 1998) poder-se-á inferir que o vulcanismo alcalino mais antigo se manifestou nas ilhas do Maio e do Sal há, pelo menos, 25 Ma, o que está de acordo com Burke (1996) que refere o início de uma intensa actividade de *hot spots* (cerca de 40) sob a placa africana há aproximadamente 30 Ma. Da análise dos dados dos referidos autores verifica-se que há uma diminuição na idade das unidades mais antigas das ilhas a leste (Maio e Sal) para as ilhas mais a oeste (Santiago e Brava), o que corrobora a hipótese de que na génese das ilhas de Cabo Verde está envolvida a movimentação para leste da placa litosférica sobre um penacho convectivo fixo, existente no manto (Gerlach *et al.*, 1988; Davies *et al.*, 1989). No entanto, a disposição das ilhas, bem como a sua idade relativa, sugere que a formação de algumas foi condicionada pela existência de fracturas de origem tectónica (Torres, 1998; Torres *et al.*, 1998).

(¹) Nos levantamentos geológicos, efectuados entre 1983 e 1989, participaram, pela parte portuguesa, os geólogos L. Celestino Silva, João Rocha de Macedo e Paulo C. Torres, do Centro de Geologia do Instituto de Investigação Científica Tropical (IICT) e António Serralheiro, do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa; a parte cabo-verdiana esteve representada pelo geólogo Alberto da Mota Gomes, do então Centro de Geologia do Curso de Formação de Professores do Ensino Secundário.

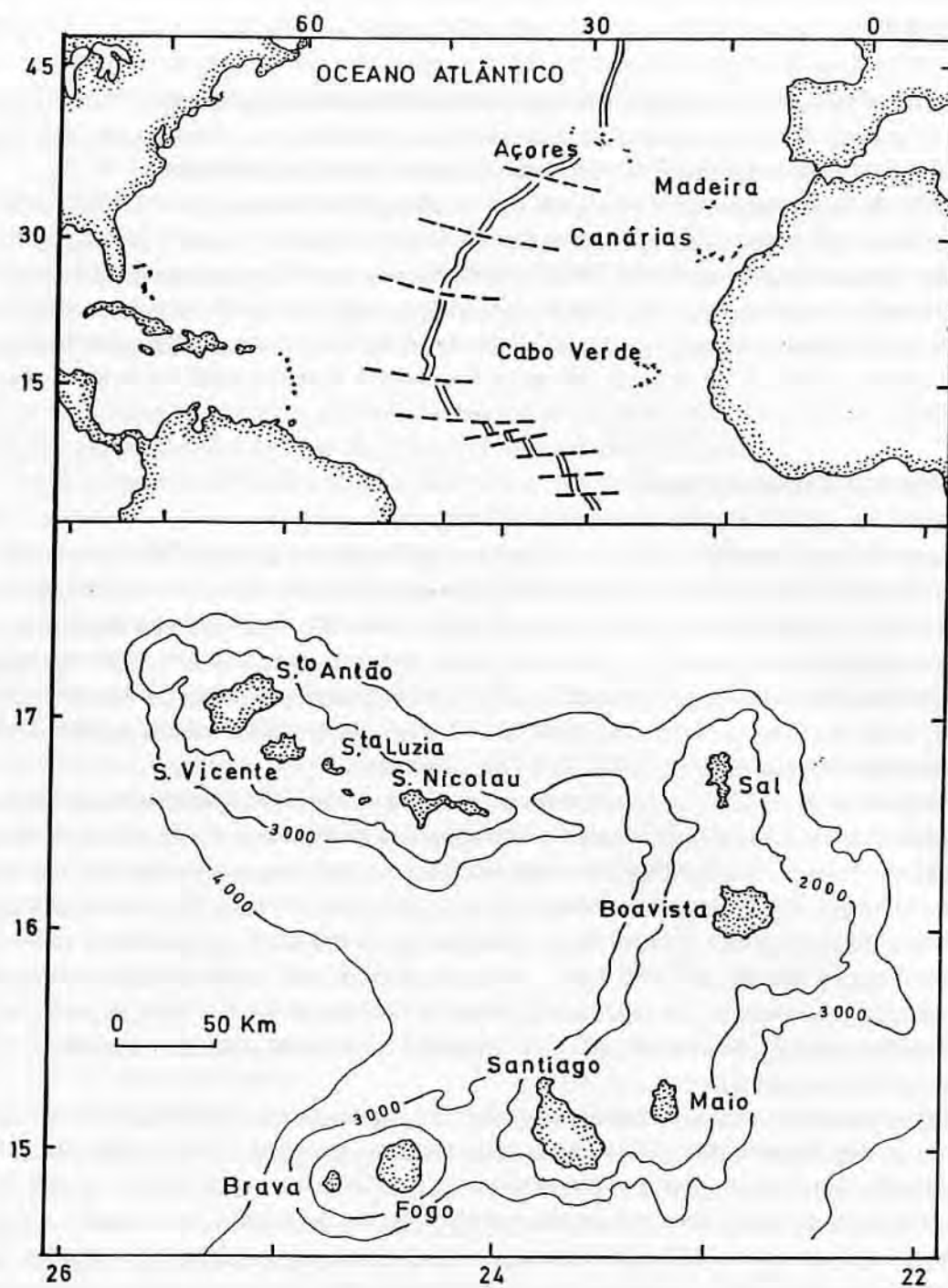


Fig. 1 - Localização dos arquipélagos que constituem a Macaronésia e das ilhas do Arquipélago de Cabo Verde.

ESTRATIGRAFIA

As seqüências vulcano e litostratigráficas que intervieram nas fases construtivas e destrutivas da ilha, representadas na legenda da carta geológica que acompanha este trabalho, bem como as principais características e critérios que as permitiram definir e individualizar, descrevem-se seguidamente.

Posteriormente à publicação da "Carta geológica da Ilha do Sal na escala de 1/25 000" (Silva *et al.*, 1990) efectuaram-se análises geocronológicas pelo método K-Ar² de algumas unidades litológicas das principais seqüências vulcanostratigráficas da ilha (Torres, 1998; Torres *et al.*, em publicação). Estas análises permitiram complementar interpretações resultantes da cartografia geológica e corrigir o posicionamento relativo das seqüências do Complexo da Ponta do Altar-Baleia ($8,7 \pm 0,6$ Ma) e da Formação Eruptiva da Serra Negra ($5,6 \pm 0,2$ Ma)³.

1 - COMPLEXO ERUPTIVO ANTIGO

No Complexo Eruptivo Antigo (CA), que constitui a seqüência mais antiga da ilha, as formações mais representativas, resumidamente descritas das mais antigas para as mais recentes, são: mantos submarinos e hialoclastitos basálticos; formações extrusivas, frequentemente brechóides, com predominância de rochas traquíticas e/ou traqui-fonolíticas e de rochas basálticas; rochas granulares silicatadas; densa e complexa rede filoniana com predominância de rochas basálticas e afins; rochas granulares silicatadas; brechas vulcânicas, essencialmente basálticas; filões predominantemente de rochas basálticas e afins; mantos subaéreos de rochas basálticas; mantos subaéreos, chaminés e filões de rochas fonolíticas.

As lavas submarinas e os hialoclastitos de natureza basáltica alcalina observaram-se, essencialmente, na área compreendida entre a Ribeira do Estrondo e o Morrinho das Pedras (est.I, fig.1), em alguns locais das Ribeiras da Madama de Baixo e da Madama de Cima (est.I, fig.2), sendo frequentes, também, em pequenos retalhos, entre a densa rede filoniana basáltica, dispersos pela área do CA. Se nalguns locais os derrames submarinos, com cerca de $25,6 \pm 1,1$ Ma, apresentam as estruturas típicas das lavas em almofada e os hialoclastitos o característico aspecto brechóide (est.II, fig.1), na maior parte dos afloramentos, como por exemplo em áreas da foz e nas pequenas escarpas marginais das Ribeiras da Madama de Cima e da Madama de Baixo, as rochas estão alteradas em areão e material argiloso de tonalidade cinzenta-esverdeada e amarelada, frequentemente com amígdalas de carbonatos e/ou de zeólitos.

As formações extrusivas, frequentemente brechóides, com predominância de elementos traquíticos e/ou traqui-fonolíticos às vezes muito silicificados, têm tonalidades esbranquiçadas a esverdeadas e foram observadas, principalmente, entre o aeroporto e o Morrinho do Carvão, entre este morrinho e o Morro da Terra Branca e na área a cerca de 800 m a SE do aeroporto (est.II, fig.2). Alguns afloramentos estão intimamente associados às lavas submarinas e hialoclastitos basálticos e apresentam características que sugerem um tipo de fracturação frequente em rochas hialoclastíticas; noutros locais a estrutura dos afloramentos brechóides, que apresentam, também, elementos basálticos associados (est.III, fig.1) distribuídos de maneira heterogênea, sugere que possam corresponder a brechas vulcânicas de explosão externa.

Enquadrado nas formações vulcânicas acima mencionadas observou-se, a cerca de 450 m a leste do início da estrada para Pedra Lume, um afloramento de rocha carbonatada (est.III, fig.2) com abundante microfauna (foraminíferos), cortada por filões basálticos muito alterados. Segue-se, com interrupções devidas à cobertura eluvionar, por cerca de 1 600 m, segundo um alinhamento de orientação geral N-S a NNW-SSE. A rocha é compacta, dolomítica, de cor amarela-acinzentada, às vezes com tonalidade castanha-avermelhada, e

(²) As determinações K/Ar apresentadas neste trabalho foram realizadas por um dos autores (P.C.T.) no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Brasil.

(³) Ver em "Anexo" a correção à legenda estratigráfica.

apresenta-se em bancadas de orientação geral N20°W e inclinando 30° a 45° para ENE, com espessura máxima de cerca de 1,5 m. Está mineralizada por hematite de brilho metálico e pulverulenta, a que se associa material jaspóide. O estudo dos *Globigerinóides* incluídos naquele sedimento permitiu considerá-lo, muito provavelmente, como pertencente ao Miocénico médio, com elementos redepositados do Oligocénico - Miocénico inferior (Ubaldo *et al.*, 1991).

As formações brechóides com predominância de elementos basálticos foram observadas, com maior ou menor representação, na área compreendida entre a faixa litoral Baía da Palmeira - Baía de Joaquim Petinha e a estrada principal que liga a Vila dos Espargos à Vila de Santa Maria. Constituem, frequentemente, a encaixante da densa rede filoniana basáltica e os elementos correspondem, essencialmente, a fragmentos de filões, não se excluindo a hipótese de alguns deles poderem ser, também, de mantos. Nalguns afloramentos os elementos apresentam-se dispostos sem ordenação nem classificação e com matriz microbrechóide desenvolvida, o que sugere que possam corresponder a brechas vulcânicas de extrusão (est.IV, fig.1); noutros afloramentos a disposição dos elementos parece ter resultado de uma fragmentação *in situ*, ou com pouca mobilidade, características que levam a admitir a hipótese de se tratar de brechas intravulcânicas.

As rochas granulares silicatadas estão representadas, com maior ou menor desenvolvimento, na área do CA situada a oeste e a sul do aeroporto. Correspondem a intrusões intravulcânicas, que afloram devido à intensa fase erosiva das formações suprajacentes, constituídas, fundamentalmente, por rochas piroxeníticas, gabróicas e essexíticas, localmente com diferenciados sieníticos mais tardios (est.IV, fig.2), cujo estudo petrográfico e químico permitiu verificar que são alcalinas e subsaturadas (mais ou menos ricas de nefelina). As observações de campo mostraram que existem, pelo menos, dois tipos de estruturas, evidenciados pela morfologia dos afloramentos, pela relação geométrica entre os diversos tipos litológicos e pela maior ou menor densidade da rede filoniana basáltica que as corta (est.V, fig.1).

A geração mais recente de rochas silicatadas, melhor conservada e recortada por menos filões, corresponde a pequenas estruturas semicirculares (est.V, fig.2), simples e compósitas, a maior das quais tem cerca de 650 m de dimensão máxima. As estruturas mais complexas são constituídas por níveis sub-horizontais de rochas piroxeníticas e gabróicas, estando a parte superior da intrusão ocupada por rochas essexíticas e/ou sieníticas. Segundo Silva (1991) aquelas estruturas, que apresentam, frequentemente, um bandado centimétrico alternante, mais ou menos rico de mafitos (augite titanífera e olivina) e de feldspatos (essencialmente plagioclase), subvertical e subcurvilíneo (est.VI, fig.1), correspondem a intrusões intravulcânicas de pequenas bolsadas magmáticas, de provável natureza basanítica, onde, no decurso da cristalização e por mecanismos de deposição gravítica, se formaram acumulados de piroxenitos e de gabros alcalinos, correspondendo as rochas sieníticas a diferenciados mais tardios.

Datações K-Ar realizadas posteriormente à publicação da carta geológica permitiram verificar a contemporaneidade entre a idade obtida para uma amostra essexítica de uma estrutura subcircular compósita ($16,3 \pm 0,6$ Ma) e a determinada para mantos basálticos da série inferior da Formação Eruptiva Principal ($15,8 \pm 0,9$ Ma). Estes dados, aliados à escassez da densa rede filoniana basáltica naquela estrutura, sugerem que aqueles complexos granulares possam representar os equivalentes plutónicos/subvulcânicos de extrusões relacionadas com a unidade basal da Formação Eruptiva Principal (Torres, 1998; Torres *et al.*, em publicação).

Uma das unidades mais representativas do CA corresponde à densa e complexa rede filoniana de rochas predominantemente basálticas alcalinas. Os filões, frequentemente subverticais, recortam, mais ou menos intensamente, mantos submarinos e hialoclastitos basálticos, formações brechóides com predominância de elementos basálticos e de elementos traquíticos e/ou traqui-fonolíticos e rochas granulares silicatadas.

Apesar da grande diversidade de orientações foi possível verificar em algumas áreas, nomeadamente na faixa litoral oeste do Complexo Eruptivo Antigo, a existência de três orientações dominantes: N70°E, E-W e N20°W. Nalguns locais do litoral entre a Baía da Palmeira e a Ponta Joaquim Petinha (est.VI, fig.2) e em linhas de água situadas entre aquele troço do litoral e o aeroporto, a rede filoniana chega a ocupar mais de 90% dos afloramentos não se observando, às vezes, a formação encaixante. Na carta geológica assinala-se, em algumas áreas, a percentagem aproximada de filões em formações do CA.

Na área do Complexo Eruptivo Antigo entre o aeroporto e a Ribeira da Fontona, observaram-se pequenos e escassos afloramentos de mantos basálticos subaéreos (basaltos e nefelinitos olivínicos) muito desmantelados e frequentemente ricos de cristais e/ou de agregados de cristais desenvolvidos de provável kaersutite. Os referidos mantos, que ocupam em geral o topo de pequenas colinas constituídas por brechas vulcânicas e/ou rochas granulares, poderão resultar de um vulcanismo fissural, dado que no contacto, ou próximo, dos afloramentos foi possível observar filões que parecem ser os alimentadores dos citados derrames.

A sequência vulcânica mais recente definida no CA corresponde a chaminés, mantos e filões de rochas fonolíticas porfíricas e afíricas que afloram, essencialmente, nas áreas do Morrinho das Pedras, do vértice geodésico do Cascalhal, a cerca de 1 000 m a oeste do vértice geodésico da Curralona e perto do Centro Emissor (a N da estrada Espargos - Palmeira).

Em algumas das áreas acima referidas foi possível verificar que os derrames correspondem a vulcanismo centrado, dado que estão directamente relacionados com condutas do tipo chaminé, como se pode observar no Morrinho das Pedras (est.VII, fig.1) e entre a Curralona e as nascentes da Ribeira da Madama de Baixo.

2 - FORMAÇÃO ERUPTIVA PRINCIPAL

A Formação Eruptiva Principal (FEP) estende-se por uma área com cerca de 37 km² de forma mais ou menos trapezoidal, alongada segundo a direcção NE-SW, cujos vértices se localizam, aproximadamente, na Baía da Parda, Ponta do Morrinho Vermelho, Ponta Preta e Rife da Calheta Funda. É constituída por uma Série inferior, formada por mantos submarinos e subaéreos essencialmente basálticos olivínicos, com $15,8 \pm 0,9$ Ma, e por uma Série superior de mantos subaéreos nefelíníficos olivínicos com $9,7 \pm 0,5$ Ma. A Série inferior está cortada por numerosos filões basálticos, frequentemente subparalelos, de orientação geral NW-SE.

A FEP está, em grandes áreas, coberta por níveis de praia calcareníticos quaternários, dunas fósseis, depósitos de escorrência e extensas coberturas de areia e dunas móveis orientadas, aproximadamente, a NE-SW, que é, sensivelmente, a orientação preferencial dos ventos alíseos, dominantes na região.

A Formação Eruptiva Principal, cujos derrames subaéreos são do tipo *pahoehoe*, contacta por acentuada discordância erosiva com o Complexo Eruptivo Antigo, como se pode observar em alguns locais na área da Ribeira da Madama de Baixo (est.VII, fig.2), e está subjacente ao Depósito Conglomerático-Brechóide, de fácies terrestre, bem evidenciado na margem direita da Ribeira de Passo e da linha de água imediatamente a sul da Baía da Parda.

A Série inferior da FEP representada por derrames basálticos submarinos está limitada a uma área aproximada de 1km², situada a leste do Lajedo da Ribeira do Tarafo, que se estende, no litoral, desde a Baía da Parda até, aproximadamente, 400 m a sul da Pesqueirona. Aqueles derrames correspondem à fácies submarina dos mantos basálticos subaéreos da mesma série, observando-se uma passagem gradual entre eles. Este aspecto é evidente na base de um pequeno cabeço de mantos basálticos, localizado a cerca de 800 m a SW da Baía da Parda (est.VIII, fig.1).

Os afloramentos de mantos submarinos, frequentemente muito fracturados, apresentam, localmente, acentuada coloração acinzentada a cinzenta-azulada. Este aspecto observa-se bem numa área a cerca de 600 m a sul do Morro da Terra Branca onde predominam os hialoclastitos sobre as lavas em almofada (*pillow lavas*) que, nalguns locais, atingem 1,5 m de diâmetro (est.VIII, fig.2).

Os filões basálticos na maior parte da área da FEP são frequentemente subverticais e apresentam uma orientação geral N40°W. No entanto, entre a Baía da Parda e a Pesqueirona, aqueles filões encurvam para leste e inclinam progressivamente para sul, chegando a atingir a orientação geral N50°E, 50°S. Alguns foram afectados por desligamentos direitos e esquerdos. Naquela área, onde predominam as formações submarinas, os filões basálticos são escassos quando comparados com a abundância nos mantos basálticos subaéreos a oeste do Lajedo da Ribeira do Tarafo.

As formações subaéreas da Série inferior, representadas por mantos e filões basálticos, correspondem à maior parte da área aflorante da FEP com cerca de 34 km². Os derrames, porfíricos e afíricos e frequentemente alterados em areão, estão intensamente recortados pelos numerosos filões basálticos, subparalelos e subverticais de orientação geral N40°W e de espessuras variáveis entre 0,5 e 2 m (est.IX, fig.1). A existência da densa rede filoniana sugere que aquela Formação tenha sido originada por vulcanismo, fundamentalmente, do tipo fissural. Esta hipótese é fundamentada pela existência, numa pequena linha de água afluyente da Ribeira do Algodoeiro e a cerca de 1 250 m da foz, de um filão basáltico, subvertical, de orientação geral N70° E, com cerca de 1,5 m de espessura, que foi alimentador de mantos basálticos subaéreos subjacentes a escoadas nefeliníticas.

A Série superior da Formação Eruptiva Principal é constituída por mantos subaéreos nefeliníticos olivínicos, localmente com disjunção subesferoidal e textura microgranular compacta. Esta série, que não está cortada por filões basálticos, ocupa uma área de cerca de 2 km² e distribui-se, fundamentalmente, por três locais: zona da Serra Negra (0,3 km²); faixa perto do litoral oeste compreendida entre a Ponta Preta e o Curral do Dadó (1,4 km²); e extremo SE da ilha entre a Ponta Jalunga e o Porto de Santa Maria (0,3 km²).

Na área da Serra Negra, a cerca de 2 000 m a norte da foz da Ribeira da Fragata, na escarpa da margem direita, os mantos nefeliníticos estão parcialmente cobertos por um nível calcarenítico (Formação da Ribeira da Fragata) que serve de separador entre a FEP e a Formação Eruptiva da Serra Negra. Nas colinas situadas imediatamente a oeste afloram, também, mantos nefeliníticos que, nesta área, têm a particularidade de, localmente, estarem transformados em pegmatitóides venulares de composição ijolítica com melilite (est.IX, fig.2).

As escoadas nefeliníticas do litoral oeste entre Ponta Preta e o Curral do Dadó encontram-se numa zona aplanada, que corresponde a uma plataforma de abrasão, onde estão cobertas, localmente, por calcarenitos quaternários. Nesta área existe abundante cascalheira nefelinítica proveniente do desmantelamento dos citados mantos. Os nefelinitos apresentam, frequentemente, estruturas subesferoidais, ocupam o topo de pequenas colinas e assentam sobre os mantos basálticos da Série inferior da FEP, muito fracturados e recortados por filões de idêntica composição.

Os mantos nefeliníticos do extremo SE da ilha afloram, com algumas interrupções, ao longo do litoral entre o Porto de Santa Maria e cerca de 400 m a NW da Ponta Jalunga. Formam, também, uma pequena plataforma situada imediatamente a NW da Ponta do Leme Velho, onde estão parcialmente cobertos por areias móveis, que se destaca da vasta área aplanada ocupada por areias, dunas e terrenos salgados. Os nefelinitos do litoral (est.X, fig.1) estão, localmente, cobertos por conglomerados plistocénicos (elementos nefeliníticos e basálticos cimentados por calcarenitoossilífero) e cascalheira de praia predominantemente nefelinítica e basáltica. Nesta cascalheira observaram-se blocos subarredondados de gnaisses e migmatitos granatíferos, de granitos, de quartzitos, de rochas xistentas e de quartzo provenientes, provavelmente, de lastro de embarcações vindas da costa africana para carregamento de sal.

3 - DEPÓSITO CONGLOMERÁTICO-BRECHÓIDE

Na margem direita da Ribeira de Passo, na linha de água imediatamente a sul da Baía da Parda e na área do marco geodésico do Cascalhal, existe um depósito conglomerático-brechóide constituído, predominantemente, por elementos de rocha basáltica porfírica e afírica (provenientes da FEP), sendo escassos os de natureza traquítica e fonolítica.

O afloramento da Ribeira de Passo, observado a cerca de 1 200 m da foz e numa extensão de cerca de 500 m, está bem exposto na escarpa da margem direita onde chega a atingir cerca de 6 m de espessura. Está parcialmente coberto pelo nível calcarenítico da Formação da Ribeira da Fragata (est.X, fig.2) que, neste local, tem cerca de 3 m de espessura e é muito fossilífero, com predominância de litotâmnio. Apresenta elementos de dimensões variadas, atingindo alguns cerca de 1 m de diâmetro, dispostos sem ordenação nem classificação, que estão englobados numa matriz fina, terrosa, de cor castanha-arroxeadada. Neste afloramento, com ele-

mentos essencialmente de rocha basáltica porfírica e afírica, colheram-se fragmentos de ossos fósseis carbonatados, que ainda não foi possível identificar.

Nas nascentes da linha de água imediatamente a sul da Baía da Parda, observou-se outro afloramento do Depósito Conglomerático-Brechóide que se estende por cerca de 750 m para jusante, formando uma faixa alongada de orientação NE-SW. Neste afloramento os elementos são frequentemente rolados e de dimensões variadas, alguns com cerca de 40 cm de diâmetro (est.XI, fig.1). No extremo SW verifica-se que está por cima de lavas em almofada do Complexo Eruptivo Antigo, contém grande quantidade de elementos destas lavas submarinas e contacta com os calcarenitos do nível de praia do Lajedo da Ribeira de Tarafo.

Para jusante do afloramento acima referido, perto da foz da pequena linha de água, observa-se, numa extensão de cerca de 250 m, outra ocorrência daquele depósito. Neste local tem espessura máxima de cerca de 2 m e está parcialmente coberto por um nível de praia calcarenítico, conglomerático na base.

Na área do Cascalhal assinalaram-se, também, dois pequenos afloramentos do Depósito Conglomerático-Brechóide com características idênticas às acima referidas.

O aspecto textural da formação descrita, com os elementos de dimensões variadas dispostos sem ordenação nem classificação numa matriz de granularidade fina, terrosa, e o seu posicionamento, sugerem que se trata de um sedimento terrestre, do tipo enxurrada, desenvolvido ao longo de ribeiras.

4 - FORMAÇÃO DA RIBEIRA DA FRAGATA

A circundar a Serra Negra, e à altitude aproximada dos 50 m, existe um afloramento de rochas sedimentares situado entre a Formação Eruptiva Principal (FEP) e a Formação Eruptiva da Serra Negra (est.XI, fig.2). Este sedimento, que funciona como um nível separador entre aquelas Formações, corresponde a um depósito de praia de idade miocénica superior ou pliocénica⁴. É constituído por calcarenitos e calcários marinhos, fossilíferos (est.X, fig.2), com leitos conglomeráticos na base, onde predominam elementos da FEP, e chega a atingir 6 m de espessura. Segue-se com continuidade desde a margem direita do troço superior da Ribeira da Fragata até perto do topo da escarpa da margem esquerda da Ribeira de Passo, a cerca de 500 m a oeste da foz, contornando a Serra Negra. Ocupa uma posição estratigráfica entre os mantos subaéreos da FEP e os hialoclastitos e lavas em almofada da Formação Eruptiva da Serra Negra.

No Morrinho Vermelho da Serra Negra, a Formação da Ribeira da Fragata ocupa, também, a posição estratigráfica antes referida.

5 - COMPLEXO DA PONTA DO ALTAR-BALEIA

O Complexo da Ponta do Altar-Baleia, assim designado por, nesta área, ter sido definida pela primeira vez durante os trabalhos de campo a sequência que o constitui, estende-se ao longo da faixa litoral norte e oeste da ilha desde a Baía de Fiúra até à Baía da Palmeira e ocupa, também, extensas áreas em direcção ao interior, nomeadamente entre a Vila da Palmeira, Baleia e a Bela Vista (Terra Boa) e entre a Ponta Preta, a Baía de Fiúra e cerca de 1 500 m a sul do Morrinho do Filho. Ocupa uma área aproximada de 11,45 km² e está coberto, localmente, por extensos depósitos de escorrência e por mantos e materiais piroclásticos da Formação do Monte Grande-Pedra Lume.

Naquele Complexo, que não está cortado por filões, definiram-se as seguintes formações, das mais antigas para as mais recentes: mantos subaéreos e submarinos basálticos olivínicos; sedimentos marinhos, fossilíferos; mantos subaéreos e chaminés de rochas nefeliníticas olivínicas, meliliticas.

(⁴) Determinações micropaleontológicas efectuadas por M.L.Ubaldo.

Os mantos basálticos subaéreos, do tipo *pahoehoe*, ocupam uma área de cerca de 8 km², são em geral muito vacuolares, de tonalidade castanha-arroxeadada a negra e apresentam, frequentemente, disjunção com tendência prismática de base alargada.

Os derrames basálticos submarinos, que foram intensamente erodidos, afloram sob a forma de montículos isolados (est.XII, fig.1) com dimensões que raramente ultrapassam os 5 m de diâmetro e 1,5 m de altura, dispersos por determinadas áreas, em particular a norte do Monte Leste, entre este monte e Ragona, na vizinhança dos Morrinhos do Açúcar e do Filho e na área da Ponta Fiúra. Nalguns locais observou-se a passagem gradual de mantos basálticos subaéreos a submarinos, nomeadamente em dois pequenos afloramentos isolados, um situado a cerca de 400 m a ENE da Buracona e o outro enquadrado na grande mancha de nefelinitos, muito fracturados e erodidos, que ocorre a SE da Ponta do Altar.

Os sedimentos, posteriores aos mantos basálticos subaéreos e subjacentes aos mantos nefeliníticos, observam-se em algumas zonas do litoral entre a Ragona e 1 000 m a norte de Buracona, na área da Ponta Preta-Ponta Vermelha, na zona de Ponta Manuel Lopes e ainda na área da Ponta Fiúra, onde estão particularmente bem expostos. Correspondem a sedimentos marinhos calcareníticos, com leitos conglomeráticos, aos quais, localmente, se associam níveis areníticos e siltíticos.

Os mantos subaéreos de nefelinitos olivínicos, mais ou menos ricos de melilite e perovskite, afloram em alguns locais da faixa litoral entre a Ragona e a Ponta Vermelha e entre a Ponta Manuel Lopes e a Baía da Fiúra, ocupando uma área aproximada de 3,45 km². São relativamente espessos (alguns com cerca de 4 m), em geral microgranulares, de cor cinzenta-escura, e repousam sobre os sedimentos referidos. Esta formação nefelinítica está relacionada com emissões provenientes de imponentes estruturas do tipo chaminé, representadas pelo Morrinho do Açúcar (est.XII, fig.2) e pelo Morrinho do Filho, com idade de $8,7 \pm 0,6$ Ma. Nestas estruturas, que apresentam espectaculares disjunções prismáticas, existem numerosos xenólitos peridotíticos, alguns decimétricos, que De Paepe & Klerkx (1971) descreveram pela primeira vez em Cabo Verde e consideraram como encraves mantélicos.

No litoral da Ponta Fiúra (est.XIII, fig.1) o Complexo da Ponta do Altar-Baleia está muito bem representado. É constituído por mantos basálticos subaéreos, por um sedimento calcarenítico com nível conglomerático grosseiro na base (1,5 m de espessura) que passa gradualmente para o topo a um nível siltito-argiloso de cor castanha-avermelhada (60 a 80 cm de espessura) e por uma escoada nefelinítica relativamente compacta, com a base um pouco brechóide e cerca de 4 m de espessura.

Na mancha nefelinítica da área da Ponta Fiúra observaram-se alguns blocos isolados, subarredondados, de rocha limburgítica (o maior com 4 x 3 x 1,5 m), cuja fracturação sugere que possam corresponder a lavas em almofada.

6 - FORMAÇÃO ERUPTIVA DA SERRA NEGRA

Ocupando uma área com cerca de 1,8 km², que corresponde morfologicamente a grande parte da Serra Negra (est.XIII, fig.2), existe uma espessa sequência de rochas basálticas submarinas, constituída predominantemente por hialoclastitos com lavas em almofada associadas, que afloram, sensivelmente, entre as cotas dos 50 e 80 m e que passam, gradualmente, a mantos basálticos subaéreos para o topo da elevação (est.XIV, fig.1). Esta sequência vulcânica, com idade de $5,6 \pm 0,2$ Ma, é basáltica olivínica, assenta sobre os sedimentos da Formação da Ribeira da Fragata e não está recortada por filões, ao contrário do que acontece com as lavas da FEP. O topo aplanado da elevação da Serra Negra corresponde ao nível de praia quaternária dos 100 m que desmantelou, parcialmente, os mantos basálticos subaéreos.

No Morrinho Vermelho da Serra Negra, situado imediatamente a NE desta serra, os hialoclastitos têm, também, grande representação.

Apesar dos hialoclastitos predominarem sobre as lavas em almofada, em determinados locais passa-se o inverso, nomeadamente a cerca de 500 m a jusante das nascentes da Ribeira da Fragata, na vertente da mar-

gem direita. Neste local, parcialmente cobertas por conglomerado marinho plistocénico, predominam as lavas submarinas com rolos muito bem definidos, atingindo alguns cerca de 1,5 m de diâmetro, orientados a NW-SE e com inclinação geral para NW (est.XIV, fig.2).

7 - FORMAÇÃO DO MONTE GRANDE - PEDRA LUME

Esta Formação, de idade plistocénica, está representada por várias estruturas vulcânicas localizadas, essencialmente, nas zonas NE, NW e central da ilha. Constituem pequenas elevações que se destacam da planura da ilha, orientadas, sensivelmente, na direcção NE-SW, e nas quais predominam os materiais vulcânicos explosivos relativamente aos efusivos.

Os principais centros vulcânicos, a seguir descritos, são: Monte Leste; Monte Grande e Rocha de Poi; Rocha de Salina, Morro Vermelho da Rocha de Salina e Morro Vermelho da Terra Boa; Salina de Pedra Lume; Cagaral e Pedra Lume 2º; Morrinho do Carvão; Monte Curral; Rabo de Junco.

Monte Leste

Corresponde a um aparelho vulcânico localizado no extremo NW da ilha e que atinge a altitude máxima de 263 m (est.XV, fig.1). É constituído, fundamentalmente, por um cone de piroclastos de queda do tipo lapili (pi2L) a que estão associados derrames do tipo *aa* (m2; est.XV, fig.2), alguns relacionados com estruturas filonianas localizadas na base da vertente W daquele monte (est.XVI, fig.1). Esta estrutura é formada por nefelinitos olivínicos, melilitíticos, e melilititos.

As discordâncias acentuadas entre as sequências de camadas de material piroclástico e as diferenças de tonalidade das mesmas, sugerem que tenha havido vários episódios explosivos. A meia encosta do flanco ENE existem camadas constituídas por elementos arredondados e subarredondados de rocha melilitítica olivínica com *hauyna* (est.XVI, fig.2), com dimensões médias de cerca de 5 cm. Este nível tem, nalguns locais, 4 m de espessura e está intercalado em piroclastos mais finos do tipo lapili.

Na base do flanco leste do Monte Leste existem dois pequenos cones vulcânicos anteriores à estrutura principal, constituídos por material escoriáceo (pi1E), frequentemente encordoado, de composição nefelinítica olivínica, melilitítica, com *hauyna* e por material piroclástico fino. Estas estruturas emitiram mantos (m1), de composição idêntica, posteriores à fase explosiva. No limite oeste da estrutura mais a norte, os mantos do Monte Leste contornam aquela estrutura. No material piroclástico e escórias associadas da estrutura mais a sul assinalou-se piroxena fassaítica (Munhá *et al.*, 1991).

Monte Grande e Rocha de Poi

No extremo NE da ilha do Sal existem duas estruturas vulcânicas principais constituídas pelo Monte Grande (est.XVII, fig.1 - a maior elevação da ilha com 406 m de altitude) que trunca outra, designada por Rocha de Poi (195 m). São constituídas, essencialmente, por material piroclástico de queda do tipo lapili (pi2L) de composição melanefelinítica olivínica, mais ou menos bem calibrado, com elementos raramente superiores ao centímetro.

Por duas pequenas aberturas adventícias existentes perto da base da vertente leste do Monte Grande extruíram mantos subaéreos (m2; est.XVII, fig.2) de rocha basanitóidica muito amigdalóide datados pelo método K-Ar com $0,6 \pm 0,2$ Ma. A boca norte originou mantos com estruturas "tumulares", localmente com colapso central (est.XVIII, fig.1), atingindo algumas condutas cerca de 6 m de largura; as escoadas do foco sul são do tipo *block lavas*.

Na vertente leste do Monte Grande existem, pelo menos, quatro cones vulcânicos anteriores àquela estrutura, um dos quais corresponde ao Morro da Glória. Estes aparelhos vulcânicos, de composição melaneferínica olivínica, são constituídos, essencialmente, por materiais escoriáceos, por piroclastos grosseiros idênticos aos designados na ilha de Santiago por piroclastos do tipo Monte das Vacas (Serralheiro, 1976) e por bombas, a que se associam mantos subaéreos (m1) mais ou menos vacuolares, de idêntica composição.

Na vertente norte do Monte Grande existe, também, um arco de cratera parcialmente desmantelado constituído por escórias de composição nefelinítica olivínica, que é contornado por escoadas basanitóidicas relacionadas com a estrutura principal do Monte Grande.

Na área aplanada imediatamente a norte da base da vertente do Monte Grande são frequentes bombas vulcânicas, algumas de dimensões superiores a um metro, de composição melaneferínica olivínica.

A área ocupada pelos materiais vulcânicos que, no seu conjunto, formam as estruturas do Monte Grande e Rocha de Poi é de cerca de 17 km² distribuídos da seguinte forma: pi2L= 12,47 km²; m1 = 0,44 km²; m1+pi1 = 2,21 km²; m2 = 1,43 km² e pi1 = 0,44 km².

Rocha de Salina, Morro Vermelho da Rocha de Salina e Morro Vermelho da Terra Boa

A elevação Rocha de Salina (est.XVIII, fig.2) corresponde a um cone vulcânico alongado segundo NE-SW, cujo ponto mais alto se situa à cota dos 300 m, constituído essencialmente por material piroclástico de queda do tipo lapili (pi2L) e escórias. Este aparelho vulcânico assenta sobre um outro mais antigo que constitui o Morro Vermelho da Rocha de Salina e que é formado, essencialmente, por piroclastos (pi1) com predominância de brechas vulcânicas e escórias. Os dois aparelhos têm associados derrames basálticos que se desenvolvem preferencialmente para E e NE e que, no seu conjunto, ocupam uma área de cerca de 6,26 km².

O Morro Vermelho da Terra Boa, que se situa a cerca de 300 m a W das estruturas acima referidas, é constituído essencialmente por piroclastos de queda do tipo lapili com escórias e pequenos derrames associados de melaneferinito olivínico.

Num percurso iniciado na ribeira do Horizonte, a cerca de 1 800 m da foz e caminhando para SSE, observaram-se as formações a seguir descritas. Após atravessar o depósito de escorrência (desc) afloram depósitos piroclásticos de queda (pi2L) que pertencem à estrutura de Rocha de Salina e que cobrem os mantos subaéreos (m1), compactos e escoriáceos, de melaneferinito olivínico, associados ao Morro Vermelho da Rocha de Salina. Por cima destes mantos existem formações piroclásticas (pi1) muito grosseiras, com os elementos dispostos sem ordenação nem classificação, com fitas e bombas, atingindo algumas dois metros de diâmetro. No decurso do referido corte foi possível observar um contacto subvertical entre mantos e materiais piroclásticos grosseiros que deve corresponder ao bordo de uma chaminé.

Os mantos subaéreos, de composição melaneferínica olivínica, contêm, localmente, piroxena fassáfrica/esseneítica. Este tipo de piroxena foi também identificado em filões, de composição idêntica à dos mantos, que cortam piroclastos grosseiros (pi1). Sobre este material depositaram-se, localmente, camadas de piroclastos de queda (pi2), muito bem calibrados e com dimensões que raramente ultrapassam um centímetro de diâmetro, que pertencem à fase explosiva mais recente da Rocha de Salina.

Salina de Pedra Lume

A Salina de Pedra Lume, situada perto do litoral ENE da ilha, entre o Morro Vermelho da Rocha de Salina e o Porto de Pedra Lume, corresponde a uma caldeira de explosão hidroclástica, do tipo *maar* (est.XIX, fig.1), subcircular, com cerca de 1 200 m de diâmetro e bordo de cota variável entre 35 e 124 m.

O fundo, à cota de 0 m e em comunicação com o mar, está ocupado parcialmente por um lago de água salgada que, devido à elevada evaporação, se transformou numa salina natural cujo sal foi explorado desde o início do povoamento da ilha. Segundo Serralheiro (1979) esta estrutura resultou de uma exploração freática.

Silva *et al.* (em publicação) efectuaram estudos geológicos e petrográficos pormenorizados da estrutura da Salina de Pedra Lume de que se apresenta, resumidamente, a sequência vulcanostratigráfica e as características petrográficas das formações existentes.

A formação mais antiga, observada no flanco interno W e SW da estrutura, está representada por um cone de escórias soldadas (est.XX, figs.1 e 2) com cerca de 600 m de extensão na direcção NW-SE e 70 m de altura máxima. As escórias, de melanafelinito olivínico porfírico com melilite, localmente com piroxena fassaítica/esseneítica, estão cortadas por filões subverticais de composição idêntica, alguns dos quais originaram pequenos derrames subaéreos (mantos inferiores), bem expostos no extremo NW do cone (est.XX, fig.2; est.XXI, fig.1).

Aquela estrutura emitiu, também, materiais piroclásticos de queda do tipo lapili (est.XX, figs.1 e 2), que apresentam localmente 10 a 12 m de espessura, bem expostos nos flancos internos W, SW e NW. Cobrem parcialmente as escórias e os mantos e filões com elas associadas e são constituídos, predominantemente, por elementos de provável nefelinito olivínico com matriz vítrea e de melanafelinito olivínico com e sem melilite e *perovskite*.

No flanco interno NW da cratera, cobrindo parcialmente os lapili e os mantos melanafelíníticos inferiores, existem escoadas compactas e vacuolares de melanafelinito olivínico porfírico com melilite e *perovskite* e de rocha melabasáltica olivínica, com cerca de duas dezenas de metros, que circundam grande parte da estrutura. Para WNW, os mantos diminuem progressivamente de espessura e terminam em cunha sobre os lapili e sob os depósitos freáticos/freatomagmáticos. Naquele flanco existem, localmente, nos mantos acima referidos, abundantes xenólitos peridotíticos mantélicos.

Às formações descritas seguiram-se depósitos freáticos/freatomagmáticos (est.XX, fig.2) resultantes de explosão hidroclástica, que originou a caldeira (Silva *et al.*, 2000). Os materiais expelidos depositaram-se na bordeira e nas zonas limítrofes, com maior desenvolvimento na parte S e SE onde chegam a atingir cerca de 50 m de espessura. Nuns locais predominam camadas plano-paralelas muito bem definidas (est.XXI, fig.2) e noutros depósitos grosseiros, mal calibrados, com elementos frequentemente com um metro de diâmetro (est.XXII, fig.1), de nefelinito olivínico porfírico, com melilite e *perovskite*.

Perto da base do flanco interno norte da caldeira existe uma estrutura do tipo chaminé, preenchida localmente por material brechóide com elementos de características semelhantes às dos depósitos hidroclásticos, que fez intrusão em escoadas nefelíníticas olivínicas, com melilite e *perovskite*, da sequência dos mantos superiores.

No interior da estrutura assinalaram-se alguns depósitos sedimentares. Em áreas próximas da base dos flancos SE, E e NW, observaram-se afloramentos de sedimentos carbonatados; nos sectores W e SW predominam espessos depósitos de escorrência, alguns do tipo tufito; ao longo de estreita faixa que acompanha a base dos mantos melanafelíníticos e melabasálticos olivínicos existem depósitos de vertente, pouco espessos. Observaram-se, também, áreas de terrenos salgados e, nos bordos das salinas, densos agregados de cristais de gesso.

Cagarral e Pedra Lume 2º

Os Montes Cagarral e Pedra Lume 2º situam-se imediatamente a leste da Salina de Pedra Lume e constituem duas elevações com altitude máxima, respectivamente, de 173 e 26 m.

O Monte Cagarral é formado, essencialmente, por escórias e piroclastos de queda do tipo lapili de provável nefelinito olivínico com matriz vítrea a que se associam derrames de nefelinitos e melanafelinitos oli-

vínicões provenientes de estruturas filonianas, subcirculares, algumas com cerca de 1,5 m de espessura (est.XXII, fig.2).

A estrutura de Pedra Lume 2º é constituída, fundamentalmente, por escórias e lapili de provável nefelinito olivínico com matriz vítrea e de rocha basanitóidica, cortados por escassos filões subcirculares de melafelinito olivínico. Nos materiais piroclásticos, em fragmentos de lavas em almofada basanitóidicas e em estruturas filonianas que os cortam existem numerosos xenólitos peridotíticos mantélicos (est.XXIII, fig.1). Nos mantos do litoral, de composição nefelinítica olivínica e melabasanítica, são frequentes, também, encaixes do mesmo tipo.

A área de dispersão dos materiais emitidos por aqueles aparelhos vulcânicos ocupa cerca de 1,19 km², assim distribuídos: Cagarral: $\pi_2 = 0,79$ km²; m₂ = 0,14 km²; Pedra Lume 2º: $\pi_1 = 0,26$ km².

Atendendo às relações geométricas entre os materiais expelidos pelas estruturas acima referidas e pela Salina de Pedra Lume, pode inferir-se que a do monte Cagarral é posterior à da Pedra Lume 2º e à da Salina de Pedra Lume, e que a estrutura de Pedra Lume 2º é anterior à da Salina de Pedra Lume.

Morrinho do Carvão

O Morrinho do Carvão, com altitude máxima de 81 m, corresponde, essencialmente, a um cone de escórias, soltas e soldadas, de rocha melilitítica olivínica de cor negra. As escórias estão cortadas por filões de espessuras variáveis, um pouco curvilíneos e com tendência para orientação geral E-W. Alguns são de nefelinitos olivínicos melilitíticos, que deram origem a derrames de idêntica composição que extruíram para N e ENE (est.XXIII, fig.2).

Monte Curral

O Monte Curral situa-se junto da Vila dos Espargos e tem altitude máxima de 107 m. É constituído, essencialmente, por materiais piroclásticos de queda, de composição melilitítica olivínica, muito compactos, do tipo lapili, com elementos relativamente homogêneos e, em geral, de dimensões inferiores a 0,5 cm. Em algumas camadas os elementos são heterogêneos apresentando alguns dimensões de cerca de 10 cm. Associados àquele aparelho vulcânico existem mantos de composição idêntica à dos materiais piroclásticos, que ocupam parte dos flancos N e NE do monte.

Rabo de Junco

O centro vulcânico de Rabo de Junco (est.XXIV, fig.1), que se situa no litoral oeste central da ilha, corresponde a duas estruturas vulcânicas independentes: Rabo de Junco e Rochinha do Rabo de Junco, respectivamente com 165 e 95 m de altitude. São constituídas, fundamentalmente, por escórias e materiais piroclásticos de queda do tipo lapili de composição nefelinítica e melafelinitica olivínica, melilitica, a que se associam mantos subaéreos de idêntica composição. O ilhéu Rabo de Junco, situado a cerca de 250 m a W do litoral, é formado, também, por escoadas do mesmo tipo.

Os materiais explosivos e efusivos emitidos por aqueles aparelhos vulcânicos ocupam uma área de cerca de 1,9 km².

8 - SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS

As formações sedimentares quaternárias observadas, umas marinhas e outras terrestres, foram as seguintes: calcarenitos e calcários marinhos,ossilíferos, localmente com leitos conglomeráticos; conglomerados marinhos; dunas consolidadas,ossilíferas; calcários dolomíticos; areias e dunas móveis e areias de praia, calcárias; cascalheira de praia solta e consolidada; depósitos de vertente; depósitos de escorrência; terrenos salgados e aterros.

De entre os sedimentos acima referidos, pliocénicos e holocénicos, assinalados na Carta Geológica e indicados na legenda da referida carta, merecem particular citação pela posição estratigráfica que ocupam ou pela representação, os seguintes:

- Os calcarenitos e calcários marinhos,ossilíferos, localmente com leitos conglomeráticos, que correspondem a níveis de praia desde os 2 a 3 m de altitude (no litoral) até aos 100 m (no topo da Serra Negra). Formam, frequentemente, extensas e espessas plataformas horizontais (est.XXIV, fig.2), que na Ilha do Sal se designam por "Lajedos". Os afloramentos mais desenvolvidos situam-se na área do aeroporto, dos Lajedos dos Espargos, da Ribeira de Tarafo, da Currelona, de Socorro, de Nossa Senhora de Fátima, bem como nas zonas das ribeiras da Madama de Cima e da Madama de Baixo e na faixa litoral ocidental entre Rabo de Junco e Ponta Preta. Os calcarenitos, juntamente com as rochas basálticas, são o material existente na ilha mais utilizado na construção civil;
- O conglomerado marinho que aflora na área da Serra Negra, nas vertentes das ribeiras da Fragata e de Passo relativamente perto das nascentes. É grosseiro, de provável idade pliocénica e, nalguns locais, está parcialmente coberto por depósitos de escorrência, calcarenitos e dunas fósseis. O conglomerado (est.XXV, fig.1), localmente com 6 m de espessura, tem grande quantidade de blocos de rocha basáltica e nefelinítica. Está cimentado por material brechóide e concrecionado, de tonalidade esbranquiçada e esverdeada, essencialmente de composição fosfatada que resultou, provavelmente, da fosfatização mais ou menos intensa da matriz calcária e de restos de organismos. Foi a partir daquele conglomerado que se processou a fosfatização parcial (essencialmente do tipo variscite, com percentagem variável de ferro, e apatite) de hialoclastitos (est.XXV, fig.2) e lavas em almofada basálticas subjacentes, pertencentes à Formação Eruptiva da Serra Negra (Silva *et al.*, 1993). É provável que o espesso conglomerado marinho,ossilífero, que cobre parcialmente mantos nefeliníticos olivínicos relacionados com a chaminé do Morrinho do Açúcar (est.XXVI, fig.1), seja contemporâneo do conglomerado acima referido;
- As dunas consolidadas, algumasossilíferas com pulmonados do género *Helix*. Dos vários afloramentos merecem referência os situados entre as ribeiras de Passo e do Labrador, nos escarpados dos Lajedos da Ribeira de Tarafo, da Currelona, de Socorro e da Senhora do Socorro. A sul e sudeste do Morrinho do Carvão as dunas fósseis, com grande representação nestas áreas, cobrem as brechas com predominância de rochas traquíticas e afins e as lavas em almofada e hialoclastitos basálticos do Complexo Eruptivo Antigo;
- Os calcários dolomíticos (assim designados na legenda da carta geológica mas que, posteriormente, se verificou corresponderem a sedimentos constituídos essencialmente por dolomite e escassa calcite) que existem no interior da caldeira de explosão freática/freatomagmática da Salina de Pedra-Lume. Trata-se de sedimentos carbonatados branco-amarelados, em camadas bem definidas, localmente com domínios friáveis e pulverulentos, frequentemente com estruturas oolíticas de dimensões médias inferiores 0,5 mm. Em áreas próximas da base dos flancos SE, E e NW, foram assinalados quatro afloramentos daquelas formações, o maior dos quais forma uma estreita faixa alongada com cerca de 500 m de extensão e 3 m de espessura máxima (est.XXVI, fig.2). Estes sedimentos foram utilizados no passado como adubo;
- As cascalheiras de praia, soltas e consolidadas, frequentemente observadas ao longo da faixa litoral (est.XXVII, fig.1);

- As areias e dunas móveis de pequenas dimensões (est.XXVII, fig.2), de natureza calcária, que ocupam vasta área da parte sul da ilha onde existem, também, frequentes manchas de terrenos salgados. Ao longo de faixas de largura variável e de orientação geral NE-SW, que corresponde à orientação dominante do vento, desenvolvem-se coberturas pouco espessas de areia, que tapam parcialmente formações do Complexo Eruptivo Antigo, da Formação Eruptiva Principal, de níveis de praia calcareníticos, de dunas fósseis e de depósitos de escorrência. Desenvolvem-se, essencialmente, nos alinhamentos definidos pela Ribeira do Feijoa-Morrinho das Pedras-Bilha de Tartaruga e por Pesqueirona-Ilhéu Chano e Praia da Canoa-Ilhéu do Curral do Dadó. As vulgarmente designadas “areias negras”, que se observaram, nomeadamente, numa faixa litoral desde perto da foz da Ribeira Fonte da Vaca até cerca de 500 m para sul da foz da Ribeira do Algodoeiro (faixa litoral com cerca de 750 m de extensão por 10 a 12 m de largura máxima), não têm qualquer interesse económico. O estudo de amostragem colhida naquela área revelou que, pelo menos nalguns locais, as “areias negras” de praia, que resultam da desagregação de rochas basálticas e nefeliníticas, são constituídas, essencialmente, por cristais rolados de piroxena e de olivina e contêm cerca de 5 a 10% de magnetite e magnetite titanífera;
- Os depósitos de escorrência, que ocupam grandes manchas na parte norte da ilha, na área da Terra Boa, entre a Ribeira Parda, Morrinho do Carvão, Monte Curral e Rocha Salina (parte central e oriental da ilha), entre Rabo de Junco e Ribeira da Orla de Nha Palapa (faixa centro ocidental da ilha) e nas áreas das Ribeiras do Morrinho Branco e de Carneiro.

ENQUADRAMENTO TECTÓNICO DA ILHA DO SAL

Medições efectuadas na rede filoniana que ocorre em algumas das principais sequências vulcanostratigráficas permitiram estabelecer as suas correlações espaciais e temporais com aquelas sequências e, também, definir os campos de tensão que estiveram na origem do vulcanismo.

O vulcanismo que contribuiu para a formação do Complexo Eruptivo Antigo (CA) e da Formação Eruptiva Principal (FEP) é, fundamentalmente, do tipo fissural, enquanto que o mais recente (Complexo da Ponta do Altar-Baleia, Formação da Serra Negra e Formação do Monte Grande-Pedra Lume) é do tipo centrado.

A rede filoniana do CA é complexa, sendo muito variável no que se refere à orientação e inclinação dos filões e à densidade destas estruturas, chegando a atingir, localmente, cerca de 100 % do afloramento. Na Carta Geológica que acompanha este trabalho está indicada, para alguns locais, a percentagem aproximada de filões basálticos em formações do CA.

Atendendo à escassez de bons afloramentos filonianos naquele Complexo devido, fundamentalmente, à fracturação, à intensa cobertura eluvionar e à exploração para utilização na construção civil, os dados a seguir apresentados referem-se a cortes geológicos efectuados no litoral oeste entre a Baía da Palmeira e a Baía de Joaquim Petinha, e ao longo de alguns troços de ribeiras.

Medições e observações efectuadas em locais do litoral sugerem a existência de filões com orientações dominantes N70°E, E-W e N20°W, inflectindo algumas das estruturas, respectivamente, para N50°W, N40°E e N80°W. Apesar da complexidade da rede filoniana, esta parece desenvolver-se segundo um movimento dextrógiro.

Na área imediatamente a norte da Ribeira do Leteu a rede filoniana ocupa cerca de 80% dos afloramentos, predominando a orientação N70°E com inclinações quer para norte quer para sul. Entre as ribeiras das Madamas de Baixo e de Cima, os filões têm menor representação, ocupam, localmente, cerca de 10 a 15% dos afloramentos das formações submarinas do CA e apresentam orientação dominante N20°W.

A rede filoniana que originou a FEP é menos complexa do que a do CA. Os filões são numerosos, em geral verticais a subverticais e com espessuras médias entre 0,5 e 2 m, apresentando orientação dominante N40°W (fig.2).

Na área entre a Pesqueirona e a Baía da Parda alguns filões encurvam para leste e inclinam progressivamente para sul, atingindo valores de cerca de 50°. Estes filões são deslocados por fracturas do tipo desligamento esquerdo e direito.

As observações realizadas sugerem que a FEP poderá ter-se originado por acção de um campo de tensões associado a uma fractura de desligamento direito, cuja compressão máxima teria a direcção aproximada N40°W, o que implicaria que o campo de tensões fosse o seguinte: σ_1 (compressão máxima) N40°W; σ_3 (distensão máxima) N50°E e σ_2 vertical.

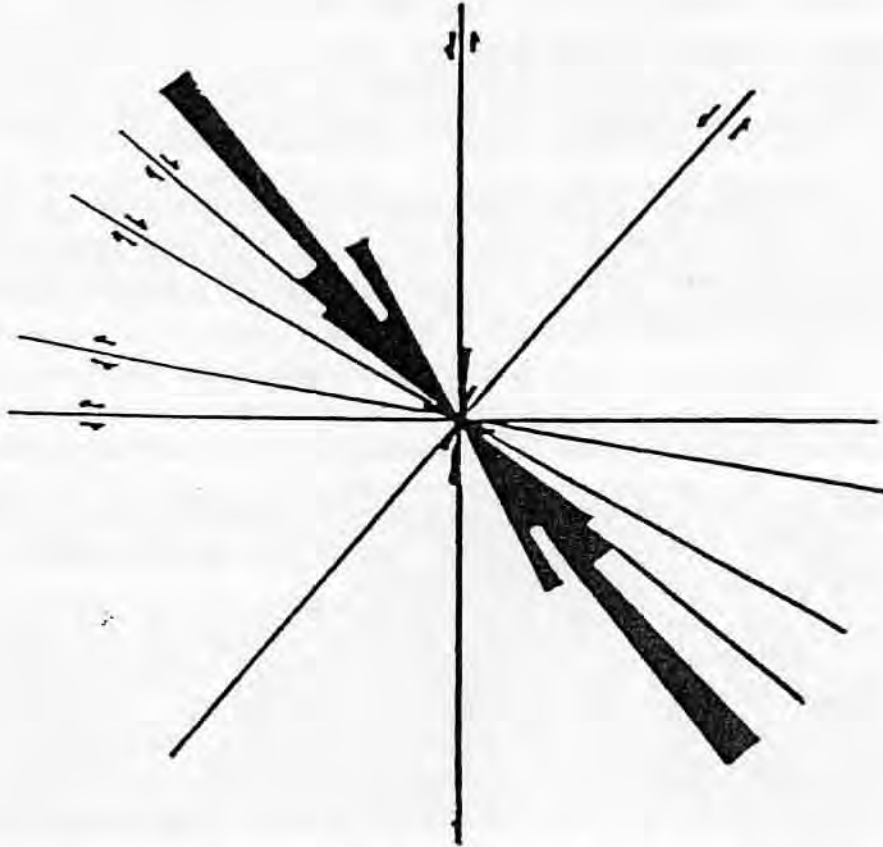


Fig. 2 - Histograma circular, não ponderado, da rede filoniana na Formação Eruptiva Principal (in Torres, 1998).

Alguns autores, nomeadamente Dash *et al.* (1976), baseados em estudos geofísicos sugerem a existência de uma zona de fractura a cerca de 39 km a oeste da ilha do Sal, com orientação próxima da dos filões que originaram a FEP. Aquela fractura poderá representar a identificada por Hayes & Rabinowitz (1975) entre as ilhas do Sal e da Boavista e que corresponderá, provavelmente, à fractura que limita a norte o bloco onde estão implantadas as ilhas de S.to Antão, S. Vicente, S.ta Luzia e S. Nicolau (Torres, 1998; Torres *et al.*, 1998).

A movimentação daquela fractura com desligamento direito será, eventualmente, a responsável pela compressão máxima de orientação N40°W, que originou a fracturação da crosta que permitiu a implantação da rede filoniana da FEP. A compressão deve ter-se mantido por longo período de tempo desenvolvendo, a partir de certa altura, uma componente de torção esquerda que provocou o encurvamento da rede filoniana e o aparecimento de fracturação inversa. Na margem direita da Ribeira da Madama de Cima observou-se uma zona de fracturação muito intensa, numa extensão de cerca de 30 m, com planos de falha de orientação preferencial N50°E, 50°S, com estrias que apresentam um *pitch* de cerca de 90°. Devido à elevada alteração da

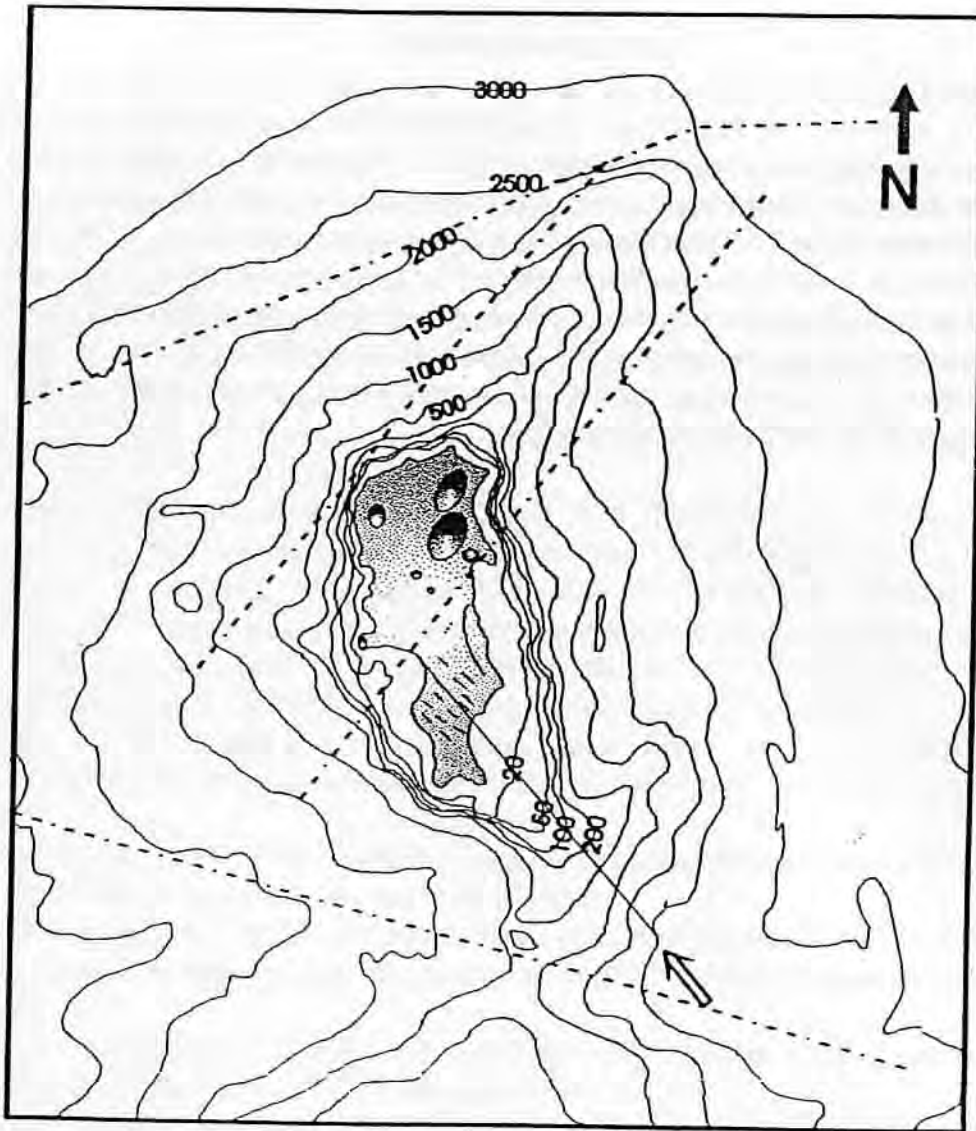


Fig. 3 - Disposição dos aparelhos vulcânicos mais recentes da Ilha do Sal e principais alinhamentos tectónicos definidos na área da ilha. A seta corresponde à direcção de compressão máxima responsável pela implantação da rede filoniana da FEP (*in* Torres, 1998)

rocha torna-se difícil determinar com exactidão o tipo de falha mas, nalguns locais, as saliências no plano de falha sugerem que possa corresponder a uma falha inversa.

Os aparelhos vulcânicos mais recentes da ilha do Sal (fig.3), pertencentes à Formação do Monte Grande-Pedra Lume e que estão alinhados ao longo de uma faixa, que se prolonga para o mar, com a orientação aproximada da zona de falha observada na Ribeira da Madama de Cima, poderão estar relacionados com a fracturação acima referida.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Instituto da Cooperação Económica (actual Instituto da Cooperação Portuguesa) os financiamentos que permitiram a elaboração da "Carta geológica da Ilha do Sal na escala de 1/25 000" e a sua publicação solicitadas, no âmbito da cooperação, pelo Centro de Geologia do Curso de Formação de Professores do Ensino Secundário de Cabo Verde (actual Instituto Superior de Educação). Foi no decurso das missões de campo e dos estudos laboratoriais e de gabinete realizados no Centro de Geologia do Instituto de Investigação Científica Tropical que se coligiram os dados que conduziram à realização deste trabalho. Agradecimentos são devidos, também, ao Comando Militar das FARP's da Ilha do Sal, pelo inestimável apoio de viatura prestado durante os trabalhos de campo, e à Delegação do Governo da Ilha pelo interesse sempre manifestado na realização da carta geológica.

BIBLIOGRAFIA

- BEBIANO, J.B. – “A Geologia do Arquipélago de Cabo Verde”. *Com. Serv. Geol. Portugal XVIII*, 1932, 275 p.
- BURKE – “The African Plate”. *S. Afr. J. Geol.*, **99**, 1996, 341-409.
- CAHEN, L., SNELLING, N.J., DELHAL, J. & VAIL, J.R. – “Phanerozoic anorogenic igneous activity in Africa”. *In: The geochronology and evolution of Africa*. Colarendon Press, Oxford, 1984, 375-419.
- DASH, B.P., BALL, M.M., KINGS, G.A., BUTLER, L.W. & RONA, P.A. – “Geophysical investigation of the Cape Verde archipelago”. *J. Geophys. Res.*, **81**, 1976, 5249-5259.
- DAVIES, G.R., NORRY, M.J., GERLACH, D.C. & CLIFF, R.A. – “A combined chemical and Pb-Sr-Nd isotope study of the Azores and Cape Verde hot spots; the geodynamic implications”. *In: Magmatism in the Ocean Basin* (Ed. A. D. Saunder & M. J. Norry). *J. Geol. Soc., Sp. Publ.*, **42**, 1989, 231-255.
- DE PAEPE, P. & KLERKX, J. – “Peridotite nodules in nephelinites from Sal (Cape Verde Islands)”. *Ann. Soc. Geol. Belgique*, **41**, 1971, 311-316.
- GERLACH, D.C., CLIFF, R.A., DAVIES, G.R., NORRY, M. & HODGSON, N. – “Magma sources of the Cape Verde archipelago: Isotopic and trace elements constraints”. *Geoch. Cosm. Acta*, **52**, 1988, 2979-2992.
- GRIFFITHS, J.B., CANTAGREL, J.M., ALVES, C.A. MATOS, MENDES, F., SERRALHEIRO, A. & MACEDO, J.R. – “Données radiométriques potassium-argon sur quelques formations magmatiques des îles de l’archipel du Cap-Vert”. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **280**, Sér. D, 1975, 2429-2432.
- GRUNAU, H.R., LEHNER, P., CLEINTUAR, M.R., ALLENBACH, P. & BAKKER, G. – “New radiometric ages and seismic data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands) and Sao Tome (Gulf of Guinea)”. *In: Progress in Geodynamics*. R. Soc. Neth. Acad. Arts & Sci., Amsterdam, 1975, 90 – 118.
- HAYES, D.E. & RABINOWITZ, P.D. – “Mesozoic magnetic lineations and the magnetic quiet zone off north-west Africa”. *Earth Planet. Sci. Lett.* **28**, 1975, 105-115.
- KLITGORD, K.D. & SCHOUTEN, H. – “Plate kinematics of the central Atlantic”. *In: The Geology of North America, Vol M - The Western North Atlantic Region* (Ed. P. R. Vogt & B. E. Tucholke). Geol. Soc. Am., 1986, 351 - 378.
- MITCHELL, J.G., LE BAS, M.J., ZIELONKA, J. & FURNES, H. - “On dating the magmatism of Maio, Cape Verde Islands”. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **64**, 1983, 61-76.
- MUNHÁ, J., SILVA, L.C., PALÁCIOS, T. & TORRES, P.C. – “Origin of Ca Fe³⁺ Al Si O₆ - rich pyroxenes in olivine-nephelinites and olivine-melilitites from Sal, Cape Verde Islands”. *Garcia de Orta, Sér. Geol.*, **4 (1-2)**, 1991, 15-27.
- OLIVET, J.-L., BONNIN, J., BEUZART, P. & AUZENDE, J.-M. - “Cinématique de L’Atlantique Nord et Central”. *Publ. C. Nat. L’Expl. Océans, Rapp. Scient. Tech.*, **54**, 1984, 108 p.
- ROBERTSON, A.H.F. - “Mesozoic deep-water and Tertiary volcanoclastic deposition of Maio, Cape Verde Islands: Implications for Atlantic Paleoenvironments and ocean island volcanism”. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **95**, 1984, 433 - 453.
- SERRALHEIRO, A. – “A geologia da Ilha de Santiago (Cabo Verde)”. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. FCL*, **14 (2)**, 1976 (77), 218 p. (Tese de doutoramento)
- SERRALHEIRO, A. – “Relatório do estudo geológico da caldeira de Pedra Lume, Ilha do Sal”. *Lab. Est. Petrol. Paleont. Ultr.*, 1979, 7 p. (Relatório não publicado).
- SILVA, L.C. – “Petrologia e geoquímica de complexos subvulcânicos anelares - Ilha do Sal, República de Cabo Verde”. *3º Cong. Bras. Geol./1º Cong. Geol. Países Língua Port.*, São Paulo, Brasil, vol. **1**, 1991, 98-99.
- SILVA, L.C., SERRALHEIRO, A., MACEDO, J.R., GOMES, A. MOTA & TORRES, P.C. – “Carta Geológica de Cabo Verde, Ilha do Sal, na escala de 1:25 000 (folhas 1 e 2)”. *Ed. Inst. Inv. Cient. Tropical / Inst. Coop. Económica, Lisboa*, 1990.

- SILVA, L.C., TORRES, P.C., FIGUEIREDO, M.O. & PALÁCIOS, T.- “Fosfatização de rochas basálticas da Ilha do Sal, Arquipélago de Cabo Verde”. *Garcia de Orta, Sér. Geol.*, **15 (1-2)**, 1993, 1-22.
- SILVA, L.C., SERRALHEIRO, A., TORRES, P.C. & MENDES, M.H. – “Phreatic/phreatomagmatic structures in the Cape Verde Islands: the Salina de Pedra Lume (Sal Island), example”. *J. Afric. Earth Sciences*, **30 (4A)**, 2000, 81.
- SILVA, L.C., SERRALHEIRO, A., TORRES, P.C., MACEDO, J.R., MENDES, M.H. & MOTA GOMES, A. – “Geologia da Salina de Pedra Lume, Ilha do Sal, Cabo Verde”. *Garcia de Orta, Sér. Geol.* (em publicação).
- TORRES, P.C. - “Geologia e petrogénese das formações vulcânicas da Ilha do Sal, Arquipélago de Cabo Verde”. *Dissertação de acesso a investigador auxiliar, IICT*, Lisboa, 1998, 212 p.
- TORRES, P.C., SILVA, L.C., MENDES, M.H., MUNHÁ, J. & MATA, J. – “On the genesis of the Cape Verde Islands: Tectonic influence”. *Actas do V Congresso Nacional de Geologia*, 1998, B168–B169.
- TORRES, P.C., SILVA, L.C., SERRALHEIRO, A., TASSINARI, C. & MUNHÁ, J. – “Enquadramento geocronológico pelo método K-Ar das principais sequências vulcano-estratigráficas da Ilha do Sal-Cabo Verde”. *Garcia de Orta, Sér. Geol.* (em publicação).
- UBALDO, M.L., SILVA, L.C. & TORRES, P.C. – “Contribuição geológica e micropaleontológica para o conhecimento do Complexo Eruptivo Antigo da Ilha do Sal, Arquipélago de Cabo Verde”. *Garcia de Orta, Sér. Geol.*, **14 (1-2)**, 1991, 9-14.



ANEXO

CORRECÇÃO DA LEGENDA ESTRATIGRÁFICA
COM BASE EM DATAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS K/Ar
EFECTUADAS POSTERIORMENTE À PUBLICAÇÃO
DA CARTA GEOLÓGICA DA ILHA DO SAL
NA ESCALA 1 / 25 000

A sequência vulcânica do Complexo da Ponta do Altar-Baleia ($8,7 \pm 0,6$ Ma, em nefelinitos olivínicos do Morrinho do Açúcar) é anterior à da Formação Eruptiva da Serra Negra ($5,6 \pm 0,2$ Ma, em mantos basálticos subaéreos).



Fig. 1 - Área entre Ribeira do Estrondo e Morrinho das Pedras.
Afloramento de lavas em almofada basálticas do Complexo Eruptivo Antigo (CA).



Fig. 2 - Ribeira da Madama de Cima.
Lavas em almofada e hialoclastitos basálticos muito alterados do CA

EST. II

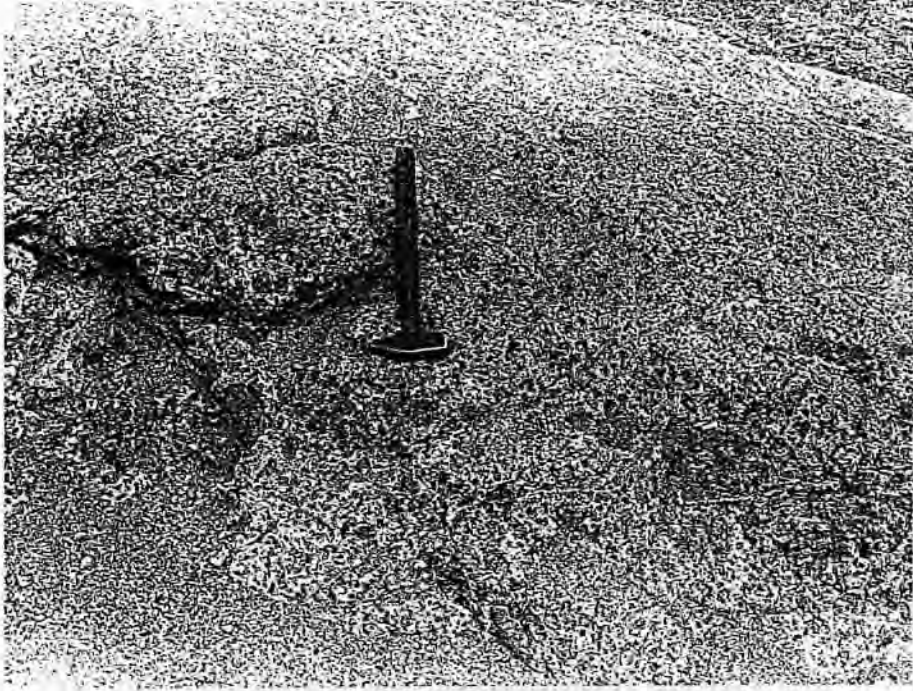


Fig. 1 - Ribeira da Madama de Baixo.
Aspecto dos hialoclastitos basálticos, muito alterados
e com incrustações de carbonatos, do CA.

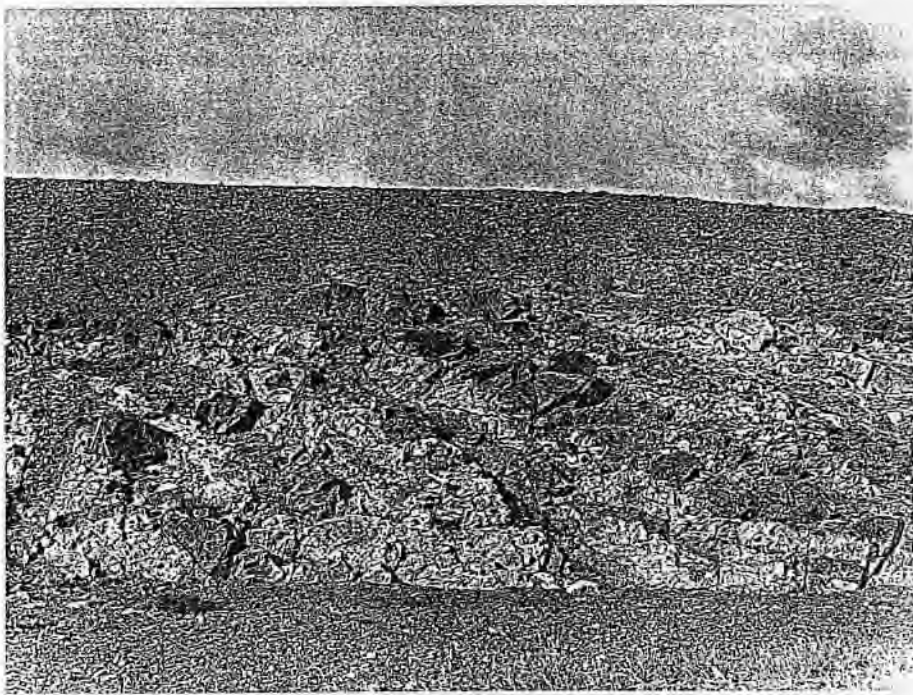


Fig. 2 - Afloramento do CA a cerca de 800 m a SE do aeroporto.
Formação brechóide traquítica e/ou traqui-fonolítica, cortada por filões basálticos.



Fig. 1 - Barreira da estrada Espargos-Aeroporto.
Formação brechóide do CA com elementos traquíticos e/ou fonolíticos e basálticos.

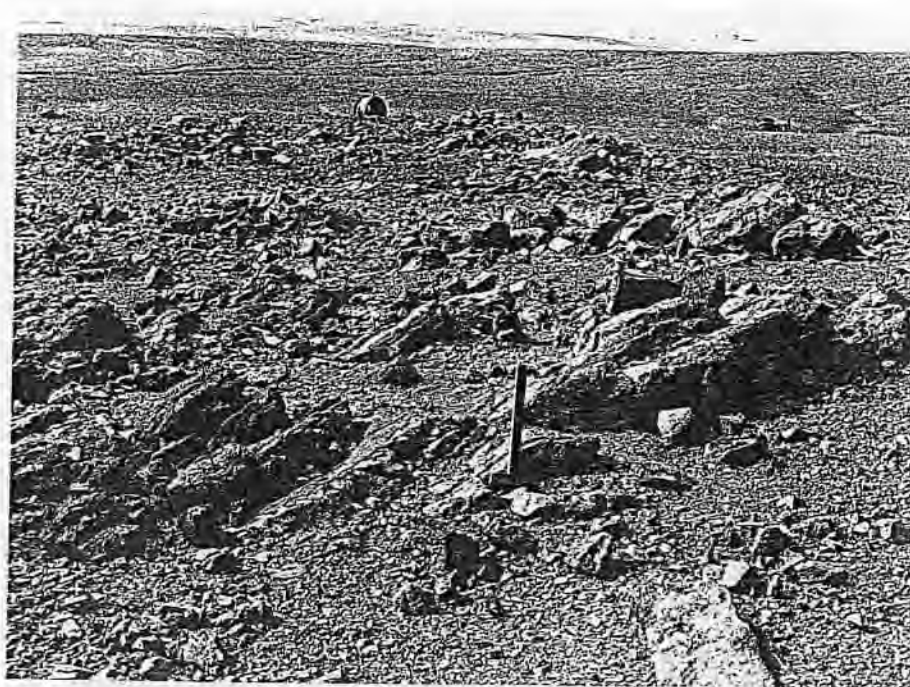


Fig. 2 - Afloramento do CA a cerca de 450 m a leste da estrada para Pedra Lume.
Bancadas de rocha dolomítica, fossilífera, mineralizada por hematite
e com material jaspóide associado.

EST. IV



Fig. 1 - Área imediatamente a leste do troço intermédio da Ribeira da Fontona.
Brecha vulcânica do CA com predominância de elementos basálticos.



Fig. 2 - Área do troço intermédio da Ribeira da Fontona.
Rochas granulares do CA: piroxenito com segregações sieníticas.

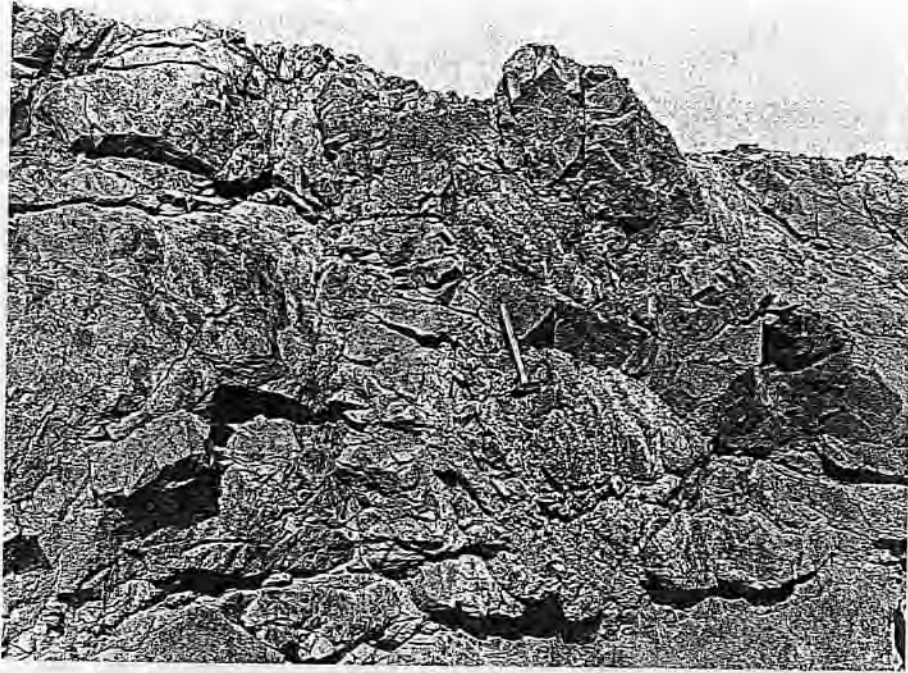


Fig. 1 - Litoral oeste, entre a Baía da Palmeira e a Praia do Tomé.
Rochas gabróicas do CA, recortadas por filões basálticos.

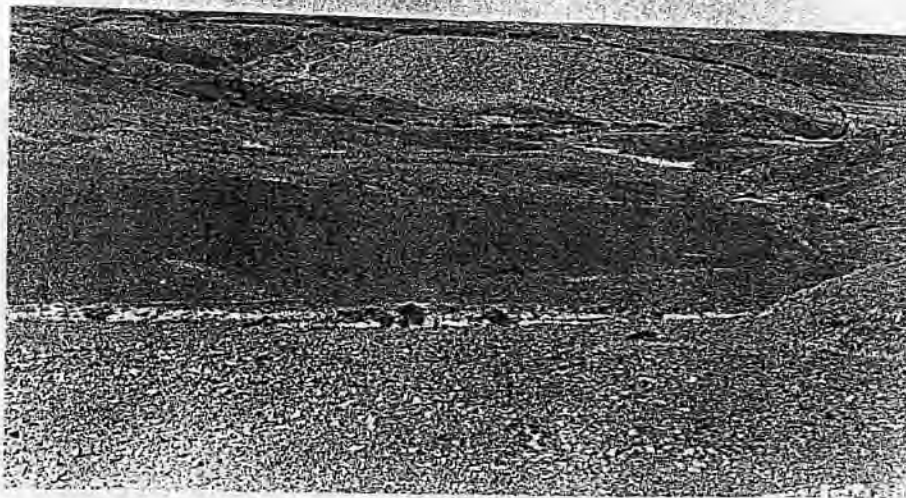


Fig. 2 - Afloramentos do C^Â, a cerca de 500 m a NE do troço intermédio
da Ribeira da Fontona. Na parte central observa-se uma estrutura circular
constituída por rochas alcalinas piroxeníticas, gabróicas e essexíticas.

EST. VI

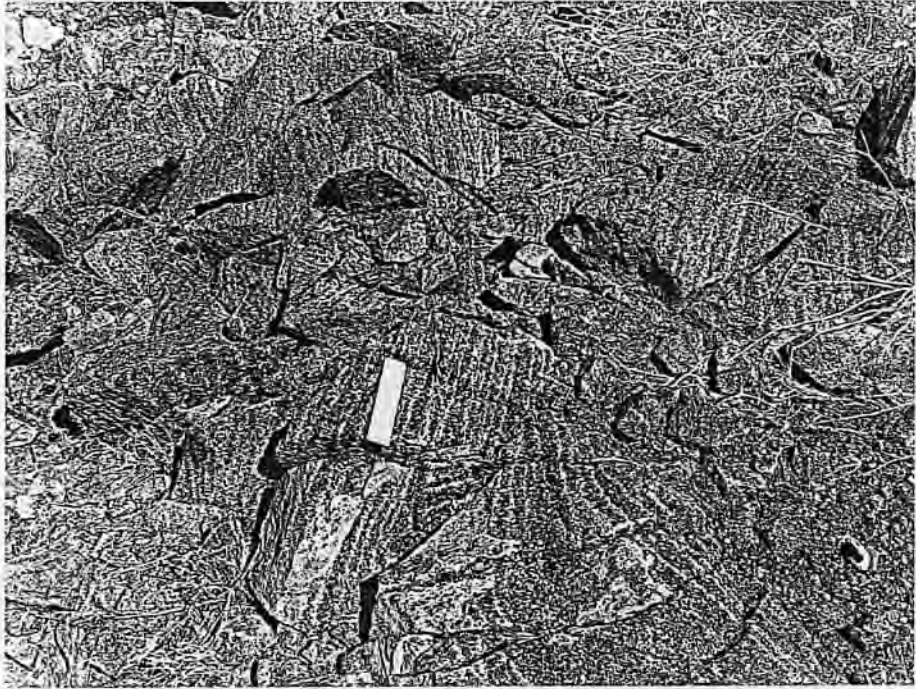


Fig. 1 - Rocha gabróica, alcalina e subsaturada, da estrutura referida na fig.2 da est.V.
Bandado alternante, subvertical e subparalelo, rico de mafitos e de feldspatos.



Fig. 2 - Litoral oeste entre a Ponta da Pambaiã e a Ponta Joaquim Petinha.
Densa rede filoniana basáltica do CA.



Fig. 2 - Morrinho das Pedras. Chaminé e mantos fonolíticos do CA.
Em primeiro plano depósitos de escorrência.

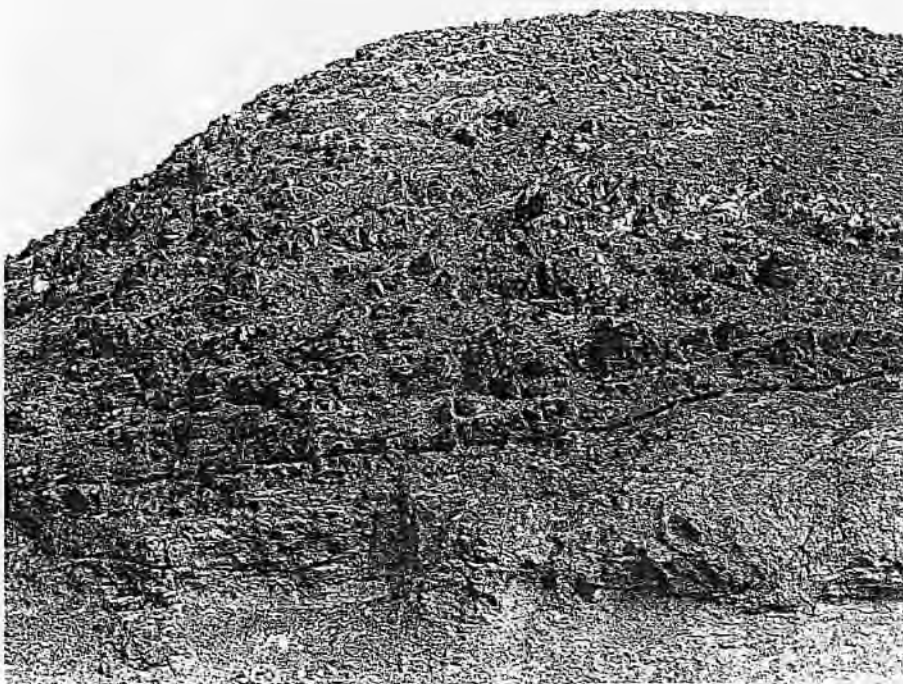


Fig. 2 - Ribeira da Madama de Baixo.
Contacto entre o CA (hialoclastitos e lavas em almofada, alterados, cortados por
filões basálticos) e os mantos basálticos subaéreos da Formação eruptiva principal (FEP).

EST. VIII



Fig. 1 - Topo de uma colina situada a cerca de 800 m a SW da Baía da Parda.
Série inferior da FEP: passagem gradual dos mantos basálticos subaéreos a submarinos.



Fig. 2 - Afloramento a cerca de 600 m a sul do Morro da Terra Branca.
Hialoclastitos e lavas em almofada, basálticos, da Série inferior da FEP.



Fig. 1 - Ribeira do Algodoeiro. Série inferior da FEP: filões basálticos que cortam mantos basálticos subaéreos, muito alterados.



Fig. 2 - Colina a cerca de 1° 250 m a N da foz da Ribeira da Fragata. Mantos nefeliníticos olivínicos da Série superior da FEP, com vénulas de pegmatitóides ijolíticos, com melilite.

EST. X



Fig. 1 - Ponta do Leme Velho, Mantos nefelíticos, olivínicos, da Série superior da FEP, parcialmente cobertos por conglomerado plistocénico e cascalheira de praia.



Fig. 2 - Ribeira de Passo. Depósito Conglomerático-Brechóide, subjacente ao nível de praia calcarenítica da Formação da Ribeira da Fragata.



Fig. 1 - Nascentes da ribeira imediatamente a sul da Baía da Parda. Pormenor do Depósito Conglomerático-Brechóide.



Fig. 2 - Margem esquerda da Ribeira da Fragata. Na parte central da fotografia, nível calcarenítico da Formação da Ribeira da Fragata que separa a FEP da Formação Eruptiva da Serra Negra.

EST. XII



Fig. 1 - Área do Morrinho do Açúcar.
Lavas basálticas, em almofada, do Complexo da Ponta do Altar-Baleia.



Fig. 2 - Morrinho do Açúcar. Imponente chaminé nefelínica olivínica,
com disjunção prismática bem definida, do Complexo da Ponta do Altar-Baleia.

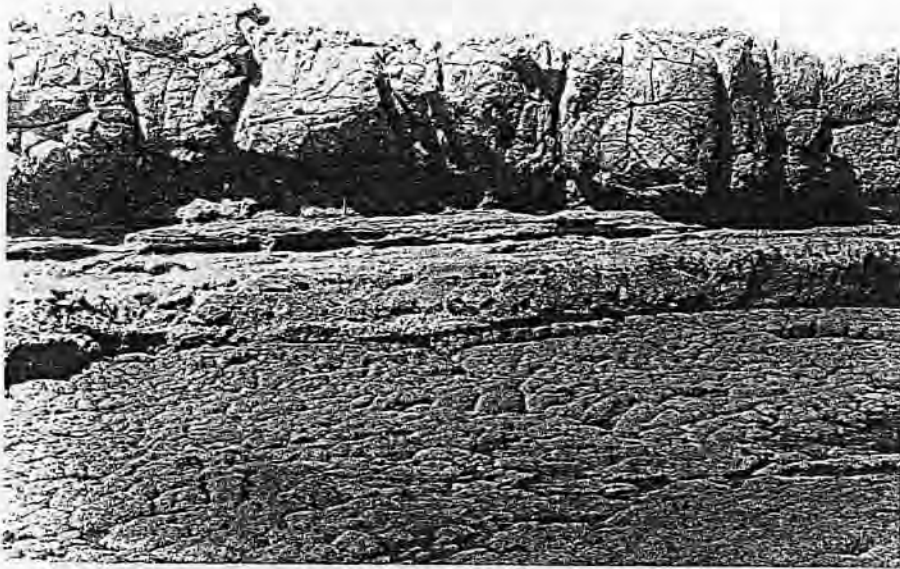


Fig. 1 - Ponta Fiúra. Afloramento do Complexo da Ponta do Altar Baleia contituído, da base para o topo, por mantos basálticos subaéreos, sedimentos marinhos e escoada nefelinítica olivínica.

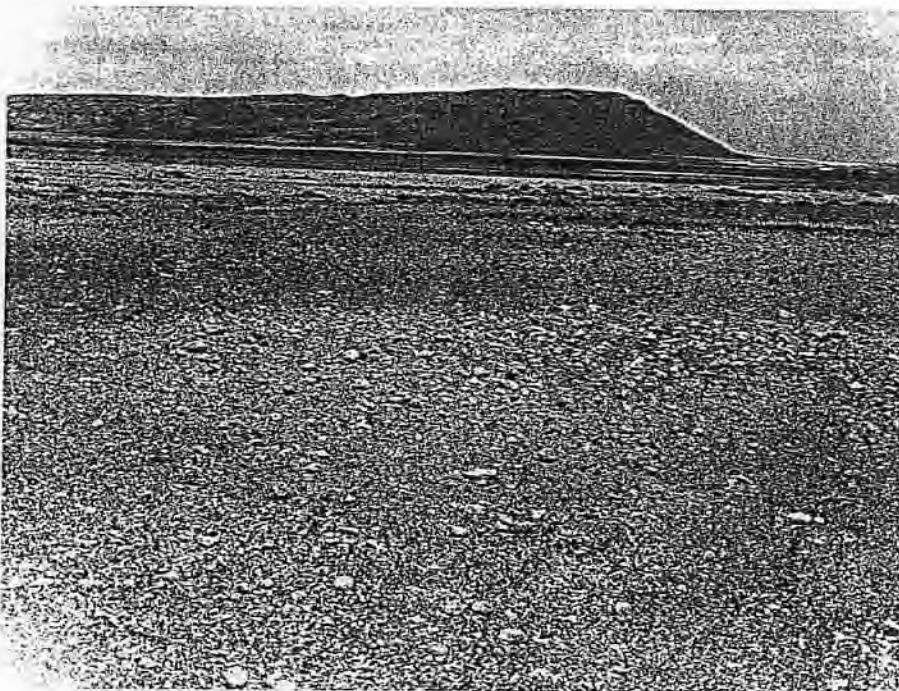


Fig. 2 - Serra Negra. Vista parcial da vertente SW. Em primeiro plano depósito de escorrência e nível de praia calcarenítico, quaternário.

EST. XIV



Fig. 1 - Serra Negra. Hialoclastitos e lavas em almofada basálticos, olivínicos, que passam gradualmente para o topo a mantos basálticos subaéreos.



Fig. 2 - Afloramento a cerca de 500 m a jusante das nascentes da Ribeira da Fragata. Lavas em almofada da Formação Eruptiva da Serra Negra, subjacentes a conglomerado marinho quaternário



Fig. 1 - Vertente leste do Monte Leste.
Cone de materiais piroclásticos de queda, essencialmente do tipo lapili.



Fig. 2 - Mantos subaéreos de nefelinito olivínico melilitítico e de melilitito olivínico, relacionados com vulcanismo fissural associado à estrutura do Monte Leste.

EST. XVI



Fig. 1 - Base da vertente W do Monte Leste.
Filões de nefelinito olivínico melilitítico e de melilitito olivínico,
alimentadores de mantos subaéreos de idêntica composição.



Fig. 2 - Camada de materiais piroclásticos grosseiros de melilitito olivínico com *hauyna*,
observada a meia encosta do flanco ENE da estrutura vulcânica do Monte Leste.



Fig. 1 - Vertente N do Monte Grande. Cone de materiais piroclásticos essencialmente do tipo lapili. Em primeiro plano mantos escoriáceos e escórias de aparelhos vulcânicos anteriores ao do Monte Grande.



Fig. 2 - Vertente NE do Monte Grande. Mantos basanitóidicos, com estruturas "tumulares", relacionados com pequena abertura adventícia existente na base do cone de lapili.

EST. XVIII

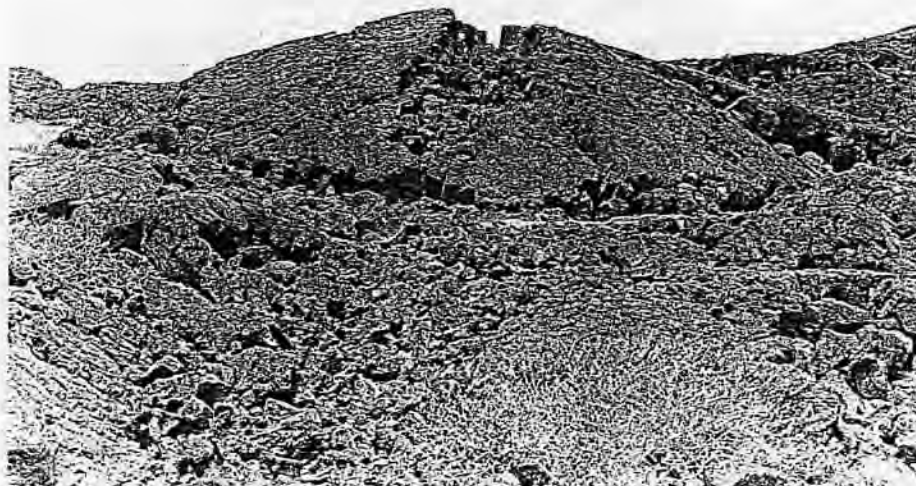


Fig. 1 - Área da base da vertente NE do Monte Grande. Estrutura "tumular", com colapso central, em mantos basanitóidicos relacionados com a estrutura principal do Monte Grande.



Fig. 2 - A elevação corresponde ao cone de materiais piroclásticos da estrutura da Rocha de Salina. Em primeiro plano, antiga pedreira nos lapili dos afloramentos de Alto do Solarinho.

EST. XIX



Fig. 1 - Salina de Pedra Lume. Estrutura hidroclástica freática/freatomagmática, do tipo *maar*.

EST. XX



Fig. 1 - Em primeiro plano, flanco interno WNW da estrutura hidroclástica da Salina de Pedra Lume. Cone de escórias antigo (Esc); mantos inferiores (Mi); lapili (L); mantos superiores (Ms); depósitos freáticos/freatomagmáticos (Fm); depósito de vertente (Dv); depósito de escorrência (Desc); terreno salgado (Ts); salinas (S).



Fig. 2 - Pormenor das sequências vulcânicas referidas na figura anterior.

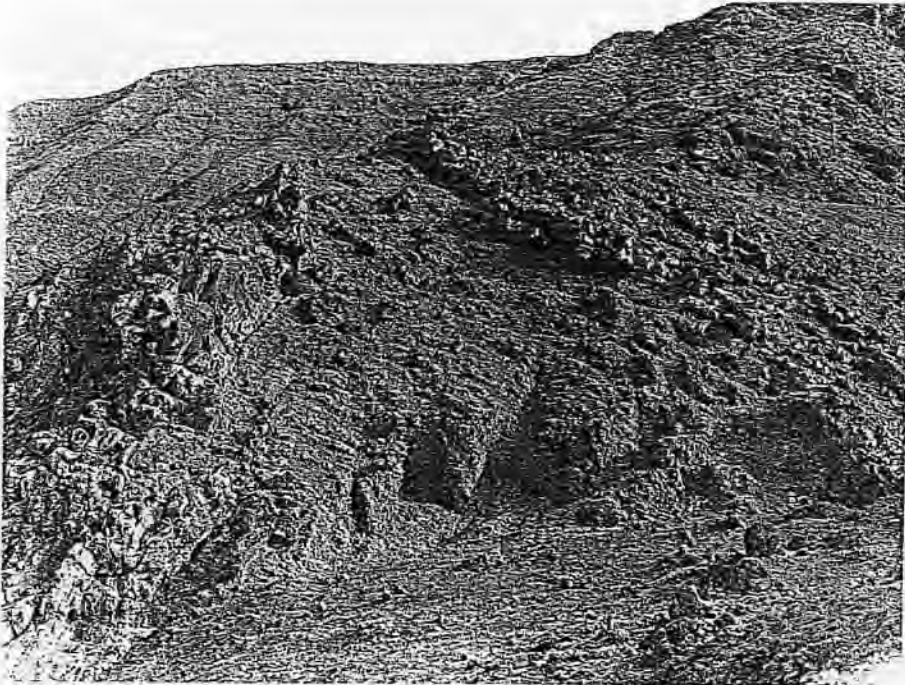


Fig. 1 - Salina de Pedra Lume. Escórias soldadas e mantos inferiores relacionados com vulcanismo fissural, pertencentes a estrutura vulcânica anterior à erupção hidroclástica.



Fig. 2 - Depósitos hidroclásticos da Salina de Pedra Lume. Camadas plano-paralelas intercaladas em camadas maciças.

EST. XXII



Fig. 1 - Estrutura da Salina de Pedra Lume.
Depósitos freáticos/freatomagmáticos com elementos grosseiros de nefelinito olivínico.

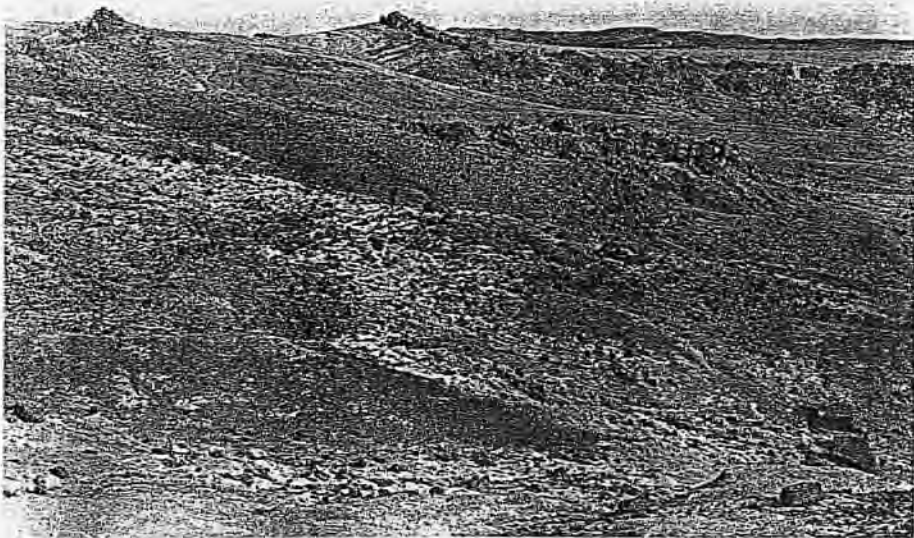


Fig. 2 - Monte Cagarral. Estruturas filonianas subcirculares,
cortando materiais piroclásticos, que deram origem a mantos
nefelínicos olivínicos.

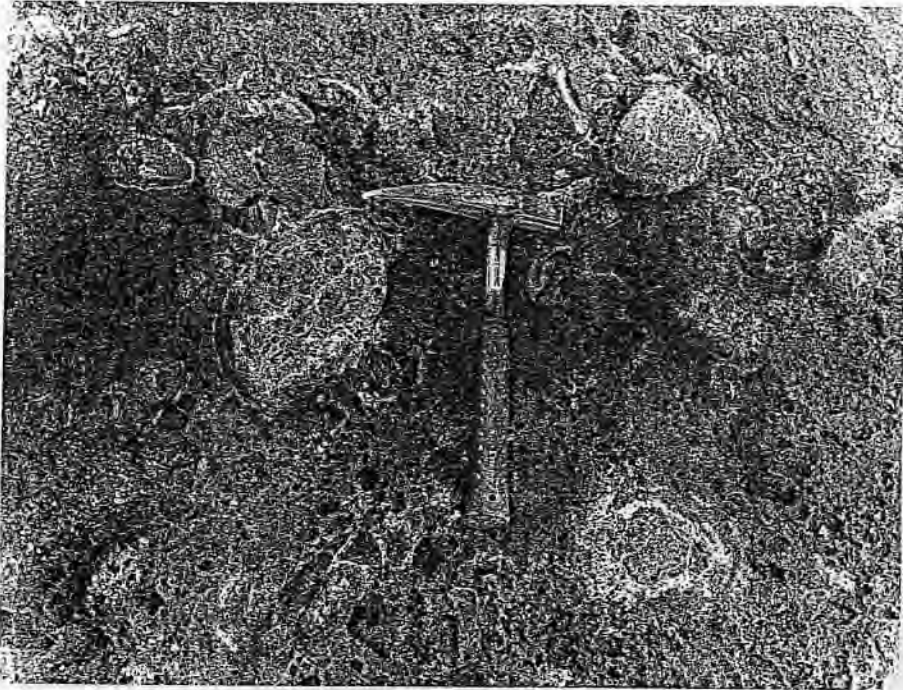


Fig. 2 - Pedra Lume 2°. Escórias soldadas com xenólitos peridotíticos mantélicos.



Fig. 2 - Morrinho do Carvão. Afloramentos de mantos nefelíníficos olivínicos, ricos de melilite (último plano) e de escórias soldadas (primeiro plano).

EST. XXIV



Fig. 1 - Vertente SE da estrutura vulcânica de Rabo de Junco.
Em primeiro plano depósitos de escorrência.



Fig. 2 - Local a cerca de 750 m a S do Morro da Terra Branca.
Praia calcarenítica quaternária, sobre lavas submarinas basálticas da Série inferior da FEP.



Fig. 1 - Ribeira da Fragata. Conglomerado marinho plistocénico, fossilífero, que cobre hialoclastitos basálticos da Formação Eruptiva da Serra Negra.

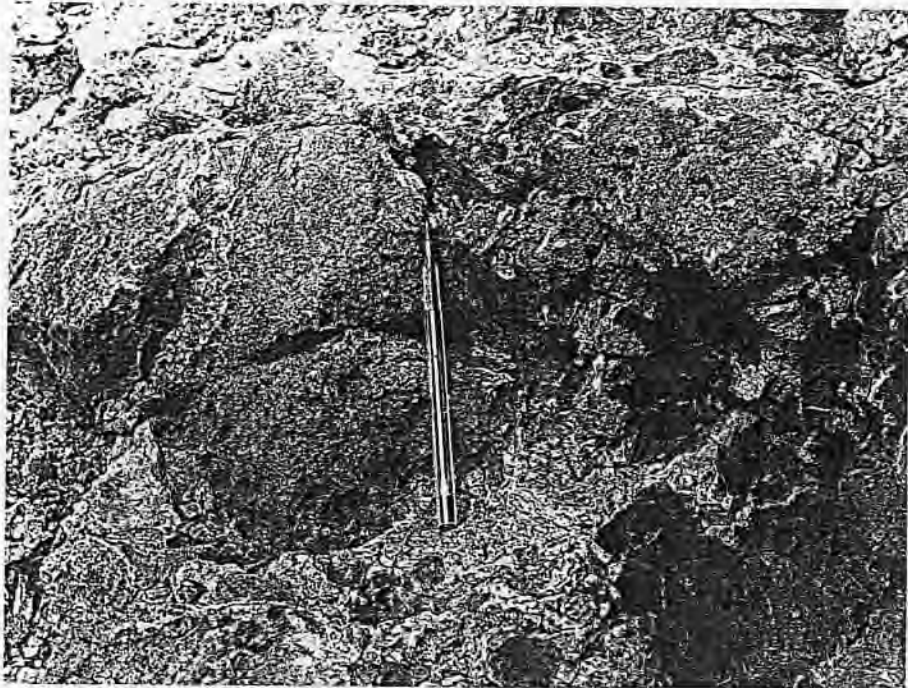


Fig. 2 - Ribeira da Fragata. Fosfatização de hialoclastitos basálticos da Formação Eruptiva da Serra Negra, relacionada com o conglomerado marinho referido na figura anterior.

EST. XXVI



Fig. 1 - Morrinho do Açúcar. Conglomerado marinho plistocénico, fossilífero, que cobre, parcialmente, mantos nefelínicos olivínicos relacionados com a chaminé do Morrinho do Açúcar.



Fig. 2 - Parte da vertente interna S da Salina de Pedra Lume. Na parte direita da fotografia (mancha clara) observa-se o extremo S do maior afloramento de sedimentos carbonatados.



Fig. 1 - Ponta do Leme Velho. Cascalheiras de praia, soltas e consolidadas, que, localmente, cobrem mantos de nefelinitos olivínicos da FEP.

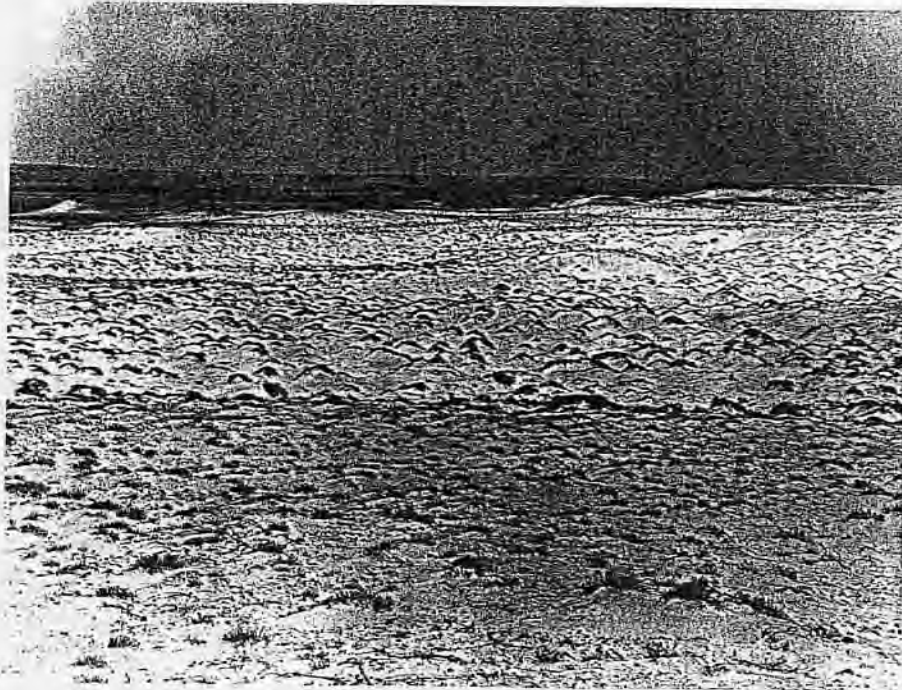


Fig. 2 - Pequenas dunas e areias móveis, calcáreas, que cobrem grande parte do sul da ilha.