

## **GEOLOGIA DOS AÇORES: UMA PERSPECTIVA ACTUAL(\*)**

**França, Z., Cruz, J.V, Nunes, J.C. e Forjaz, V.H.**

### **PRÓLOGO**

Em face das suas peculiares características geológicas, em sentido lato, o arquipélago dos Açores constitui um autêntico laboratório natural para uma diversidade de estudos na área da vulcanologia, ciência marcadamente multidisciplinar, o que lhe confere um estatuto de relevante interesse para muitos profissionais.

O presente trabalho visa promover a difusão dos conhecimentos adequados sobre a Geologia dos Açores numa abordagem eminentemente monográfica mas, não obstante, crítica e selectiva.

Julga-se, assim, preencher uma lacuna actualmente existente, permitindo a todos aqueles interessados, desta área científica ou não, rapidamente consultar informação geológica sobre uma dada ilha ou o seu conjunto, e aceder à lista bibliográfica mais relevante sobre esses espaços insulares.

Evidentemente, que na análise efectuada da extensa bibliografia publicada se privilegiam, na descrição geológica de cada ilha, os resultados publicados nas últimas décadas. Contudo, importa realçar que nos primeiros documentos produzidos sobre os Açores, em especial na crónica “Saudades da Terra” (1583), da autoria de Gaspar Frutuoso se podem beber inúmeros dados geológicos, como por exemplo, as descrições de algumas erupções vulcânicas ocorridas após o povoamento das ilhas. As contribuições para o conhecimento geológico das ilhas açorianas podem ser agrupadas em três períodos, conforme se discrimina:

**Estudos clássicos** - As mais antigas descrições de acentuado sabor geológico sobre os Açores devem-se, como referido anteriormente a Gaspar Frutuoso (1522-1591). Serrano Pinto (1998) considera que a obra de Frutuoso, acima referenciada, é “*uma extraordinária*

*contribuição para a história da geologia e da vulcanologia, em particular*”. Não parece exagerado considerar Frutuoso como o primeiro vulcanólogo português uma vez que as observações a que procedeu e os respectivos textos consagrados evidenciam um rigor e conhecimentos raros para tal época.

Seguiram-se, anos mais tarde, as publicações de Webster (1821), de Mouzinho de Albuquerque & Menezes (1826), de Hulbert (1827), dos irmãos Bullar (1841), de Senna Freitas (1845), de Hartung (1860; discípulo de Lyell, um dos fundadores da Geologia), de Fouqué (1873, onde, entre diversas participações científicas, divulga as análises de gases da erupção submarina da Serreta), de Mügge (1883, onde se encontram inéditas descrições micropetrográficas), de Canto e Castro (1888), de Lacroix (1893) e de Friedlander (1929). Salienta-se, também, que Darwin, quando embarcado no *Beagle*, visitou, sumariamente, a Terceira, no verão de 1836, tendo a oportunidade de se referir ao vulcanismo como expressão duma geografia atlântica.

**Estudos modernos** - Os estudos modernos iniciaram-se com as campanhas oceanográficas do Príncipe Alberto do Mónaco e com as publicações de Afonso Chaves (1908), de José Agostinho (1927) e de Mendonça Dias (1947). Neste período insere-se o primeiro estudo geotérmico dos Açores realizado em 1951 pelo italiano Conti que conduziu ao planeamento das campanhas de cartografia geológica (iniciadas em 1954) dos Serviços Geológicos de Portugal (SGP), solicitadas pelo Eng<sup>o</sup> Pedro Cymbron, então presidindo à Junta Geral do Distrito Autónomo de Ponta Delgada. Entre 1957 e 1958 a equipa dos SGP (Doutor George Zbyszewski e Eng<sup>os</sup> F. Moitinho de Almeida, Octávio Veiga Ferreira, entre outros) concentraram os seus trabalhos no Faial, nomeadamente nos Capelinhos, entretanto alcançados ao estrelado da vulcanologia mundial. Terminada a actividade vulcânica, os SGP reiniciaram, no verão de cada ano, a cartografia geológica (na realidade essencialmente litológica) de todas as ilhas, e as edições resultantes terminaram em 1968 com a publicação da carta geológica (1:50.000) da ilha das Flores. A violenta crise sismovulcânica de São Jorge iniciada em Fevereiro de 1964 motivou a realização de trabalhos geológicos extraordinários de neotectónica naquela ilha, que conduziram à publicação, pelos SGP, da carta geológica desta ilha (1:50.000). Esta edição pode ser considerada inovadora, na medida, em que obedece a um critério vulcanoestratigráfico (Forjaz & Fernandes, 1970).

**Estudos recentes** - Este período pode-se dividir em diversas fases. Na primeira, inserem-se os trabalhos de Frederico Machado (cuja vocação vulcanológica desabrochou com a actividade dos Capelinhos, onde efectuou trabalhos pioneiros) e, entre várias contribuições,

salientam-se as de Quintino (1962a, 1962b, 1962c, 1969), Whitmarsh (1971), Mckenzie (1972), Schmincke (1972, 1973), Krause & McGregor (1973), Laughton (1974, 1975), Schilling (1975a e 1975b), White (1975), Booth *et al.* (1978), Searle (1976, 1980), Feraud (1980) e Fernandez (1982).

Na segunda fase (parcialmente sobreposta à anterior) evidenciam-se os trabalhos de **pesquisa geotérmica** efectuados graças a exigências insulares resultantes da revolução do 25 de Abril de 1974. Nas ilhas dos Açores instalou-se um regime autonómico e o Governo da República decidiu financiar um programa geotérmico ambicioso (Forjaz, 1976), que (1) permitiu a revisão da cartografia geológica dos SGP, modernizando-a de acordo com conceitos de vulcanoestratigrafia; (2) a instalação de redes sismográficas telemétricas; (3) a **execução de pesquisas geoeléctricas, magnéticas, magnetotelúricas e gravimétricas** e (4) a concretização de sondagens termométricas e de poços profundos para ensaios geotérmicos. O desenvolvimento deste programa (1976-1980) pode ser considerado como uma revolução para o conhecimento geológico dos Açores, na medida em que se criaram condições para a fixação nos Açores de especialistas no domínio da vulcanologia, da geoquímica e do ambiente. Neste período, o Instituto de Geociências dos Açores (IGA), actualmente extinto, procedeu à publicação de 7 cartas vulcanoestratigráficas dos Açores, visando a identificação de complexos vulcânicos com potencial geotérmico, elaboradas por V. H. Forjaz e V. B. Pereira.

Em 1985 surge um novo referencial científico nos Açores, o Centro de Vulcanologia do INIC (Instituto Nacional de Investigação Científica), que englobava um pólo instalado na Faculdade de Ciências de Lisboa e outro na Universidade dos Açores (1985-1996). A extinção do INIC conduziu à integração deste Centro na Universidade dos Açores. Foi no âmbito das actividades do CV que (1) se deu continuidade à tarefa iniciada pelo IGA, no que concerne à edição de cartas vulcanoestratigráficas das ilhas de Santa Maria (Serralheiro *et al.*, 1987), do Faial (Serralheiro *et al.*, 1989), do Grupo Central (Forjaz *et al.*, 1990) e da Graciosa (Gaspar & Queiroz, 1995) e (2) se iniciaram dissertações de doutoramento que se devem considerar fundamentais para o conhecimento geológico moderno do vulcanismo açoriano, realçando-se, neste âmbito, os trabalhos de Forjaz (1995), Gaspar (1996), Queiroz (1997), Cruz (1997), Nunes (1999), Wallenstein (1999), Carvalho (1999), França (2000), Coutinho (2000), Ferreira (2000), Almeida (2001) e Pacheco (2001). O CV-INIC também procedeu a intensas parcerias no âmbito da European Science Foundation, providenciando pela criação temporária da REV-Rede Europeia de Vulcanologia.

Apesar do enriquecimento bibliográfico a que se tem assistido, continuam a existir nos Açores graves lacunas de conhecimento. Neste contexto, é imperioso que a comunidade científica congregue esforços que conduzam a um conhecimento mais detalhado sobre a Geologia do Atlântico, e dos Açores em especial, que constitui uma área por excelência para a aquisição de novos conhecimentos no domínio da vulcanologia.

## 1. Aspectos geográficos

O arquipélago dos Açores, constituído por nove ilhas e alguns ilhéus, situa-se no Atlântico Norte, a aproximadamente 1600 km de Portugal Continental (Fig. 1). Este arquipélago distribui-se entre as latitudes 36° 55' e 39° 43' N e as longitudes 24° 46' e 31° 16' W.

Fig. 1 – Localização geográfica do arquipélago dos Açores.

A distribuição oceânica destas ilhas, e conseqüentemente o seu posicionamento relativo, conduziu ao estabelecimento dos seguintes agrupamentos: (1) **grupo ocidental**, constituído pelas ilhas Flores e Corvo; (2) **grupo central**, de que fazem parte as ilhas Faial, Pico, São Jorge, Graciosa e Terceira e (3) **grupo oriental**, englobando São Miguel, Santa Maria e os ilhéus das Formigas. As diferentes ilhas apresentam-se alinhadas segundo uma faixa de orientação geral NW-SE, com uma extensão de cerca de 600km entre Santa Maria e o Corvo.

## 2. Enquadramento geodinâmico

O arquipélago dos Açores encontra-se numa zona de convergência de uma série de estruturas tectónicas, cuja dinâmica é responsável pela sismicidade e vulcanismo actúantes nestas ilhas, bem como, de certa forma, pelas características petrológicas e geoquímica das lavas emitidas. De entre essas estruturas salientam-se (Fig. 2): a Crista Média-Atlântica (CMA), o Rife da Terceira (RT), a Zona de Fractura Norte dos Açores (ZFNA), a Zona de Fractura Este dos Açores (ZFEA) e a Zona de Fractura Oeste dos Açores (ZFOA).

A Crista Média-Atlântica é uma estrutura distensiva pura, sismicamente activa, que se estende de norte a sul do Atlântico, intersectada por falhas transformantes, de tendência geral E-W, que a fragmentam em inúmeros troços. Esta estrutura estabelece o limite entre a placa Americana, que

se encontra a oeste, e as placas Euroasiática e Africana, que se desenvolvem para leste deste acidente tectónico (Meidav & Forjaz, 1976; Searle, 1980; Forjaz, 1983). As ilhas Flores e Corvo integram a placa Americana, a Oeste da CMA, ao invés das restantes que se edificaram a E daquela estrutura. A análise pormenorizada da junção tripla dos Açores sugere que a taxa de expansão da CMA a sul dos Açores é mais baixa do que a norte deste arquipélago (Krause & Watkins, 1970). Laughton & Whitmarsh (1974) determinaram que a velocidade média de expansão da região da CMA, a norte e a sul dos Açores, é respectivamente igual a 1,8 cm/ano e 1,3 cm/ano.

A Zona de Fractura Norte dos Açores encontra-se à latitude 39°30'N, exactamente na região em que a CMA se apresenta desviada cerca de 15 km para leste. Searle (1980) considerou que esta estrutura, de direcção aproximada E-W, parecia corresponder a uma fractura sem características de falha transformante.

A Zona de Fractura Este dos Açores, inicialmente designada por Fractura Açores-Gibraltar, representa o segmento oeste de uma das mais importantes zonas de fracturas do Globo Terrestre - o Arco Tectónico Alpino. O limite entre as placas Euroasiática e Africana, para leste dos Açores, é estabelecido por um troço da Fractura Açores-Gibraltar actualmente conhecido por Falha Glória (FG; Laughton *et al.*, 1972).

Fig. 2 – Principais acidentes tectónicos que interactuam na região dos Açores. CMA - Crista Média-Atlântica; ZFEA - Zona de Fractura Este dos Açores; ZFOA - Zona de Fractura Oeste dos Açores; RT- Rife da Terceira; ZFNA - Zona de Fractura Norte dos Açores; FG - Falha GLORIA; ZFBPA - Zona de Fractura Banco Princesa Alice, ZFBA - Zona de Fractura Banco Açor; ZFFP - Zona de Fractura Faial - Pico; TSJ - Transformante de São Jorge (*in* Nunes, 1999).

Para W do flanco submarino de Santa Maria, à latitude de 36° 48'N e longitude 24° 30'W, a ZFEA termina abruptamente e estabelece ligação com um sistema de falhas normais de direcção NW-SE que atravessam a bacia dos ilhéus das Formigas. A existência de uma escarpa a cerca de 10 km a sul daquela ilha, com uma direcção similar à Falha Glória (embora menos linear, mais larga e geomorfologicamente de aspecto menos fresco), levou a considerar-se tal escarpa como um primitivo sector terminal da ZFEA que estabeleceria a sua ligação com a CMA, e que teria antecedido a formação do centro de expansão dos Açores (Searle, 1980). Este segmento para alguns autores está inactivo (Laughton & Whitmarsh, 1974; Searle, 1980), enquanto que, para

outros, é uma estrutura sísmicamente activa (Krause & Watkins, 1970; Forjaz, 1984; Nunes, 1991).

A Zona de Fractura Oeste dos Açores parece corresponder ao prolongamento, para W, da ZFEA. As duas estruturas apresentam sensivelmente a mesma direcção W-E, embora a ZFOA se desenvolva mais a norte, a partir da latitude 38°N, e se encontre à longitude 32°W (Krause, 1965). Esta estrutura, referida inicialmente por Tolstoi (1951; *in* Krause & Watkins, 1970) é também designada por Zona de Fractura do Pico (Laughton & Whitmarsh, 1974; Udias *et al.*, 1988; Buforn *et al.*, 1988). A ausência de movimentos relativos entre os blocos situados a norte e a sul deste acidente tectónico, aliada ao seu comportamento assísmico, levou Krause & Watkins (1970) a alegarem que aquela estrutura não deva ser considerada como uma zona de fractura no sentido dinâmico, embora o deva ser no sentido estrutural.

O Rifte da Terceira (Machado, 1959c) apresenta uma direcção WNW-ESE, sensivelmente coincidente com a disposição das ilhas dos grupos oriental e central dos Açores. Esta estrutura evidencia-se entre as latitudes 36° 48' N e 39° 20' N e as longitudes 24° 30' W e 28° 50' W (Searle, 1980) e é definida por uma série de bacias e elevações (ilhas e bancos submarinos) que se desenvolvem entre a Bacia Oeste da Graciosa e os ilhéus das Formigas. A intersecção entre este acidente e a ZFNA ocorre aos 39° 20' N e 28° 50' W (Searle, 1980).

A não consensualidade relativamente ao limite das placas euroasiática e africana, para ocidente da ilha de Santa Maria, desencadeou a idealização de uma série de modelos tectónicos, bem como uma acentuada controvérsia científica. Neste âmbito, alguns investigadores consideram que aquele limite corresponde ao RT, estrutura distensiva pura funcionando como centro de expansão secundário, o que determinaria que a junção tripla fosse do tipo RRR (Krause & Watkins, 1970; Udias & Arroyo, 1972; Udias *et al.*, 1976; Udias, 1980; Udias *et al.*, 1986; Buforn *et al.*, 1988). Para outros (Mckenzie, 1972; Laughton & Whitmarsh, 1974; Searle, 1980; Ribeiro, 1982) a interligação entre a CMA e a Falha Glória ocorre através de uma estrutura do tipo *leaky transform*, com eixo na ilha de São Jorge ou no canal São Jorge-Pico. Posteriormente, Forjaz (1983) concebeu o modelo da microplaca dos Açores, considerando uma microplaca triangular limitada a W pela Crista Média Atlântica, a S pela ZFEA e a NE pelo RT. Para este último autor o jogo de tensões, criado nos dois últimos limites, induziria um regime de compressão oblíquo na Falha Glória.

Trabalhos recentes (Miranda *et al.*, 1991; Luís *et al.*, 1994; Miranda & Luís, 1995; Fig. 2), baseados em estudos geofísicos desenvolvidos na CMA, entre as latitudes 37°N e 40° 30' N, e abrangendo uma área de 10 Ma de crosta oceânica para W e E daquele acidente tectónico,

apontam no sentido de que o vulcanismo e a tectónica da região dos Açores têm sido controlados pelas variações de movimento entre as placas Americana, Euroasiática, Africana e a "microplaca ou bloco dos Açores". Ao invés da migração directa da junção tripla desde a ZFEA para a ZFNA, proposta por Searle (1980), estes autores defendem uma migração progressiva (1) desde a Zona de Fractura Este dos Açores, para a Zona de Fractura Banco Princesa Alice, num período anterior aos últimos 10 Ma; (2) da Zona de Fractura Banco Princesa Alice para a Zona de Fractura Banco Açor e, actualmente, (3) desta zona para a Zona de Fractura Faial-Pico (Fig.2).

Apontam, ainda, estes investigadores que a recente migração do "ponto triplo" foi responsável pela edificação de duas das mais recentes ilhas do arquipélago - Faial e Pico - construídas sobre a ZFFP, num ambiente de *leaky transform*.

### 3. Vulcanismo e Sismicidade históricos

Dado o seu enquadramento geotectónico, a região dos Açores apresenta uma importante actividade vulcânica e uma notável sismicidade, bem documentadas nos acervos históricos disponíveis desde a descoberta e povoamento das ilhas, em meados do século XV. Um total de 26 erupções vulcânicas estão reportadas para o arquipélago dos Açores (Fig. 3), 12 das quais dizem respeito a erupções subaéreas, nas ilhas São Miguel, Terceira, São Jorge, Pico e Faial, na sua grande maioria de natureza básica e predominantemente efusivas (França *et al.*, 2003). Exceptuam-se as erupções ocorridas na ilha de São Miguel em 1439, nas Sete Cidades (Queiroz, 1990), em 1563, na caldeira da Lagoa do Fogo (Walker & Croasdale, 1971) e as erupções localizadas na caldeira das Furnas, em 1439-43 e 1630 (Booth *et al.*, 1978; Queiroz *et al.*, 1995), todas de natureza ácida e com características dos tipos subpliniano, pliniano ou hidromagmático.

Fig. 3 - Localização das erupções vulcânicas históricas na região dos Açores (modificado de Weston, 1964). 1- Sete Cidades (1439?); 2- Furnas (~1444); 3- Praínha (1562); 4- Lagoa do Fogo e Pico Queimado (1563); 5- Manadas e Queimada (1580); 6- Furnas (1630); 7- no mar (1638); 8- Pico do Fogo (1652); 9- Praia do Norte (1672); 10- no mar (1682); 11- S. Luzia, S. João e no mar (1718); 12- Silveira (1720); 13- no mar, “Ilha Nova” (1720); 14- Biscoitos e Mistério Negro (1761); 15- no mar (1800); 16- Urzelina (1808); 17- no mar, incluindo “Ilha Sabrina” (1811); 18- no mar (1867); 19- no mar (1902); 20- no mar (1907); 21- no mar (1911); 22- Capelinhos e Caldeira (1957); 23- no mar (1963); 24- no mar (1964); 25- no mar (1981); 26- no mar (1998).

A distribuição geográfica dos centros eruptivos permite (1) evidenciar, *grosso modo*, uma certa tendência de crescimento das ilhas para ocidente, designadamente pela localização dos centros eruptivos submarinos, e (2) definir os principais alinhamentos estruturais que afectam a região dos Açores, nomeadamente o Rifte da Terceira e a Zona de Fractura Faial-Pico. De igual forma a distribuição das idades máximas das ilhas (Fig. 4) parece mostrar que, em termos gerais, as ilhas mais afastadas da Crista Médio Atlântica são as mais antigas.

Fig. 4 - Idades isotópicas máximas para as ilhas dos Açores. Dados de Abdel-Monem *et al.* (1975), White *et al.* (1976), Féraud *et al.* (1980), Chovelon (1982), Ferreira & Azevedo (1995) e Dias (2001)

Os últimos eventos eruptivos mais importantes ocorridos nos Açores foram de natureza submarina e basáltica *s.l.*, reportando-se (1) a 1957/58 nos Capelinhos, na extremidade ocidental

da ilha do Faial e (2) a 1998/2000, a cerca de 8,5 km para NW da Ponta da Serreta (Forjaz *et al.*, 2000 e 2001), ao largo da ilha Terceira.

Para além dos episódios vulcânicos referidos, observa-se permanentemente a ocorrência de manifestações secundárias nalgumas ilhas, expressas quer como nascentes termais, quer como fumarolas e emanações gasosas difusas em solos, nomeadamente nas ilhas de São Miguel, Terceira, Graciosa, Faial, Pico e Flores (Ferreira, 1994; Cruz *et al.*, 1999; Ferreira & Oskarsson, 1999; Baxter *et al.*, 1999; Cruz & França, 2001a, 2004; Nunes *et al.*, 2001a; Fig. 5). Para além destas ocorrências subaéreas há a reportar, também, o importante campo fumarólico localizado no Banco D. João de Castro (Nunes *et al.*, 2003a), um monte submarino implantado entre as ilhas Terceira e São Miguel e com topo à profundidade mínima de 12 m, aproximadamente a 38° 13' 16" de Latitude Norte e 26° 36' 07" de Longitude Oeste

Fig. 5 – Principais nascentes termais e campos fumarólicos localizados nas ilhas do arquipélago dos Açores.

O Arquipélago dos Açores apresenta uma sismicidade importante no contexto nacional, associada quer à tectónica activa dos Açores, quer à actividade vulcânica ocorrida, visto esta última ter sido antecedida e acompanhada de sismos, por vezes numerosos. Refira-se a propósito que, na dependência directa das erupções vulcânicas que ocorreram no arquipélago dos Açores nos últimos cinco séculos, terão sido vitimadas cerca de 240 pessoas, enquanto que 5345 a 6350 pessoas terão perdido a vida devido a abalos sísmicos ocorridos no mesmo período de tempo (Nunes *et al.*, 2001a).

A actividade sísmica de natureza tectónica, isto é, a associada às principais falhas activas existentes na Região dos Açores (a uma escala regional ou local), manifesta-se usualmente sob a forma de um elevado número de microssismos (*e.g.* sismos de magnitude inferior a 3) registados anualmente na rede sísmica do arquipélago, ocasionalmente sob a forma de enxames sísmicos. Periodicamente, contudo, as ilhas dos Açores são sacudidas por sismos moderados a fortes, mais energéticos, os quais afectam uma ou mais ilhas do arquipélago e causam destruições e impactes económicos significativos. Após 1947, as principais crises sísmicas que afectaram os Açores traduzem-se pelos “picos” de sismicidade nos anos de 1958 (Capelinhos, Faial), 1964 (São Jorge), 1973/74 (Pico), 1980 (Terceira), 1988/89 (São Miguel e Graciosa) e 1998 (Faial).

A sismicidade dos Açores está bem documentada em trabalhos como os de Agostinho (1955a e 1955b), Bessone (1932), Dias (1955), Ferreira (1955), Forjaz & Ribeiro (1995) e Supico (1995). Por outro lado, no Anuário Sismológico Nacional (1947) e no *Bulletin Séismique des Îles*

*Açores* (1951) são compilados diversos elementos relativos à sismicidade instrumental dos Açores, parcialmente trabalhados por Nunes (1991), Nunes & Ribeiro (2001) e Nunes *et al.* (2001a). Os principais acervos históricos incluem o “Arquivo dos Açores”, uma obra em 15 volumes, editada por Ernesto do Canto (vol. I a XII) e Afonso Chaves (vol. XIII a XV) entre 1887 e 1959, bem como os trabalhos de Drummond (1859), Frutuoso (1522-1591), Junior *et al.* (1983) e Macedo (1871).

A “Base de Dados Sísmicos dos Açores – BDSA” (Nunes, 1991), em permanente actualização na Universidade dos Açores, cobre um período de cerca de 550 anos, desde a descoberta e o povoamento do arquipélago, tem como principal objectivo a promoção de um detalhado cadastro da actividade sísmica nos Açores e constitui ferramenta fundamental de pesquisa sismológica, designadamente em estudos de avaliação da perigosidade (*hazard*) e do risco sísmico dos Açores. A BDSA baseia-se em inventário efectuado em documentos históricos, artigos de divulgação, periódicos e em publicações diversas, incluindo boletins, anuários e catálogos sísmicos, estes últimos disponibilizando informação sobretudo para o Século XX. A “Base de Dados Sísmicos dos Açores” apresenta presentemente informação referente a 25 850 sismos, de diferente magnitude, registados no arquipélago entre 01/Jan/1980 e 31/Dez/1998. Inclui, ainda, informação para cerca de 600 abalos sentidos no arquipélago entre 1850 e 1946 e aproximadamente 6370 eventos inventariados no período 1947-1979 (dos quais cerca de 1600 foram sentidos).

A consulta desta base de dados permite uma caracterização da sismicidade do arquipélago dos Açores, a qual deverá ter em conta que a informação ali contida não possui um carácter uniforme e homogéneo, dada a tipologia e natureza das fontes. Com efeito, até meados do século XVIII, os dados disponíveis estão sobretudo contidos em acervos históricos, enquanto que, após aquela data, os diversos periódicos publicados nos Açores (alguns centenários – e.g. *Açoriano Oriental*, *Diário dos Açores*, *O Telégrafo*) constituem a principal fonte de informação. Embora a sismicidade instrumental dos Açores tenha tido início no ano de 1902, com a instalação de um sismógrafo Milne em Ponta Delgada (S. Miguel), só em meados dos anos 50, com a instalação de estações sísmicas em Angra (Terceira) e na Horta (Faial), foi possível dispor de uma rede minimamente capaz de fornecer dados mais precisos sobre a actividade sísmica do arquipélago. Apesar disso, somente com a instalação, em 1980, de uma rede microssísmica (inicialmente restrita às ilhas S. Miguel e Terceira e mais tarde alargada à maioria das ilhas), foi possível promover um eficaz cadastro da sismicidade instrumental da Região dos Açores (Nunes, 1991).

Para épocas anteriores à instalação de sismógrafos e, ainda, para aquelas em que tais equipamentos possuíam baixa sensibilidade (e.g. de 1902 a 1980), a sismicidade das ilhas dos Açores baseia-se sobretudo em relatos e notícias escritas (e.g. jornais e outros periódicos) que fornecem informações mais ou menos pormenorizadas sobre os efeitos e danos causados pelos sismos. Neste contexto, as cartas de isossistas revelam-se importantes instrumentos de análise da sismicidade do arquipélago, na medida em que permitem (1) estimar a localização epicentral; (2) avaliar a distribuição espacial de danos e, conseqüentemente, detectar potenciais anomalias sísmicas; (3) caracterizar as principais zonas de geração de sismos do arquipélago e (4) avaliar a repetição espaço-temporal dos fenómenos sísmicos, entendida como a ocorrência de eventos sísmicos na mesma zona sismogénica, em diferentes janelas temporais (Nunes & Ribeiro, 2001).

De acordo com Nunes *et al.* (2001a), a Tabela I resume os elementos mais significativos relativos aos principais sismos destrutivos que afectaram as ilhas dos Açores após o seu povoamento, enquanto que a figura 6 apresenta a localização da zona epicentral dos abalos sentidos nos Açores com uma intensidade superior ou igual ao grau VIII. Em ambos os casos, os valores de intensidade sísmica reportam-se, na sua maioria, à Escala de Mercalli Modificada (1956).

Tabela I – Sismos de intensidade  $\geq$  VII. ocorridos no Arquipélago dos Açores (*in* Nunes *et al.*, 2001b).

De entre os terramotos atrás referidos, merecem especial realce os de 1522, de 1614, de 1757 e de 1980, pelos danos causados e as suas conseqüências na sociedade açoriana. O sismo de 22 de Outubro de 1522, o mais catastrófico que afectou a ilha de S. Miguel, foi detalhadamente estudado por Machado (1966). Para este sismo, são normalmente reportadas 4.000 a 5.000 mortes, podendo esse último valor incluir as vítimas da peste que afectou a ilha de S. Miguel no ano seguinte, tal como sugere Frutuoso (1522-1591). Dos diversos dados retratados no Arquivo dos Açores destaca-se o facto de a elevada destruição associada a este sismo estar relacionada sobretudo com fenómenos de solifluxão/liquefacção que afectaram os montes do Rabaçal e do Lourçal (a montante de Vila Franca do Campo, na zona do Pico da Cruz) e que originaram um *lahar* secundário, sob a forma de torrentes de “...terra, lodo, e alguns grandes penedos...que *totalmente a* (Vila Franca) *subvertera*” (Frutuoso, 1522-1591).

Fig. 6 – Zonas epicentrais dos sismos ocorridos nos Açores e sentidos nas ilhas com intensidade superior ou igual ao grau VIII. Os sismos mais catastróficos (Int  $\geq$  IX) estão referenciados pelo respectivo ano de ocorrência (e.g. 1522; *in* Nunes *et al.*, 2001b).

O sismo de 1614 está profusamente documentado nos trabalhos de Drummond (1859) e de Junior *et al.* (1983), pelo que é possível avaliar detalhadamente os respectivos antecedentes, os seus efeitos e os danos causados. De entre estes destaca-se a destruição de mais de 1600 fogos (num total de 1800) e de cerca de 30 templos, a morte de mais de 200 pessoas (150 das quais na Vila da Praia, ilha Terceira), a ocorrência de desabamentos e de escorregamentos de terras e, ainda, a observação de rotura superficial associada a este terramoto, designadamente nas Lages e Vila Nova (ilha Terceira). Uma das características do sismo de 1614, retratada nos relatos históricos, diz respeito ao facto deste abalo se enquadrar numa importante crise sísmica que afectou a metade Leste da ilha Terceira no ano de 1614, a qual ter-se-á iniciado com o sismo de 9 de Abril (que destruiu quase totalmente a povoação de Fontainhas) e se prolongou até 20 de Novembro, com inúmeros sismos sentidos pela população.

Machado (1949) apresenta um detalhado estudo do sismo de S. Jorge, de 9 de Julho de 1757, o qual produziu maiores estragos no concelho da Calheta, mais propriamente na Fajã dos Vimes. Considerado como o maior sismo ocorrido no arquipélago ( $M=7,4$ ), este abalo provocou 1034 mortes em S. Jorge, 11 no Pico e 1 na Terceira, tendo sido sentido em todas as ilhas, com excepção de Flores e Corvo. Este evento caracterizou-se pela ocorrência de grandes movimentos de massa (desabamentos, quebradas e escorregamentos de terras) os quais originaram novas fajãs (como por exemplo na Ponta Nova), ou permitiram o incremento das dimensões de outras. Esses movimentos de massa foram, concomitantemente, os responsáveis pela vasta destruição associada ao sismo de 1757, em especial nas Fajãs dos Vimes, S. João e dos Cúberes, onde “*se moveu a terra, voltando-se do centro para cima, de sorte, que n’ellas não ha signal onde houvesse edificio*”. Ao contrário da grande maioria dos sismos dos Açores, esse terramoto deu origem a um pequeno *tsunami*, que alcançou igualmente as ilhas Terceira, Graciosa e Faial.

O trabalho de Oliveira *et al.* (1992) corresponde a uma importante compilação sobre o sismo de 1 de Janeiro de 1980, o mais forte abalo ocorrido nos Açores após o terramoto de 1757, que causou 61 vítimas e danos consideráveis no parque habitacional da ilha Terceira, em particular do concelho de Angra do Heroísmo. Por outro lado, Hirn *et al.* (1980) determinaram um valor de 7,2 para a magnitude do abalo principal (*mainshock*) e, a partir da respectiva sequência de réplicas, identificaram a falha geradora do sismo de 1980, com uma orientação geral NW-SE e implantada entre as ilhas Terceira, Graciosa e São Jorge.

Nunes *et al.* (2001a) concluem que: (1) a zona Leste da ilha Terceira apresenta uma elevada sismicidade e que a região da Praia da Vitória, incluindo as freguesias limítrofes, desde a Vila Nova-Agualva até S. Sebastião, são vulneráveis a sismos de intensidade superior ao grau

VII/VIII, na sua maioria associados a uma activação do *Graben* das Lajes e/ou aos seus prolongamentos no mar; (2) não são conhecidos sismos de intensidade superior a VIII com epicentro na ilha do Pico, na zona centro-oeste da ilha Terceira e na parte mais ocidental da ilha de S. Miguel, áreas estas que são, simultaneamente, zonas de vulcanismo recente do arquipélago dos Açores; (3) no alinhamento correspondente ao Rifte da Terceira, os sismos destrutivos ocorrem preferencialmente nos meses de Janeiro e Junho, confirmando-se, assim, dados de Machado (1955), segundo os quais os abalos são mais prováveis na vizinhança dos solstícios, ou seja de Novembro a Janeiro e de Maio a Julho.

Nos trabalhos pioneiros de F. Machado foram considerados dois sistemas principais geradores da sismicidade do arquipélago: o sistema Faial-Pico e o sistema Terceira-São Miguel, que correspondem a directrizes tectónicas do arquipélago há muito conhecidas (*cf.* Agostinho 1935). Tendo em conta (1) a complexidade geotectónica da região dos Açores; (2) as variações espaciais observadas na sua sismicidade e (3) a diferente cobertura azimutal de estações sísmicas, aqueles sistemas foram recentemente detalhados por Sousa *et al.* (2000) e Nunes *et al.* (2003b), tendo, para o efeito, caracterizado 28 zonas de geração sísmica principais no arquipélago, com a configuração geral indicada na figura 7. Estas diferentes áreas, que apresentam sismicidade e características espaço-temporais distintas, bem como enquadramento tectónico e vulcanismo específicos, incluem, nomeadamente, as zonas sismogénicas do Banco D. João de Castro (zona 1), da falha geradora do sismo de 1980 (zona 5), do canal Faial-Pico (zona 11), dos Bancos Açor e Princesa Alice (zona 14), da Zona de Fractura Norte dos Açores (zona 16), da Crista Médio-Atlântica (zona 19), da Falha GLORIA (zona 21), da Zona de Fractura do Congro, São Miguel (zona 24) e da Fossa do Hirondelle (zona 26).

Fig. 7 – Zonas de geração sísmica da Região dos Açores (*in* Sousa *et al.*, 2000).

Como mencionado anteriormente, a instalação em 1980 de uma rede sismográfica de alta sensibilidade permitiu uma melhor caracterização da sismicidade do arquipélago, bem patente na figura 8, que apresenta uma carta de epicentros para o período 1980-1998. Contudo, deve referir-se que na análise da distribuição espacial e temporal desta sismicidade se deverá ter em linha de conta que há um aumento global, ao longo das últimas décadas, no número de sismos registados nas estações sismográficas do arquipélago, aumento este associado a uma melhoria nas condições de detecção da rede sismográfica dos Açores (designadamente a sua maior

sensibilidade e operacionalidade) e uma melhor cobertura azimutal dos sectores sismogénicos dos Açores (com a instalação de um crescente número de estações).

Fig. 8 – Mapa de epicentros para o Arquipélago dos Açores (período 1980-1998; *in* Nunes *et al.*, 2003b).

Tendo em conta os níveis de actividade sísmica/sismicidade que evidenciam, as ilhas dos Açores podem ser agrupadas, como primeira aproximação, em 4 grupos principais (Nunes & Ribeiro, 2001): (1) as ilhas São Miguel, Terceira e Faial, de maior sismicidade, onde são frequentes os sismos sentidos e estes atingem muitas vezes intensidade superior ao grau V; (2) as ilhas Pico e São Jorge, em que há, comparativamente, um menor número de sismos sentidos, estes atingem menor intensidade e a actividade sísmica na ilha do Pico é muito condicionada pelas zonas sismogénicas vizinhas, enquanto que na ilha de São Jorge é caracterizada pela ocorrência de enxames sísmicos, intercalados por períodos de acalmia mais ou menos longos; (3) as ilhas Graciosa e Santa Maria, que evidenciam uma baixa sismicidade no contexto regional, com poucos sismos sentidos e intensidade inferior a V; (4) as ilhas Flores e Corvo, de reduzida sismicidade, fruto do seu enquadramento geotectónico, no seio da placa Norte Americana. A reduzida sismicidade das ilhas do Grupo Ocidental comprova-se pelo facto de (1) aí nunca terem ocorrido abalos destrutivos; (2) o sismo de Julho de 1793 ter sido o primeiro abalo reportado para a ilha das Flores desde a sua descoberta e povoamento e (3) no século passado estarem reportados apenas 3 sismos sentidos no Corvo, em Julho de 1968 (com intensidade máxima III/IV) e um abalo sentido na Ilha das Flores, em Novembro de 1981 (com IMM=III; Nunes & Ribeiro, 2001).

A sismicidade que algumas ilhas evidenciam está fortemente condicionada pela actividade sísmica intrínseca de zonas sismogénicas adjacentes e/ou de acidentes tectónicos regionais, como é o caso da ilha do Pico ou da ilha de Santa Maria, estando a sismicidade desta última intimamente associada à Falha GLORIA (que se desenvolve para Leste desta ilha, em direcção a Gibraltar). Do mesmo modo, a Crista Médio-Atlântica, localizada entre as ilhas Faial e Flores é responsável por uma actividade sísmica importante no arquipélago (ver Fig. 7 e Fig. 8), embora, dado o seu maior afastamento relativamente às ilhas do arquipélago, essa actividade se traduza em eventos usualmente de intensidade inferior ao grau V.

#### **4. Caracterização geomorfológica e geológica**

A geomorfologia das várias ilhas resulta essencialmente do somatório dos inúmeros episódios de natureza vulcânica, que ao longo da história geológica de cada uma delas se foram sobrepondo, e posteriores períodos erosivos. A evidência de outros processos, no domínio da geodinâmica externa, mais ou menos marcantes, não invalida de forma alguma a predominância dos fenómenos vulcânicos sobre os restantes à escala regional. No capítulo que se segue sintetizam-se os conhecimentos actuais obtidos neste âmbito.

## **4.1. Ilha de Santa Maria**

### **4.1.1. Geomorfologia**

A ilha de Santa Maria, a mais oriental do arquipélago, apresenta uma área de 97 km<sup>2</sup> e um comprimento máximo de 16.8 km. O aspecto geomorfológico mais evidente desta ilha decorre do nítido contraste que se observa entre a zona ocidental, aplanada, e a zona oriental altamente acidentada (Fig. 9).

Fig. 9 – Perfil topográfico da ilha de Santa Maria segundo a direcção AB.

Na realidade, verifica-se que enquanto as altitudes da região oriental atingem valores tais como as dos vértices geodésicos do Pico Alto (587 m), de Cavacas (492 m) e de Caldeiras (482 m), pelo contrário, na região ocidental, as mesmas não ultrapassam os 277 m alcançados nos Piquinhos. Em consequência desta morfologia, a densidade de drenagem, a espessura dos solos e a cobertura vegetal mostram um maior incremento no sector oriental (Cruz, 1992).

Alinhamentos tectónicos de orientação preferencial NW-SE e uma densa rede filoniana de orientação predominante NE-SW, afectando essencialmente a parte SW da ilha, são os factores estruturais mais dominantes. Em muitas situações a tectónica controla o próprio desenvolvimento das arribas de Santa Maria, constituindo excepção a este facto as existentes na costa norte (Madeira, 1986).

As características exibidas pelo litoral evidenciam o papel preponderante levado a efeito pela erosão marinha, o que se manifesta quer ao nível das arribas, com altitudes que podem atingir 340 m, tal como a da Rocha Alta, quer através de algumas praias bastante encaixadas em amplas baías.

### **4.1.2. Geologia**

A primeira carta geológica sobre a ilha de Santa Maria baseou-se essencialmente em critérios de natureza petrográfica e foi da responsabilidade de Zbyszewski *et al.* (1961), a que se seguiram alguns estudos da autoria da mesma equipa (Zbyszewski & Ferreira, 1962a, 1962b). Na elaboração desta carta os referidos autores consideraram os seguintes complexos, por ordem decrescente de antiguidade: (1) Complexo Basáltico Antigo; (2) Brechas Vulcânicas; (3) Tufos e Calcários Fossilíferos Miocénicos; (4) Basaltos Pós-Tortonianos do Pico Saramago e (5) Depósitos de Projecção de Aparelhos Secundários. A atribuição das idades baseou-se em critérios paleontológicos, partindo do pressuposto de que haveria duas grandes unidades eruptivas separadas por um nível sedimentar contínuo fossilífero, o que não é consentâneo com o observável em campo.

Posteriormente Serralheiro *et al.* (1987) elaboraram uma carta vulcanológica, à escala 1:15.000, onde são individualizados os seguintes complexos e formações apresentados, também, por ordem decrescente de idades (Fig. 10).

Fig.10 – Mapa vulcanológico simplificado da ilha de Santa Maria (adaptado de Serralheiro *et al.*, 1987). 1 – Formação dos Cabrestantes; 2 – Formação do Porto; 3 – Complexo dos Anjos; 4 – Complexo do Touril; 5 – Complexo do Facho-Pico Alto; 6 – Conglomerados e calcarenitos fossilíferos do Complexo do Facho-Pico Alto; 7 – Formação das Feteiras; 8 – Terraços e praias plio-quadernárias e quadernárias; 8 – Aluviões, depósitos de vertente, areias e cascalheiras de praia.

- **Formação dos Cabrestantes** – A esta formação pertencem os piroclastos submarinos, de idade Ante-Miocénico superior, que afloram na baía dos Cabrestantes, no sector NW da ilha, apresentando estratificação normal, mais raramente entrecruzada e coloração amarelada (Madeira, 1986; Serralheiro & Madeira, 1990), o que denota o seu alto grau de alteração que chega a atingir os inúmeros cristais de augite presentes. Segundo Serralheiro & Madeira (1990) estas rochas ter-se-ão formado durante um período transgressivo, responsável pela elevação do nível médio do oceano em 40 m, relativamente ao presente.
- **Formação do Porto** – Enquadram-se nesta formação os dois cones subaéreos situados no lado SE da ilha e na costa norte, respectivamente na baía de Vila do Porto e na arriba a E da Ponta dos Frades. Tanto esta, como a anterior formação, apresentam um nível superior de piroclastos argilizados, com cozimento resultante do contacto directo com as lavas basálticas do Complexo dos Anjos que os sobrepõem.
- **Complexo dos Anjos** – É constituído principalmente por escoadas lávicas subaéreas, de idade Ante-Miocénico Superior intercaladas, por vezes, por leitos de piroclastos finos e por paleosolos. Os episódios responsáveis pela emissão dos produtos vulcânicos inseridos na

Formação do Porto e no Complexo dos Anjos ocorreram durante um período regressivo do oceano (Serralheiro & Madeira, 1990). Salienta-se, ainda, que a densa rede filoniana representada na carta vulcanológica destes autores deverá corresponder a um dos últimos episódios do Complexo dos Anjos.

- **Complexo do Touril** – Este complexo, de idade Miocénica Superior a Pliocénica, é caracterizado por uma diversidade litológica resultante de um conjunto de episódios marcantes. Neste contexto, inserem-se os conglomerados bastante grosseiros que constituem a sua base e que são indiciadores da ocorrência de fenómenos do tipo *lahar*, responsáveis pelo desmantelamento de relevos pré-existentes. Sobrepondo estes depósitos observa-se, sequencialmente, uma escoada lávica subaérea, escoadas lávicas e piroclastos submarinos e, finalmente, uma série sedimentar que testemunha a ocorrência de uma transgressão, em que o nível do mar ter-se-à elevado mais do que 180 m relativamente ao nível actual, seguida de uma regressão de pequena magnitude. Os depósitos sedimentares marinhos associados a estas oscilações eustáticas correspondem a argilas, a siltitos, a conglomerados, a calcários e a calcarenitos fossilíferos.
- **Complexo do Facho-Pico Alto** – Neste complexo integram-se as formações pliocénicas relacionadas (1) com o Complexo do Facho e (2) com as duas fases vulcânicas do Pico Alto, bem como os sedimentos marinhos intercalados entre os materiais vulcânicos dos referidos complexos. Constituem a sua base os piroclastos e escoadas submarinas resultantes da intensa actividade vulcânica associada ao Complexo do Facho, cujos centros emissores provavelmente se posicionariam no Pico do Facho, e estão materializados numa chaminé situada a uma distância de 300 m a W da Rocha Alta e a N de Monte Gordo. Separando esta fase do Facho da do Pico Alto observa-se um nível pouco espesso de sedimentos (Madeira, 1986). A primeira fase do Pico Alto manifesta-se por um vulcanismo submarino que, posteriormente deu passagem a um vulcanismo subaéreo quando as condições de isolamento da conduta assim o permitiram. Terá contribuído para esta mudança de estilos vulcânicos a acção conjugada do incremento da altitude do Pico Alto e o abaixamento do nível do mar. Pelo contrário, a segunda fase vulcânica é manifestamente subaérea, originando escoadas lávicas e depósitos de tefra. Separando os produtos vulcânicos relacionados com cada uma destas fases do Complexo do Pico Alto ocorrem depósitos do tipo *lahar*, aluviões e níveis de praia, com calcarenitos e conglomerados fossilíferos. A distribuição dos centros emissores no sector oriental da ilha, segundo uma direcção aproximada NNW-SSE, associada à emissão de

grande quantidade de piroclastos e escoadas lávicas pelos mesmos, é responsável pelo acentuado relevo que se observa nesta zona relativamente às áreas circundantes.

- **Formação de Feteiras** – Inclui essencialmente, cinzas e *lapilli* profundamente argilizados, de cor vermelha, que constituem os produtos vulcânicos mais recentes da ilha, de idade Pliocénica. A profunda alteração exibida pelos mesmos deverá decorrer da possível acção de um clima quente e húmido, numa altura em que o nível médio das águas do mar se encontraria aproximadamente 100 m abaixo do que se verifica actualmente (Serralheiro & Madeira, 1990). As escoadas lávicas, raras e fortemente erodidas, podem observar-se nas proximidades de alguns cones, tais como, dos Picos do Saramago, da Trevina e dos Piquinhos.
- **Formações Plistocénicas** – Nestas formações estão inseridos os leitos finos de areias, conglomerados, calcarenitos fossilíferos e argilas cinzentas e vermelhas que, segundo Madeira (1986), deverão ter sido retomadas à Formação das Feteiras e que ocorrem nas plataformas de abrasão marinha ocidentais, a altitudes compreendidas entre os 5 e os 120 m (Serralheiro & Madeira, 1990).
- **Formações Holocénicas** – Correspondem estas formações aos aluviões, depósitos de vertente, terraços fluviais, depósitos de areias eólicas e areias de praia, que se podem observar na praia de São Lourenço e no local da Maia, na costa leste, e na Praia, a S de Santa Maria.

Dada a particularidade da ilha de Santa Maria de exibir importantes jazidas fossilíferas, nos níveis sedimentares que nela afloram, inúmeros estudos paleontológicos foram desenvolvidos nesta ilha, desde o terceiro quartel do século XIX. Destaca-se, entre eles, os de Hartung (1860), Reiss (1862), Bronn (1860), Mayer (1864), Cotter (1892 e 1953), Friedlander (1929), Agostinho (1937), Colom (1958), Berthois (1950), Ferreira (1952 e 1955) e, mais recentemente, os de Garcia-Talavera (1990), Callapez & Soares (2000) e Ávila *et al.* (2002).

## 4.2. Ilha de São Miguel

### 4.2.1. Geomorfologia

A ilha de São Miguel é a maior do arquipélago, apresentando uma área de 747 km<sup>2</sup> e largura e comprimentos máximos, respectivamente, de 16 km e 66 km. Zbyszewski *et al.* (1958, 1959a) e Zbyszewski (1961) individualizaram as oito unidades geomorfológicas evidenciadas na Fig. 11:

(1) Maciço Vulcânico das Sete Cidades; (2) Região dos Picos; (3) Maciço Vulcânico da Serra de Água do Pau; (4) Planalto da Achada das Furnas; (5) Vulcão das Furnas; (6) Vulcão da Povoação; (7) Região da Tronqueira e do Nordeste e (8) Plataforma Litoral do Norte. A caracterização que se segue obedece, fundamentalmente, ao proposto por estes autores, embora, a definição gráfica não corresponda às áreas que são descritas e que integram, por vezes, simultaneamente duas unidades morfológicas.

Fig.11 – Modelo Digital de Terreno da ilha de São Miguel, com a individualização das unidades geomorfológicas definidas por Zbyszewski *et al.*, 1958, 1959a (*in* Wallenstein, 1999).

O **Maciço Vulcânico das Sete Cidades**, situado na parte mais ocidental da ilha de São Miguel, corresponde a um importante estratovulcão ou vulcão compósito. O seu diâmetro basal é de cerca de 14 km e o ponto mais elevado atinge a cota de 856 m. No topo deste vulcão existe uma caldeira com uma profundidade da ordem dos 400 m, diâmetro aproximado de 5 km e que é parcialmente ocupada por duas lagoas coalescentes – Lagoa Azul e Lagoa Verde (Fig. 12). Emergem do interior da caldeira alguns cones vulcânicos secundários, essencialmente de pedra pomes, que, em algumas situações, apresentam igualmente as crateras ocupadas por lagoas, de que são exemplo as massas de água de Santiago e Rasa. Quer isoladamente, quer definindo alinhamentos de direcção preferencial NW-SE, coincidente com a das fracturas regionais, observam-se diversos cones vulcânicos secundários nos flancos deste estratovulcão. Neste grupo se insere o “Maciço das Lagoas”, designação proposta por Zbyszewski *et al.* (1959a) e que corresponde a um importante conjunto de centros vulcânicos localizado a SE da Caldeira das Sete Cidades, na zona da Serra Devassa, no qual estão instaladas várias lagoas intra-cratera, tais como as do Canário, Junco, Rasa, etc. (Fig. 13). O perfil da Fig. 12, evidencia, ainda, a topografia observada neste vulcão, em grande parte bem marcada pela distribuição dos cones de escórias da região da Serra Devassa, com uma direcção preferencial NW-SE.

Fig. 12– Perfil topográfico da região das Sete Cidades (adaptado de Queiroz, 1997).

Fig. 13 – Distribuição dos diferentes tipos de centros eruptivos existentes no Maciço Vulcânico das Sete Cidades (*in* Queiroz, 1997).

A **Região dos Picos**, distribuída entre os Maciços das Sete Cidades e da Serra da Água de Pau, embora não exibindo um vulcão poligenético central, apresenta características peculiares,

que se traduzem pelo alinhamento de inúmeros cones segundo um sistema de fracturas de orientação geral NW-SE a W-E e que, em alguns casos, se manifesta por notáveis deslocções dos bordos das crateras dos aparelhos vulcânicos de natureza predominantemente basáltica. De entre este conjunto de cones monogénéticos salienta-se, pelas suas maiores dimensões, a Serra Gorda cuja altitude é de 485 m, o que na realidade contrasta com a altitude média de toda a região que é de 200 m. A largura desta unidade geomorfológica é da ordem dos 12 km.

O **Maciço da Serra da Água de Pau**, cuja cota mais elevada se encontra no Pico da Barrosa (949 m), é um vulcão central poligenético do tipo compósito, no topo do qual existe uma caldeira ocupada pela Lagoa do Fogo. Nesta caldeira é, ainda, possível distinguir um cone pomítico e diversos domos (Wallenstein, 1999). O diâmetro N-S da caldeira é de cerca de 2,5 km, enquanto o diâmetro E-W é aproximadamente igual a 3 km (Zbyszewski *et al.*, 1958). O diâmetro basal médio do edifício vulcânico é da ordem dos 13 km e a área e o volume aproximados dos depósitos vulcanoclásticos e escoadas lávicas que o constituem são, respectivamente, iguais a 132,8 km<sup>2</sup> e 43,5 km<sup>3</sup> (Wallenstein, 1999). As vertentes, altamente erosionadas, exibem uma rede de drenagem profundamente encaixada. Alguns movimentos de massa são inferidos através das marcas deixadas no relevo. Na zona central do Maciço da Serra de Agua de Pau, bem como nas suas vertentes, existem águas minerais e termais (Zbyszewski *et al.*, 1958, Carvalho, 1999, Cruz & França, 2001a, 2001b e Cruz, 2002). Por outro lado, no flanco norte do edifício vulcânico é explorado um campo geotérmico (Forjaz, 1994).

O **Planalto da Achada das Furnas** corresponde à zona intermédia existente entre o maciço de Água de Pau e o vulcão das Furnas, e desenvolve-se a uma altitude média que varia entre 400 m e 500 m (Zbyszewski *et al.*, 1958). Integram-no numerosos cones vulcânicos, por vezes instalados em fracturas locais, o *maar* da Lagoa do Congro e um alinhamento, *grosso modo* E-W, de pequenos domos traquíticos, dos quais se destaca o Pico do Ferro, instalado no bordo da caldeira do vulcão das Furnas (Zbyszewski *et al.*, 1958).

A unidade geomorfológica **Vulcão das Furnas** engloba o aparelho vulcânico poligenético com a mesma designação, encimado por um complexo de caldeiras com um diâmetro máximo aproximado de 6 km e profundidade da ordem dos 290 m. O contraste entre as vertentes N e S deste vulcão é nítido, com declives menos abruptos no lado norte da ilha, onde são visíveis ribeiras profundamente encaixadas (ex. Rib<sup>a</sup> Funda). Para além da Lagoa das Furnas, que ocupa uma parte da caldeira deste vulcão, observam-se vários cones vulcânicos intra-caldeira, domos, fumarolas e nascentes de águas termais. A parede da caldeira do vulcão das Furnas está aberta para o lado sul da ilha.

O **Vulcão da Povoação** compreende o aparelho vulcânico compósito com a mesma designação, de aspecto mais desmantelado do que o das Furnas, e que apresenta uma caldeira de forma semicircular, aberta também para o lado sul. Um conjunto de linhas de água profundamente encaixadas, e convergente para S, divide o interior da caldeira nas várias Lombas da Povoação. Quer no interior da caldeira, quer nos flancos deste vulcão, são observáveis cones vulcânicos secundários (Zbyszewski *et al.*, 1958).

A **Região do Nordeste e da Serra da Tronqueira** apresenta-se profundamente erosionada, com as formas vulcânicas muito atenuadas. Salienta-se deste panorama a Serra da Tronqueira, de orientação NW-SE, e onde se distingue, pela sua maior altitude, o Espigão do Galego (908 m) e o Pico do Bartolomeu (888 m; Zbyszewski *et al.*, 1958). Linhas de água intensamente encaixadas separam alguns interflúvios basculados na direcção do litoral. O ponto de maior cota desta unidade encontra-se no Pico da Vara (1105 m).

Finalmente, o **Planalto Litoral Norte** engloba um grupo de interflúvios, mais ou menos paralelos, que se estende desde o Planalto dos Graminhais até ao litoral N da ilha (Zbyszewski *et al.*, 1958). A separação destes interflúvios, localmente designados por lombas, é conseguida pelos profundos vales dos cursos de água que atravessam a zona deste planalto como, por exemplo, os da Rib<sup>a</sup> Funda, Rib<sup>a</sup> Seca e Rib<sup>a</sup> da Salga. A sua maior largura ocorre entre a Achadinha, Salga, Fenais da Ajuda e Lomba da Maia. Tal como nas unidades anteriores são, também, visíveis alguns cones vulcânicos, dos quais se destaca o Pico da Senhora, a E da Lomba da Maia (Zbyszewski *et al.*, 1958).

#### 4.2.2. Geologia

A primeira carta geológica desta ilha, na escala 1:5.0000, baseada exclusivamente em critérios de natureza petrográfica, foi elaborada por Zbyszewski *et al.* (1958 e 1959a). Contudo, posteriormente Forjaz (1984, 1999) individualiza nesta ilha, por ordem cronológica decrescente, as seguinte unidades vulcanoestratigráficas: Complexo Vulcânico do Nordeste, Complexo Vulcânico da Povoação, Complexo Vulcânico das Furnas, Complexo Vulcânico das Sete Cidades, Complexo Vulcânico do Fogo e Complexo Vulcânico dos Picos (Fig. 14). Desde a descoberta de São Miguel reportam-se várias erupções vulcânicas subaéreas e submarinas, remontando os primeiros testemunhos a episódios praticamente coincidentes com o início do povoamento (Zbyszewski, 1963, Weston, 1964), cujas curiosas descrições podem ser consultadas na crónica “Saudades da Terra” de Gaspar Frutuoso. Neste conjunto de eventos

históricos salienta-se que a última erupção ocorreu no ano de 1652, no Pico do Fogo (Livramento).

Moore (1991a) apresenta um novo mapa geológico para a ilha de São Miguel, individualizando seis complexos vulcânicos, cuja delimitação e ordenação sequencial diferem parcialmente da adoptada por Forjaz (1984), com suporte numa série de novas datações absolutas (Moore, 1991b). Dada a índole deste trabalho considera-se excessiva uma análise dos critérios que nortearam cada um dos mapas referidos, tendo-se optado por apresentar uma caracterização sucinta de cada um dos complexos vulcânicos anteriormente referidos.

Fig. 14 - Carta Vulcanológica da ilha de São Miguel (*in* Forjaz, 1984).

### **Complexo Vulcânico do Nordeste**

O Complexo Vulcânico do Nordeste, que domina a extremidade oriental de São Miguel, é considerado a unidade vulcanoestratigráfica mais antiga da ilha. Este maciço apresenta uma morfologia bastante acidentada e está cortado por uma densa rede de filões. De um modo geral, os termos litológicos patenteiam um elevado grau de alteração.

Genericamente, este complexo é essencialmente constituído por escoadas lávicas e depósitos piroclásticos (Zbyszewski *et al.*, 1958), que correspondem em cerca de 90% a rochas máficas (Moore, 1990, 1991c). O significativo predomínio de escoadas lávicas de natureza basáltica *s.l.* faz supor que o Complexo Vulcânico do Nordeste foi edificado por actividade vulcânica predominantemente de carácter efusivo e fissural.

Fernandez (1982), com base em datações absolutas realizadas por Abdel-Monen *et al.* (1975) pelo método do K/Ar, estabeleceu uma sequência estratigráfica para o Complexo Vulcânico do Nordeste. Neste contexto, este autor considera que basaltos transicionais, com cerca de 4.01 Ma, correspondem às rochas mais antigas, a que se sucedem ankaramitos, basaltos, traquibasaltos e tristanitos. Os termos litológicos mais recentes, com aproximadamente 0.95 Ma, são rochas de composição mais ácida, nomeadamente traquitos.

### **Complexo Vulcânico da Povoação**

O Complexo Vulcânico da Povoação, contíguo ao Complexo Vulcânico do Nordeste, corresponde a um vulcão central com caldeira, que apresenta um diâmetro da ordem de 6 km, truncada no seu bordo S. Esta abertura para o mar poderá ter resultado da acção da erosão

marinha (Guest *et al.*, 1999), sugerindo Forjaz (1994) que aquela ocorreu após o colapso do flanco sul do vulcão da Povoação, controlado por uma tectónica de direcção E-W.

Os produtos vulcânicos resultantes da actividade do vulcão central da Povoação estão densamente cobertos pelos materiais emitidos pelo vulcão central das Furnas, localizado para W. Neste contexto, refira-se o caso do ignimbrito da Povoação, que segundo Moore (1990, 1991c) é correlacionável com o evento vulcânico responsável pela formação da caldeira das Furnas. Guest *et al.* (1999) e Duncan *et al.* (1999), não pondo em causa a relação do referido ignimbrito com este vulcão, atribuem-lhe, contudo, uma idade de cerca de 30.000 anos, o que não se coaduna com a idade atribuída àquele evento. Do mesmo modo, algumas escoadas lávicas basálticas e cones estrombolianos observáveis na da caldeira da Povoação estarão, segundo Moore (1990 e 1991c), relacionados com o Vulcão das Furnas. Devido àquela espessa cobertura, apenas nas arribas da costa S é possível observar os depósitos correlacionados com o vulcão da Povoação, constituídos essencialmente por escoadas lávicas e depósitos piroclásticos. A partir de datações absolutas, executadas pelo método K/Ar, foi possível determinar idades da ordem de 3 Ma em amostras das formações mais antigas deste complexo (Forjaz, 1986).

### **Complexo Vulcânico das Furnas**

O Complexo Vulcânico das Furnas é essencialmente de composição traquítica e a actividade vulcânica responsável pela sua formação foi predominantemente do tipo explosivo, acompanhada, por vezes, pela instalação de domos e escoadas lávicas muito espessas. Escoadas lávicas basálticas e cones de composição similar formaram-se, igualmente, fora do perímetro circunscrito pelas caldeiras deste vulcão (Guest *et al.*, 1999).

O topo do vulcão central das Furnas apresenta um complexo de caldeiras, resultante de uma sequência de importantes episódios de colapso (Guest *et al.*, 1994 e 1999). Uma caldeira mais antiga, de dimensões aproximadas 7x5 km e paredes que atingem em alguns sectores os 290 m de altura, encerra no seu interior uma caldeira mais recente, com uma forma grosseiramente circular e com um diâmetro de aproximadamente 5 km. Dois episódios de subsidência tiveram lugar nos últimos 5.000 anos (Guest *et al.*, 1994 e 1999) e foram responsáveis pelas áreas deprimidas onde se localizam actualmente o lugar das Furnas (Booth *et al.*, 1978) e a lagoa das Furnas (Zbyszewski, 1961).

A edificação do vulcão central das Furnas iniciou-se à cerca de 100.000 anos, e a maioria dos afloramentos são posteriores a uma escoada lávica datada de  $48.000 \pm 4.000$  anos (Moore, 1990).

Nos últimos 5.000 anos pelo menos dez erupções explosivas ocorreram no vulcão das Furnas, duas das quais acompanhadas da extrusão de domos traquíticos (Booth *et al.*, 1978),

correspondendo o evento de maior importância ao depósito designado por Furnas C (Booth *et al.*, 1978, Pacheco, 1995).

A última erupção no vulcão central das Furnas teve lugar no ano de 1630, tendo Booth *et al.* (1978) proposto que o centro eruptivo deste evento se localizaria na Cova da Burra/Diogo Preto, enquanto que Cole *et al.* (1995) e Guest *et al.* (1999) sugerem, em alternativa, um local na extremidade S da actual caldeira. Para além desta erupção, Queiroz *et al.* (1995), reinterpretando os relatos históricos, defendem que a primeira erupção que ocorreu em São Miguel, entre os anos de 1439-1443, ou seja após o início do povoamento desta ilha, teve lugar na área hoje designada por Pico do Gaspar/Lagoa Seca, ao contrário do proposto por diversos outros autores, que a localizam no Maciço das Sete Cidades (Weston, 1964, Zbyszewski, 1961, 1963, Booth *et al.*, 1978, Forjaz, 1984).

### **Complexo Vulcânico das Sete Cidades**

O vulcão central das Sete Cidades domina a extremidade ocidental de São Miguel, ligando-se ao Complexo Vulcânico do Fogo pela zona fissural correspondente ao Complexo Vulcânico dos Picos. Apresenta uma área da ordem dos 110 km<sup>2</sup>, considerando para limite SE o prolongamento da base das arribas de Feteiras e de Santo António, respectivamente, a SW e E deste maciço (Queiroz, 1997).

O topo deste aparelho vulcânico apresenta uma caldeira de forma aproximadamente circular. A formação desta caldeira ocorreu em três fases distintas: a primeira das quais há 36.000 anos, e as outras duas mais recentemente, respectivamente, há 29.000 e 16.000 anos (Queiroz, 1997).

A estratigrafia das formações vulcânicas relacionadas com a actividade do vulcão central das Sete Cidades integra dois grupos principais (Queiroz, 1990 e 1997): o Grupo Inferior, com mais de 200.000 anos de idade, corresponde a uma espessa sequência de escoadas lávicas e depósitos vulcanoclásticos e o Grupo Superior (que pode ser subdividido em seis unidades), agregando os materiais emitidos nos últimos 36.000 anos e que é representado por variados tipos de depósitos piroclásticos de queda e de fluxo, bem como por um menor volume de escoadas lávicas. As unidades do Grupo Superior correspondem às formações do Risco, da Ajuda, da Bretanha, das Lombas, de Santa Bárbara e das Lagoas. Queiroz (1997) considera que as formações do Risco, da Bretanha e de Santa Bárbara estão relacionadas, respectivamente, com a primeira, segunda e terceira fases da formação da caldeira. Na da caldeira existem diversos cones pomínicos, *maars* e domos traquíticos (Fig. 12), nomeadamente os cones da Seara, do Alferes ou das lagoas de Santiago e Rasa. Algumas destas estruturas intracaldeira estão relacionadas com as 17 erupções

que tiveram lugar no vulcão das Sete Cidades nos últimos 5.000 anos. A última erupção deste grupo de eventos ocorreu há cerca de 700 anos na Caldeira Seca.

Os flancos do vulcão central apresentam, geralmente, uma espessa cobertura de materiais piroclásticos, especialmente de depósitos pomíticos, embora seja possível observar-se alguns centros eruptivos secundários, sob a forma de cones de escórias e domos traquíticos.

### **Complexo Vulcânico do Fogo**

O aparelho vulcânico do Fogo corresponde a um vulcão central cujo topo está truncado por uma caldeira com paredes de 300 m de altura (Moore, 1990). Nos flancos do vulcão central observam-se cones de escórias, domos traquíticos e *maars*, bem como uma cobertura espessa de depósitos piroclásticos (Booth *et al.*, 1978).

Recentemente, Wallenstein (1999) apresenta uma coluna vulcanoestratigráfica para este vulcão que, por ordem decrescente de idades, compreende: (1) o Grupo Inferior; (2) o Grupo Superior, subdividido em Sequência do Flanco Norte-Sequência do Flanco Sul; (3) a Formação das Lombadas e (4) a Formação Histórica. O Grupo Inferior engloba a maior parte do volume do maciço do Fogo e inclui todos os materiais com idade superior a cerca de 40.000 anos. O Grupo Superior é o de maior expressão cartográfica neste complexo. Assim, integrando a Sequência do Flanco Norte, surgem as formações de Porto Formoso, da Barrosa, da Coroa da Mata, de Fenais da Luz e da Chã das Gatas, correspondendo a depósitos piroclásticos de queda e de fluxo, bem como depósitos epiclásticos. Por seu lado, da Sequência do Flanco Sul fazem parte as formações de Roída da Praia, da Ribeira Chã e do Pisão, constituídas fundamentalmente por depósitos piroclásticos de queda e de fluxo e por *mudflows*. A Formação das Lombadas inclui uma sequência de depósitos piroclásticos pomíticos e escoadas lávicas de idade inferior a 3.000 anos. Entre os depósitos de natureza pomítica o autor refere que o Fogo B é o único com centro eruptivo extra-caldeira. Quanto às erupções históricas há a reportar a ocorrência de duas em 1563 e uma em 1564 (Weston, 1964), embora Wallenstein (1999) considere controversa a localização da erupção de 1564, atendendo quer aos relatos históricos, quer às observações de campo.

A datação mais antiga deste complexo foi obtida a partir de uma lava submarina amostrada a uma profundidade de cerca de 950 m, e à qual foi atribuída a idade de  $280.000 \pm 140.000$  anos (Muecke *et al.*, 1974). No entanto, a formação subaérea mais antiga, provavelmente relacionada com a fase pré-caldeira da evolução do vulcão central, aponta para uma idade de  $180.000 \pm 15.000$  (Gandino *et al.*, 1985 *in* Moore, 1990). Dois eventos eruptivos responsáveis pela formação da caldeira foram identificados: o mais antigo no período compreendido entre

46.500 e 26.500 anos atrás e o mais recente nos últimos 15.000 anos (Wallenstein & Duncan, 1998, Wallenstein, 1999).

O vulcão central foi erigido mediante a acumulação de escoadas lávicas, domos e depósitos piroclásticos, essencialmente de natureza traquítica. Nos últimos 4.000 anos a construção do vulcão foi dominada por erupções explosivas, especialmente focalizadas no interior da caldeira, que deram origem à acumulação de depósitos de pedra pomes de queda, escoadas piroclásticas, *surges* e *mudflows*. Estes episódios foram intercalados com erupções efusivas ou de carácter menos explosivo, cujos centros eruptivos se localizaram nos flancos do aparelho vulcânico principal.

As erupções mais recentes no topo do vulcão central ocorreram nos anos de 1563 e 1564, e pertencem a um grupo de sete eventos explosivos, de natureza traquítica, que tiveram lugar nos últimos 5.000 anos (Booth *et al.*, 1978, Wallenstein & Duncan, 1998). Alguns depósitos correlacionados com estas erupções apresentam notáveis exemplares de nódulos sieníticos (Cann, 1967, França, 1993, França & Rodrigues, 1993/94, 1995). Concomitantemente, erupções de carácter mais básico ocorreram nos flancos do vulcão, das quais se salienta o episódio histórico ocorrido no ano de 1563, no Pico do Sapateiro.

### **Complexo Vulcânico dos Picos**

O Complexo Vulcânico dos Picos, que ocupa uma área de cerca de 180 km<sup>2</sup>, com uma altitude média que normalmente não ultrapassa os 200 m, está compreendido entre os flancos E do vulcão central das Sete Cidades e os flancos W do vulcão central do Fogo. O seu vulcanismo, marcadamente do tipo fissural, está bem evidenciado pela distribuição de numerosos aparelhos eruptivos instalados em fracturas de direcção geral WNW-ESE, a NW-SE, predominantemente materializados por alinhamentos de numerosos cones de escórias. A actividade vulcânica relacionada com este complexo foi essencialmente efusiva (de baixa a média explosividade), nomeadamente dos tipos havaiano e estromboliano, da qual resultou a edificação de cones de escórias e a emissão de escoadas lávicas. Não obstante, outras estruturas vulcânicas indiciam a ocorrência de eventos de maior explosividade neste complexo, designadamente do tipo surtseiano, tal como é atestado pelo cone de tufos basálticos do Rosto do Cão (São Roque).

As lavas do Complexo Vulcânico dos Picos são predominantemente basaltos e traquibasaltos (Ferreira, 2000), de carácter mais potássico do que sódico, à semelhança do que ocorre no C. V. do Fogo (Wallenstein, 1999). A morfologia das escoadas é preferencialmente do tipo *aa* embora, na proximidade de alguns centros eruptivos, se observem características

*pahoehoe*, que na maior parte das vezes são menos evidentes à medida que a viscosidade vai aumentando com o avanço do fluxo lávico.

O aspecto muito fresco das formações é notório, o que se coaduna com o facto da maior parte dos cones e escoadas deste complexo serem de idade Holocénica (Moore, 1990). Segundo Booth *et al.* (1978) ocorreram cerca de trinta erupções vulcânicas nos últimos 5.000 anos no Complexo Vulcânico dos Picos, a última das quais em 1652, nos Picos do Fogo 1º e 2º, e desta forma referenciada historicamente. Ferreira (2000), considera que os mantos lávicos basálticos, anteriormente associados por diversos autores (Webster, 1821, Friedlander, 1929, Agostinho, 1937, Zbyszewski, 1959a, Machado *in* Van Pandang *et al.*, 1967, Weston, 1964 e Forjaz, 1984), à erupção de 1652, resultaram de uma erupção muito recente, ante-povoamento, com características eruptivas muito distintas desta. Propõe, ainda, que (1) os três focos eruptivos da erupção de 1652 se encontram alinhados segundo uma direcção NW-SE e (2) a actividade vulcânica terá apresentado um estilo mais explosivo, decorrente da natureza mais ácida do magma, com extrusão de cinzas, piroclastos de queda e escoadas lávicas extremamente viscosas.

Moore (1990) estabeleceu um intervalo de recorrência de, aproximadamente, 145 anos para as erupções neste complexo, o qual está actualmente ultrapassado.

Para além dos produtos oriundos dos aparelhos vulcânicos basálticos *s.l.* que integram este complexo, há ainda a registar a existência de um capeamento pomítico, mais ou menos esparso, proveniente de importantes erupções explosivas ocorridas nos estratovulcões contíguos, o das Sete Cidades e do Fogo.

As estruturas tectónicas mais importantes da ilha de São Miguel apresentam uma orientação geral NW-SE, a qual é especialmente notória no extremo ocidental da ilha, na zona da Serra Devassa, onde o Complexo Vulcânico dos Picos dá passagem ao Complexo Vulcânico das Sete Cidades (Fig. 14 e Fig. 15). Esta direcção corresponde à orientação do Rifte da Terceira, uma estrutura do tipo *leaky transform* que limita a NE a Microplaca dos Açores. Não obstante o predomínio dos acidentes tectónicos de orientação NW-SE importa mencionar, ainda, a existência de outros com orientação geral W-E e WNW-ESE, bem como fracturas directamente relacionadas com a dinâmica dos grandes aparelhos vulcânicos da ilha de São Miguel. É o caso das estruturas radiais e circulares associadas aos centros eruptivos poligenéticos, nomeadamente aos vulcões centrais do Fogo, das Furnas e das Sete Cidades.

Fig. 15 – Carta tectónica da ilha de São Miguel (*in* Forjaz, 1986)

Algumas das estruturas activas da ilha, com orientação NW-SE, patenteiam uma componente de deslocamento direito concomitante com uma componente distensiva. Neste grupo incluem-se o *Graben* dos Mosteiros, com maior expressão no flanco NW do Complexo Vulcânico das Sete Cidades, e que afecta todo este aparelho vulcânico (podendo ser interpretado como um segmento subaéreo do *Rifte* da Terceira), bem como os *grabens* da Ribeira Grande e de Vila Franca do Campo e o sistema de fracturas do Congro.

### 4.3. Ilha Terceira

#### 4.3.1. Geomorfologia

A ilha Terceira é dominada por quatro estratovulcões e por numerosos cones vulcânicos monogenéticos implantados em importantes fracturas. De W para E enumeram-se, sucessivamente, os seguintes aparelhos vulcânicos poligenéticos, truncados por imponentes caldeiras: (1) Serra de Santa Bárbara; (2) Maciço da Serra do Morião e da Caldeira de Guilherme Moniz; (3) Maciço do Pico Alto e (4) complexo desmantelado da Serra do Cume, da Serra da Ribeirinha e da Caldeira dos Cinco Picos.

A Serra de Santa Bárbara abrange toda a zona W da ilha Terceira e compreende um estratovulcão com cerca de 13 km de diâmetro e uma altitude de 1021 m. No topo deste edifício vulcânico destaca-se uma caldeira, com um diâmetro da ordem de 2 km e uma profundidade aproximada de 150 m, no interior da qual se observam alguns domos (Fig. 16), espessas escoadas lávicas de natureza traquítica (denominadas por *coulées*) e, mais para oeste, algumas lagoas de pequenas dimensões (Zbyszewski *et al.*, 1971). Os flancos deste vulcão mostram-se bastante ravinados, com uma rede de cursos de água do tipo centrífuga, implantada principalmente nos flancos N, S e W. Os cones vulcânicos secundários deste estratovulcão estão dispostos radialmente ou sobre acidentes tectónicos de orientação geral NW-SE (Zbyszewski *et al.*, 1971). Entre os primeiros estão o Pico das Faias, o Pico do Teles, o Pico Negro, o Pico das Dez, o Pico da Catarina Vieira, o Pico dos Padres, o Pico da Serreta, entre muitos outros; definindo alinhamentos encontram-se, por exemplo, o Pico do Negrão, da Lagoinha, o Pico Rachado e o Pico da Lomba (Zbyszewski *et al.*, 1971).

Fig. 16 – Perfil topográfico da ilha Terceira segundo AB.

**O Maciço da Serra do Morião e da Caldeira de Guilherme Moniz** corresponde a um grande aparelho vulcânico com uma caldeira: a Caldeira de Guilherme Moniz. Esta caldeira alongada, de dimensões da ordem de 4 km por 2,5 km, apresenta-se desmantelada nos lados N e E, correspondendo os seus bordos W e S à Serra do Morião. É exactamente aqui que se observa o ponto de maior altitude, o Rosto, com 632 m. Na caldeira observam-se formações mais recentes, tais como o Pico do Gualpanal e as lavas oriundas do Pico do Algar do Carvão. Nos flancos SW e S da Serra do Morião são, ainda, visíveis cones vulcânicos secundários instalados sobre acidentes tectónicos de direcção N-S (Zbyszewski *et al.*, 1971).

O **Maciço do Pico Alto** é dominado pelo Pico Alto (808 m) e parece corresponder a um complexo vulcânico, com vários centros eruptivos, cuja caldeira foi posteriormente invadida por produtos vulcânicos mais recentes (Zbyszewski *et al.*, 1971). O Pico Alto e o Pico das Pardelhas terão sido responsáveis pela emissão de materiais de natureza traquítica que se dispersaram para o lado norte da ilha. Para NE e E houve igualmente a emissão de lavas que atingiram, respectivamente, Agualva e Portal das Rossas. Os principais focos eruptivos traquíticos do lado sul situam-se entre o Biscoito Rachado, a Terra Brava e as Furnas do Enxofre (Zbyszewski *et al.*, 1971).

O complexo desmantelado da **Serra do Cume, da Serra da Ribeirinha e da Caldeira dos Cinco Picos** parece corresponder a um imponente estratovulcão cuja caldeira, com um diâmetro da ordem de 7 km, é designada por Caldeira dos Cinco Picos. Esta é actualmente materializada por uma extensa zona aplanada onde pontuam alguns cones de escórias, correspondendo as serras do Cume (500 m) e da Ribeirinha aos seus bordos E e SW, respectivamente (Zbyszewski *et al.*, 1971). A Serra do Cume apresenta-se côncava para SW enquanto que a Serra da Ribeirinha se mostra alongada segundo uma direcção preferencial NW-SE. As vertentes mais declivosas destas duas serras estão viradas para o interior da caldeira dos Cinco Picos. Os cones intra-caldeira dispõem-se ao longo de três alinhamentos de orientação NW-SE, sendo o Pico do Malhão o de maior altitude (482 m).

### **4.3.2. Geologia**

A primeira carta geológica da ilha Terceira foi realizada por Zbyszewski *et al.* (1971), que para o devido efeito, se basearam fundamentalmente em critérios de natureza petrográfica. O primeiro levantamento geológico da ilha que estabeleceu a relação estratigráfica entre os diferentes depósitos aí existentes deve-se a Self (1973). Este autor, utilizando o ignimbrito das Lages, datado de há 20.000 anos, como nível de referência caracterizou as principais estruturas vulcânicas, e

definiu a ocorrência de quatro centros eruptivos distintos: (1) Vulcão de Santa Bárbara; (2) Vulcão do Pico Alto; (3) Zona Fissural e (4) Vulcões não directamente relacionados com os grupos anteriores. Lloyd & Collis (1981), no âmbito de trabalhos de prospecção de campos geotérmicos levados a cabo nesta ilha, apresentaram uma carta geológica à escala de 1:25.000, em que era considerada a existência de três grandes maciços vulcânicos: Cinco Picos, Guilherme Moniz-Pico Alto e Santa Bárbara.

Posteriormente Forjaz *et al.* (1990) consideraram a existência de quatro unidades vulcano-estratigráficas que se apresentam, por ordem decrescente de idades: (1) Complexo Vulcânico da Serra do Cume; (2) Complexo Vulcânico de Santa Bárbara; (3) Complexo Vulcânico do Pico Alto e (4) Formação histórica.

Mais recentemente, Nunes (2000a, 2000b) com base na reinterpretação dos trabalhos anteriores propõe a carta vulcanológica que se apresenta na Fig. 17 onde são representados, também por ordem decrescente de idades: (1) o Vulcão dos Cinco Picos; (2) o Vulcão de Guilherme Moniz; (3) o Vulcão de Santa Bárbara; (4) o Vulcão do Pico Alto e (5) a Zona Basáltica Fissural.

O **Vulcão dos Cinco Picos** mostra-se constituído predominantemente por uma alternância de escoadas lávicas e depósitos piroclásticos, incluindo importantes ignimbritos, que representam as formações mais antigas da ilha. Actualmente bastante erodido este vulcão exhibe uma caldeira de grande dimensão, a Caldeira dos Cinco Picos, com diâmetro de cerca de 7 km e vestígios bem evidentes dos seus bordos a NE e SW, respectivamente, nas serras do Cume e da Ribeirinha. Esta caldeira está quase totalmente invadida pelas lavas associadas ao vulcanismo fissural mais recente. Um período de alta explosividade terá sido responsável pela emissão de pedra pomes de queda e pela ocorrência de numerosas escoadas piroclásticas, que originaram ignimbritos genericamente de natureza traquítica comendítica, com excepção do de Vale de Linhares que é mugarítico (Self, 1973). Os mais antigos ignimbritos da ilha Terceira, com idades compreendidas entre 50.000 e 800.000 anos, deverão estar associados ao Vulcão dos Cinco Picos (Serra do Cume) e Santa Bárbara (Self, 1973). Datações de K/Ar, levadas a efeito por Feraud *et al.* (1980), em lavas próximas do topo da Serra do Cume apontaram para uma idade de  $300.000 \pm 100.000$  anos, o que faz pressupor que a caldeira dos Cinco Picos se terá formado posteriormente a esta idade (Nunes, 2000b). Por outro lado, as datações de Ferreira & Azevedo (1995 *in* Nunes, 2000a), de 3,25 Ma e 1,22 Ma, respectivamente em Porto Judeu e a N das Lajes, permitem inferir que a actividade deste vulcão se terá iniciado há alguns milhões de anos.

Fig.17 – Carta Vulcanológica simplificada da ilha Terceira (*in* Nunes, 2000b).

A mancha cartográfica do **Vulcão de Guilherme Moniz** tem pequena representatividade relativamente às restantes, estando restricta à zona centro-meridional da ilha (Nunes, 2000a e 2000b). Embora esta estrutura vulcânica se encontre bastante erosionada pode-se verificar a existência de: (1) **um número considerável de domos traquíticos** e de centros eruptivos basálticos *s.l.*; (2) dois cones surtseianos – o Monte Brasil e o Ilhéu das Cabras e (3) ignimbritos, dos quais se destaca o conhecido ignimbrito do Castelinho, hospedeiro de sienitos (França, 1993), de idade superior a 23.000 anos (Self, 1973).

O **Vulcão de Santa Bárbara**, o mais ocidental da ilha Terceira, ter-se-à iniciado por um vulcanismo mais básico, predominantemente do tipo mugearítico e havaítico, que terá evoluído para um vulcanismo nitidamente mais explosivo, responsável pela formação de domos traquíticos *s.l.* e por espessos depósitos pomíticos de queda. Entre estes destaca-se o depósito A, de idade inferior a 18.600 anos (Self, 1973), pela sua riqueza em nódulos sieníticos (França, 1993). Ferreira & Azevedo (1995 *in* Nunes, 2000a) datam as formações mais antigas deste estratovulcão em 0,51 Ma, 1,15 Ma e 1,24 Ma, enquanto Feraud *et al.* (1980) atribuem uma idade inferior a 29.000 anos ao episódio conducente à formação da caldeira de Santa Bárbara. Instalados em falhas radiais ao maciço e ao longo de fracturas com a direcção regional NW-SE, encontram-se diversos cones de escórias e importantes domos com escoadas lávicas associadas.

O **Vulcão do Pico Alto**, abrangendo uma vasta zona que se estende desde os Biscoitos até às Lajes, corresponde a uma alternância de produtos piroclásticos e **escoadas lávicas de natureza traquítica a pantelerítica**, sendo a sua morfologia dominada, essencialmente, pela presença de domos e derrames lávicos associados. **De salientar, pela sua singularidade, a presença de uma pequena escoada de obsidiana.** Com idades de 19.600 e 18.600 anos (Shotton, 1973 *in* França, 1993), os ignimbritos das Lajes e de São Mateus, respectivamente, estão correlacionados com a actividade explosiva deste vulcão. Grande parte dos bordos da cratera de subsidência que encima o Pico Alto está soterrada por domos e escoadas lávicas traquíticas de idade inferior a 19.000 anos, sendo a parede da caldeira observada, por exemplo, na Rocha do Juncal. Self (1973) aponta para idades máximas da ordem de 100.000 anos para este aparelho vulcânico e de 1.000 anos para o seu vulcanismo mais recente.

A **Zona Basáltica Fissural**, englobando o vulcanismo histórico do ano 1761, dispersa-se pela zona central e sudeste da ilha. Self (1982) considera que nos últimos 50.000 anos a actividade

fissural no extremo NW desta zona foi bastante significativa. Ao invés das restantes unidades vulcânicas acima descritas, esta é dominada por um vulcanismo basáltico *s.l.* predominantemente do tipo havaiano a estromboliano e prevaleceu, nos últimos milhares de anos, sobretudo no seu sector NW. Não obstante esta realidade, há a assinalar, a ocorrência de dois episódios relativamente recentes a oriente: o do Algar do Carvão datado em 2115  $\pm$ 115 anos B.P. (Zbyszewski *et al.*, 1971) e o da Fonte do Bastardo (Nunes, 2000a, 2000b).

## 4.4. Ilha Graciosa

### 4.4.1. Geomorfologia

A situação da ilha Graciosa, no extremo mais ocidental do designado Rifte da Terceira, determinou imperativamente a configuração da ilha, que se mostra, de um modo geral, alongada nesta direcção, exibindo aproximadamente 13 km e 7 km, respectivamente, de comprimento e largura máximos. A área emersa da ilha ronda os 61,6 km<sup>2</sup>.

Vários autores (Ferreira, 1968, Zbyszewski, 1970, Zbyszewski *et al.*, 1972) consideraram quatro zonas morfológicas na ilha: (1) o maciço da Caldeira, posicionado a SE, correspondendo a um vulcão central com caldeira; (2) a Serra das Fontes, que se desenvolve aproximadamente de NW para SE, mostrando-se bastante escarpada nos seus flancos E e S; (3) o maciço centro-meridional, englobando as Serras Dormida e Branca e (4) a plataforma NW, dominada por vários cones de escórias dispersos numa área de baixa altitude e de relevo adoçado (Fig. 18).

Fig.18 – Identificação das quatro zonas morfológicas da ilha Graciosa (modificado de Ferreira, 1968)

A Graciosa distingue-se das restantes ilhas do arquipélago pelo facto de apresentar um relevo com cotas muito baixas. O ponto de maior altitude (402 m) situa-se a S do vértice geodésico Caldeira E. Distingue-se na ilha duas regiões, uma das quais constituída por uma plataforma (onde predominam as cotas à volta dos 50 metros) que ocupa, sensivelmente, o seu terço NW (Fig. 19). Esta região é pontuada por pouco mais de três dezenas de cones de escórias, os maiores dos quais com vertentes declivosas, cujas cotas não ultrapassam os 181 metros (Cab<sup>o</sup>. das Caldeiras). Importa referir que na generalidade da plataforma da região NW da ilha quase não existem cursos de água, nem uma rede de drenagem organizada, pelo que a densidade de drenagem é praticamente nula. A outra região da ilha, a SE, é mais montanhosa, correspondendo

a três maciços, que de NW para SE são: a Serra das Fontes a norte, o maciço da Serra Branca e da Serra Dormida a sul, e o maciço da Caldeira no extremo SE da ilha. O maciço da Serra das Fontes, situado na região central da ilha e a NE do maciço da Serra Branca e da Serra Dormida, tem uma forma arredondada atingindo a altitude máxima de 375 m no Pico do Facho (Fig. 19). As vertentes S e E são abruptas, o que sugere a existência de uma escarpa de falha (Gaspar, 1996). Também aqui no maciço da Serra das Fontes quase não existem cursos de água, e a rede de drenagem superficial é incipiente, pelo que a densidade de drenagem é muito baixa.

A unidade geomorfológica Serra Branca - Serra Dormida é formada por dois maciços, que estão separados por uma pequena depressão com orientação NW-SE. A norte da referida depressão está a Serra Dormida, que apresenta no seu topo alguns cones, com crateras, alinhados segundo uma direcção NW-SE. A altitude máxima, igual a 308 m, atinge-se no Pico do Timão. Por sua vez a Serra Branca apresenta a sua cota máxima no Pico das Caldeirinhas, com 360 m. Importa também referir que as vertentes do flanco SW da Serra Branca constituem uma escarpa considerável, que desce até ao mar. No maciço da Serra Branca e da Serra Dormida os cursos de água são mais numerosos, definindo uma rede de drenagem superficial já organizada.

Fig. 19 – Perfis topográficos da ilha Graciosa: a – plataforma NW-SE; b – maciços da Serra das Fontes, Serra Dormida e Serra Branca; c – maciço da Caldeira (modificado de Ferreira, 1968 *in* Cruz *et al.*, 2000).

Situado no extremo SE da ilha encontra-se o maciço da Caldeira, separado dos maciços da Serra das Fontes e da Serra Branca - Serra Dormida por uma depressão NE-SW que se estende desde a vila da Praia, na costa norte, até à baía da Folga na costa sul. O maciço da Caldeira tem uma forma alongada, segundo uma direcção NW-SE, existindo na sua parte superior uma caldeira, de forma oval, alongada segundo a direcção NW-SE, com cerca de 1625 m de comprimento, 875 m de largura máxima e 350 m de profundidade (Zbyszewski *et al.*, 1972). O bordo da Caldeira é dissimétrico (Fig. 19), sendo mais alto na extremidade SE, com uma cota máxima de 402 m, enquanto que na extremidade NW atinge apenas 250 m. No interior da caldeira existem alguns cones de pequena dimensão e na sua extremidade SE localiza-se a Furna do Enxofre, uma gruta de origem vulcânica, que possui no seu interior um lago e um campo fumarólico. Nesta unidade geomorfológica - maciço da Caldeira - os cursos de água são numerosos, especialmente no flanco NE, tendo-se desenvolvido uma rede de drenagem superficial bem marcada.

#### **4.4.2. Geologia**

A primeira carta geológica da ilha Graciosa, na escala 1:25.000, deve-se a Zbyszewski *et al.* (1972), no entanto, somente com Forjaz & Pereira (1976) é que surge a primeira carta que estabelece unidades vulcanoestratigráficas nesta ilha. Posteriormente, Maund (1985) desenvolve um importante trabalho de investigação na Graciosa, conducente à elaboração da sua tese de doutoramento, apontando, entre outros aspectos, uma idade de 50.000 anos para o início da edificação do estratovulcão daquela ilha, e de 12.000 anos para o episódio explosivo responsável pela formação da caldeira.

Mais recentemente é elaborada uma nova carta vulcanológica da ilha Graciosa (Fig. 20, Gaspar, 1996) onde estão individualizadas três unidades geológicas, designadas, por ordem cronológica decrescente, como Complexo Vulcânico da Serra das Fontes, Complexo Vulcânico da Serra Branca e Complexo Vulcânico da Vitória-Vulcão Central. Este mesmo autor considera, ainda, no Complexo Vulcânico da Vitória-Vulcão Central as unidades contemporâneas de Vitória e do Vulcão Central, baseando-se no seu enquadramento geológico e, conseqüentemente, no tipo de actividade vulcânica prevalecente em cada um dos casos.

Fig. 20 – Carta vulcanológica da ilha Graciosa: 1-C. V. da Serra das Fontes; 2- C. V. da Serra Branca; 3a- C. V. de Vitória-Vulcão Central/ Unidade de Vitória; 3b- C. V. de Vitória-Vulcão Central/ Unidade do Vulcão Central; 4- Depósitos vulcânicos com menos de 12.000 anos (modificado de Gaspar, 1996).

A evolução geológica desta ilha parece bastante evidente através da caracterização petrológica e física das formações que integram cada um dos complexos acima referenciados. Na realidade, enquanto se verifica a predominância de produtos de natureza basáltica *s.l.* no **C. V. da Serra das Fontes** (Gaspar, 1996), indicativos de um vulcanismo primitivo de baixa explosividade, os dois restantes, contrariamente, exibem, entre outros, depósitos de natureza traquítica que põem em evidência períodos de vulcanismo com carácter mais explosivo que afectou a ilha durante a sua edificação. A intercalação de materiais vulcanoclásticos basálticos, nas escoadas lávicas da Serra das Fontes, parece indiciar que há cerca de 600.000 anos (Féraud *et al.*, 1980), simultaneamente com os episódios relacionados com a edificação de um vulcão em escudo, terão ocorrido outros de maior explosividade, associados às zonas de fractura predominantes nesta região, e responsáveis pela formação de cones de escórias soldadas (Gaspar, 1996).

A análise dos depósitos essencialmente de natureza traquítica que constituem a **Serra Branca** pressupõe (1) que há cerca de 350.000 anos (Féraud *et al.*, 1980) o vulcanismo dominante na ilha Graciosa seria, ao invés do verificado na Serra das Fontes, de natureza altamente explosiva e (2)

que a Serra Branca deveria corresponder a um vulcão central com caldeira, e com uma câmara magmática subjacente (Gaspar, 1996).

No que concerne à **Unidade de Vitória, do C.V. de Vitória-Vulcão Central**, verifica-se que ela corresponde preferencialmente à actual plataforma NW da ilha, embora ocorram alguns produtos desta unidade sobrejacentes às serras centrais da Graciosa. A sùmula de uma sequência de episódios de relativa baixa explosividade, de natureza essencialmente basáltica, foi responsável pela edificação de inúmeros cones de escórias e de *spatters*, implantados preferencialmente em alinhamentos de direcção NW-SE, e pela emissão de mantos basálticos *s.l.* subaéreos, que no seu conjunto integram esta unidade (Gaspar, 1996). Acresce, ainda, a ocorrência de episódios submarinos, nas imediações da ilha, patenteados através da presença de depósitos de piroclastos submarinos. As formações mais recentes desta unidade associam-se ao Pico do Timão, que segundo Walker (*in* Maund, 1985) deverão ter menos de 2.000 anos, uma vez que estão sobrejacentes a um nível de pedra pomes oriundo de uma erupção pliniana ocorrida há 2.000 anos na ilha do Faial.

Considerando a **Unidade do Vulcão Central, do Complexo Vulcânico da Vitória-Vulcão Central**, pode-se constatar que aquele vulcão, e a sua caldeira, constituem uma das partes fundamentais desta unidade, bem como escoadas lávicas e depósitos vulcaniclásticos relacionados com diversos centros eruptivos localizados também na parte sudeste da Graciosa. No entanto, Gaspar (1996) considerou uma actividade vulcânica ante-caldeira marcada pela ocorrência de fenómenos do tipo estromboliano, a par de alguns episódios do tipo surtseiano. A análise dos diferentes depósitos associados a esta unidade do Vulcão Central permitiu àquele autor individualizar uma série de subunidades designadas por **A** a **V**. Estas subunidades são constituídas por depósitos de piroclastos submarinos e subaéreos de natureza basáltica *s.l.*, escoadas lávicas subaéreas e submarinas *s.l.*, depósitos pomíticos de queda, *lahars*, *surges* e escoadas piroclásticas. O leque petrográfico desta unidade abrange uma sequência de termos litológicos que vão desde os basaltos aos traquitos.

O Vulcão Central da Graciosa corresponde a um estratovulcão, com cerca de 600 m de altura, onde para além de testemunhos de uma primitiva actividade surtseiana e estromboliana, estão patentes muitos outros que salientam o incremento de uma actividade sucessivamente mais explosiva resultante da diferenciação do magma em profundidade. Neste contexto, este vulcão poligenético compreende depósitos pomíticos de queda e de fluxo e *lahars* que nitidamente apontam para a ocorrência de importantes fases subplinianas a plinianas na edificação deste aparelho vulcânico, alternando, no entanto, com outras de carácter muito menos explosivo. A

formação da caldeira deverá ter resultado da acção conjugada de erupções do tipo hidromagmático, uma das quais terá sido responsável pelo desmantelamento do flanco NW deste vulcão (Gaspar, 1996).

No período subsequente à formação da caldeira assiste-se a episódios manifestamente de carácter efusivo, que culminaram com a formação de um lago de lava cuja conduta principal, segundo Gaspar (1996), se deverá ter situado no local onde actualmente se encontra a Furna do Enxofre. No fundo da caldeira do Vulcão Central são, ainda, observáveis depósitos de *surges* intercalados com níveis de cinzas de queda, relacionáveis com vulcanismo hidromagmático intra-caldeira, resquícios das unidades de fluxo que constituíram o lago de lava e dois pequenos cones de tufos. As paredes da caldeira mostram-se, em determinadas zonas, profundamente erosionadas e na sua base são notórios depósitos resultantes de movimentos de massa.

## 4.5. Ilha de São Jorge

### 4.5.1. Geomorfologia

A ilha de São Jorge, onde há uma clara expressão geomorfológica da tectónica regional, exhibe um alinhamento de cones estrombolianos de direcção WNW-ESE, que evidencia um vulcanismo fissural por excelência. A ilha desenvolve-se ao longo de cerca de 55 km, desde a Ponta de Rosais até ao Ilhéu do Topo, observando-se a sua máxima largura entre a Fajã das Pontas e o Portinho da Calheta (aproximadamente 7 km). A área ocupada por São Jorge ronda os 246 km<sup>2</sup> (Madeira, 1998). A diferença entre um relevo vigoroso a W, e uma morfologia bastante mais suave a E permite individualizar duas regiões distintas, respectivamente, a Região Ocidental e a Região Oriental, separadas, *grosso modo*, pelo vale da Ribeira Seca (Fig.21).

Fig. 21 – Região Ocidental e Oriental da ilha de São Jorge (adaptado de Madeira, 1998)

A primeira abrange a área compreendida entre a Ponta dos Rosais e o limite definido pela Canada da Ponta, a norte, e a Grota Funda, a sul (Madeira, 1998). Esta é a região de vulcanismo mais recente, o que é inferido quer pelas formas bem preservadas de alguns cones e do aspecto fresco dos produtos vulcânicos a eles associados, quer por nela se situarem os centros eruptivos das erupções históricas de 1580 e 1808. Uma actividade vulcânica mais intensa foi determinante para que no centro e na parte oriental desta região se observem as maiores altitudes, nomeadamente no Pico da Esperança (1053 m). Pelo contrário, no extremo ocidental da ilha, a

ausência de um processo construtivo similar permitiu que os efeitos erosivos marinhos prevalecessem, afectando drasticamente a superfície da ilha nas imediações de Rosais. Para além dos cones resultantes de uma nítida actividade estromboliana são visíveis, ainda, três cones relacionados com actividade freatomagmática, subaérea (Pico do Areeiro) e submarina (Morro Grande e Morro do Lemos).

Os perfis representados na Fig. 22 são demonstrativos do contraste que ocorre entre as vertentes NE e SW da ilha de São Jorge. A maioria das arribas do lado NE têm alturas entre 300 e 400 m e declives bastante acentuados (45° a 55°; Madeira, 1998). Neste sector são visíveis várias fajãs, sendo algumas lávicas (Fajã do Ouvidor, Fajã das Pontas e Fajã da Ribeira da Areia) e outras detríticas (Fajã João Dias e Fajã da Penedia). No lado SW as arribas apresentam alturas mais variáveis, no entanto, sempre superiores a 100 m. Ao longo do litoral observam-se, também, algumas fajãs lávicas, tais como Fajã das Velas, Fajã da Queimada, Fajã Grande e Fajã da Calheta.

Fig. 22 – Perfis topográficos da ilha de São Jorge (adaptado de Madeira, 1998).

O regime de carácter periódico das ribeiras da região ocidental da ilha está fortemente condicionado pela morfologia vulcânica recente. Neste contexto, as linhas de água são pouco extensas, de padrão mais ou menos paralelo e mostram-se frequentemente pouco encaixadas, com excepção para os casos em que se desenvolvem sobre depósitos piroclásticos.

A região oriental, igualmente resultante de uma actividade fissural intensa, é notoriamente mais antiga e fortemente modelada pela erosão. Deste modo verifica-se (1) um recuo do litoral NE até à cadeia axial dos cones; (2) que as arribas são mais altas do que as existentes na região ocidental; (3) que a morfologia original dos cones está mais apagada; (4) que os efeitos da tectónica estão mais presentes; (5) que as fajãs são todas detríticas, por ausência de um vulcanismo mais recente; (6) que os cursos de água se mostram mais encaixadas no relevo e (7) que o grau de hierarquização das bacias hidrográficas é um pouco mais elevado do que na região ocidental (Madeira, 1998). É de realçar, ainda, o facto de os cursos de água da parte oriental, por se desenvolverem obliquamente à ilha, apresentarem um maior comprimento.

#### **4.5.2. Geologia**

De entre os diversos trabalhos publicados sobre a ilha de São Jorge destacam-se, por estabelecerem uma escala vulcanoestratigráfica, os de Forjaz (1966 e 1979), Forjaz *et al.* (1970 e 1990), Forjaz & Fernandes (1970, 1975) e Forjaz *et al.* (). Posteriormente, Madeira (1998) considera as mesmas unidades definidas por aqueles últimos autores, embora (1) usando a nomenclatura apresentada na Carta Geológica de Portugal na escala 1:50.000 (Forjaz & Fernandes, 1970); (2) inserindo as erupções históricas no complexo vulcânico mais recente e (3) apresentando algumas alterações nas manchas cartográficas definidas por Forjaz *et al.* (1970), que não se mostra relevante pormenorizar no âmbito deste trabalho. Sucintamente serão caracterizados os diferentes complexos, que por ordem decrescente de idades são: Complexo Vulcânico do Topo, Complexo Vulcânico dos Rosais e Complexo Vulcânico de Manadas (Fig. 23).

Fig.23 – Carta vulcanológica simplificada de São Jorge (adaptado de Madeira, 1998)

O **Complexo Vulcânico do Topo** situa-se na parte oriental e é predominantemente constituído por lavas basálticas, havaíticas e mugaríticas, do tipo *aa*, estando os piroclastos praticamente circunscritos aos cones estrombolianos. Assinala-se a presença de inúmeros filões de orientação NW-SE e WNW-ESE. Observam-se, também, espessos solos de cobertura que, acima dos 700 m de altitude, se apresentam turfosos e saturados em água. Datações de K/Ar, obtidas por Feraud *et al.* (1980), apontam para que a actividade vulcânica deste complexo se tenha iniciado há mais de 600.000 anos.

O **Complexo Vulcânico dos Rosais**, à semelhança do complexo vulcânico anterior, integra escoadas lávicas, predominantemente do tipo *aa*, basálticas e havaíticas. Os piroclastos, com alteração evidente, para além de constituírem cones estrombolianos, estão simultaneamente dispersos entre aqueles, formando depósitos de natureza indiferenciada com alguma expressão. Nenhuma relação directa é observável entre os materiais deste complexo e os do Topo, uma vez que estes estão subjacentes aos do C.V de Manadas (Madeira, 1998). O C.V. dos Rosais apresenta, no entanto, boa representatividade no lado ocidental da ilha (Forjaz *et al.*, 1970; Forjaz & Fernandes, 1970).

O **Complexo Vulcânico de Manadas** é constituído por alinhamentos de cones de direcção WNW-ESE e NNW-SSE estratigraficamente mais recentes. Neste contexto, os produtos vulcânicos incluídos neste complexo estão sobrejacentes aos do C.V. dos Rosais, na zona central da ilha, e aos do C.V do Topo, na zona da Ribeira Seca (Madeira, 1998). Os cones que integram

este complexo são predominantemente do tipo estromboliano embora, se constatare a presença de dois cones surtseianos, Morro do Lemos e Morro Velho, nos quais se verifica uma palagonitização, em maior ou menor grau, dos piroclastos submarinos. Para além destes cones são visíveis, ainda, alguns alinhamentos de crateras de explosão e cones do tipo *tuff ring* resultantes de actividade freatomagmática (Madeira, 1998). Estes últimos são caracterizados por (1) exibirem uma forma mais ou menos achatada; (2) a cratera ser de maiores dimensões e (3) os materiais que os constituem serem, predominantemente, da dimensão cinza. De assinalar, pela sua singularidade em regiões de vulcanismo *básico*, o facto de os documentos históricos referirem a ocorrência de fenómenos identificados como “nuvens ardentes” nas erupções de 1580 e 1808 (Fouqué, 1873). Trabalhos de campo levados a efeito no âmbito do Projecto “Estudo das Erupções Históricas do Grupo Central – Açores” e que permitiram refinar as manchas cartográficas das erupções ocorridas nas ilhas do Faial, Pico, São Jorge e Terceira (França *et al.*, 2001c), levaram à conclusão da inexistência de qualquer depósito que pudesse ser imputado a um processo correlacionável com a formação de nuvens ardentes. No entanto, Madeira (1998) reconheceu depósitos do tipo *block and ash* e *scoria and ash*, formados em tempos geológicos mais recuados (ex. Pico Montoso, Pico do Carvão) e que poderão ter resultado do colapso de cones em condições de instabilidade gravítica.

## 4.6. Ilha do Pico

### 4.6.1. Geomorfologia

A ilha do Pico, através da sua morfologia, exprime marcadamente os efeitos das estruturas vulcano-tectónicas que a ela estão associadas (Cruz, 1997, Nunes, 1999, França, 2000). Assim, podem-se individualizar três zonas distintas (Fig. 24), dominadas (1) a ocidente, pelo estratovulcão da Montanha do Pico; (2) pelo alinhamento de cones de escórias e de *spatters*, que se desenvolve desde a Montanha do Pico até à extremidade oriental da ilha, com orientação predominante WNW-ESE, designado por Zbyszewsky *et al.* (1962) como Planalto da Achada e (3) pelo vulcão em escudo (*shield volcano*) do Topo, situado na parte sul da ilha, numa posição sensivelmente mediana relativamente ao domínio anterior.

Fig. 24 – Modelo Digital de Terreno da ilha do Pico (dados de IGeoE).

A Montanha do Pico corresponde a um aparelho vulcânico, do tipo compósito, com 2351m de altitude. O seu volume é da ordem de  $97 \text{ km}^3$  (Nunes *et al.*, 1998) e, ao nível do mar, a sua base, de forma aproximadamente circular, tem cerca de 16 km de diâmetro máximo. A sua morfologia actual resultou, fundamentalmente, (1) do somatório de inúmeras erupções dos tipos havaiano e estromboliano, ocorridas no topo e nos flancos do estratovulcão; (2) de importantes movimentos de massa na parte superior do cone e (3) do colapso de crateras. Neste âmbito, destacam-se (1) a cratera principal deste aparelho vulcânico, aos 2250 m de altitude, e (2) uma cratera fóssil que está materializada por uma importante ruptura de declive que ocorre aos 2050 m e que se traduz num nítido patamar, invadido por lavas oriundas do topo da montanha. A primeira apresenta uma forma mais ou menos circular, com um diâmetro variando entre os 550 e 590 m, limitada a W e S por paredes com cerca de 30 m de altura. Diferentes episódios foram responsáveis pelo desmoronamento dos bordos N e E da cratera e dos flancos do estratovulcão, levando à formação de importantes depósitos de vertente (que localmente são conhecidos por areiros ou quebradas), dos quais se destaca, a norte, o Areiro de Santa Luzia e, de ESE para SSE, as Quebradas do Norte, do Curral e da Terça. Salienta-se ainda a presença, no interior da cratera principal, de um pequeno cone lávico de 125 m de altura (Piquinho), que se desenvolveu fundamentalmente durante a segunda fase do último episódio vulcânico ocorrido no topo da Montanha do Pico. A primeira fase, caracterizada por uma taxa de efusão bastante elevada, foi responsável pela formação de um lago de lava, enquanto que a última está associada a uma fissura eruptiva de direcção N115°W que afecta a vertente W do Piquinho, a base e a parede da cratera do estratovulcão, e os seus flancos na direcção da Lomba de São Mateus. No troço que se desenvolve na base da cratera ressaltam pequenas “bocas de explosão”, ladeadas pelas escórias e salpicos de lava emitidos através delas.

Circundando todo o aparelho vulcânico da Montanha do Pico, encontram-se inúmeros cones adventícios, que Nunes (1999) contabiliza em cerca de 170, relacionados quer com a tectónica regional, quer com estruturas ordem estritamente locais. Um facto interessante prende-se com o adensamento de cones adventícios à medida que a altitude diminui, embora, sejam raros os cones a altitudes inferiores a 150 m. Os cones vulcânicos individualizados, que se encontram a maior altitude, são o Queiró, aos 1486 m, a Lomba de São Mateus, aos 1472 m e as Torrinhas, aos 1449 m. Por outro lado, verifica-se que um maior número de cones vulcânicos se dispersa por duas faixas diametralmente opostas, de um lado e outro do topo da Montanha, com uma direcção WNW-ESE, quase na continuidade dos alinhamentos definidos pelos cones do Planalto da Achada (França, 2000).

Para cotas inferiores a 400 m nota-se uma certa dispersão nos cones, provavelmente pelo facto de, algumas vezes, estarem condicionados por sistemas fissurais radiais à Montanha, o que lhes confere um carácter divergente à medida que o perímetro vai aumentando em direcção ao litoral. Estão, por exemplo neste caso, os Cabeços de Cima, das Casas e Pé do Monte, que poderão eventualmente estar relacionados com o alinhamento que inclui outros cones como o do Bravo, do Manuel João e do Tamusgo.

Na zona compreendida entre Madalena e São Roque do Pico, a maior concentração de cones vulcânicos ocorre a W, em Toledos e Cabeço Chão, e a E em São Vicente e Santo António, com altitudes inferiores a 200 m, no lado ocidental, e inferiores a 400 m, no lado oriental. Grande parte dos cones vulcânicos da Montanha correspondem a cones de escórias (*cinder cones*), constituídos essencialmente por bagacinas, embora com alguns níveis de *spatters* intermédios. Ainda excepcionalmente, como no caso do Cabeço dos Rienos, é possível observar-se um nível de materiais finamente pulverizados, com uma certa estratificação, parecendo evidenciar a interacção de água com o líquido magmático em determinado momento do fenómeno eruptivo. Observam-se outros, porém, como a Cabeça Negra, em Campo Raso (Mirateca), que correspondem a *spatter cones* e, ainda, vários *hornitos*, dos quais os mais conhecidos na ilha são os de Frei Matias, formados sobre uma escoada *pahoehoe* proveniente da região de Currais do Morais, no flanco oeste da Montanha. Nesta escoada desenvolveu-se um interessante tubo lávico, percorrível em alguns dos seus troços e em que, por vezes, abatimentos do tecto põem a descoberto o seu interior. Inserem-se, ainda, na Montanha dois cones constituídos por piroclastos submarinos, bastante erodidos: o representado pelos ilhéus da Madalena e o Cabeço Debaixo da Rocha, em Cabeço do Chão. Também em alguns casos, tais como no Pico da Urze e no Cabeço da Brindeira, são visíveis notáveis *pit craters* bem preservadas nas proximidades dos cones.

O vulcão do Topo, actualmente muito modificado pela acção conjugada da tectónica, de importantes movimentos de massa e de factores erosivos, está situado na parte meridional da ilha, numa posição sensivelmente média entre o seu extremo oriental e o topo do estratovulcão do Pico. Com uma altitude de 1022 m, o vulcão do Topo tem uma área total de aproximadamente 18 km<sup>2</sup> e o seu volume subaéreo é de cerca de 8 km<sup>3</sup> (Nunes, 1999). Este vulcão em escudo resultou, predominantemente, da sobreposição de inúmeras escoadas lávicas, bem visível, por exemplo, na vertente nordeste sobranceira ao Convento de São Francisco (actual edifício da municipalidade da vila das Lajes) ou ao longo do litoral .

No lado oriental do vulcão do Topo, duas importantes depressões merecem referência especial: a Caldeira de Santa Bárbara e as Terras Chãs. A Caldeira de Santa Bárbara,

grosseiramente de forma circular, corresponde a uma zona abatida, de fundo mais ou menos plano, ligeiramente basculado para sul. Esta depressão é delimitada na sua parte meridional pela falha do Topo, a ocidente por uma parede de aproximadamente 100 m de altura que parece corresponder ao prolongamento da falha do Arrife, e a norte por um conjunto de cones alinhados do Planalto da Achada. A depressão das Terras Chãs é limitada a norte e nordeste por uma escarpa circular bem evidente, que se desvanece para o lado oriental. Do lado oeste o limite é estabelecido pela escarpa de falha do Arrife, que se desenvolve sensivelmente de norte para sul, com rejeitos que chegam a atingir os 300 m no seu troço mais setentrional. Ladeando toda a parte norte e oeste desta depressão encontram-se importantes depósitos de vertente. No seu interior ocorreram fenómenos vulcânicos responsáveis pela edificação de cones secundários, provavelmente relacionados com acidentes tectónicos de direcção NE-SW, que afectaram a escarpa da falha do Arrife e o próprio bordo NE das Terras Chãs.

Sobre os flancos noroeste e sul do vulcão do Topo encontra-se um maior número de cones adventícios, dos quais se salienta o do Geraldo, o do Castelete, o “405” e o cone que marginaliza a Ribeira da Burra e que apresenta um alongamento paralelo ao da mesma ribeira. O “*spatter cone* 405” foi o responsável pela emissão de lavas que galgaram a arriba fóssil das Lajes e que, espalhando-se na sua frente, originaram a fajã lávica, mais recente, das Lajes. Por sua vez o Castelete corresponde à chaminé de um importante cone que terá tido uma primeira fase surtseiana, seguida depois por outra do tipo estromboliano.

O Planalto da Achada desenvolve-se desde a parte leste da Montanha do Pico até à extremidade oriental da ilha, correspondendo a uma zona de topo aplanado, delimitada por vertentes bastante inclinadas e com altitudes que vão diminuindo em direcção à Ponta da Ilha. A distribuição dos cones vulcânicos define duas direcções predominantes de vulcanismo. Assim, desde o Cabeço do Piquinho até aproximadamente o Cabeço do Escalvado, a norte da Lagoa do Paul, ao longo de uma distância de cerca de 12 km, a orientação geral dos cones é de N60°W. Nesta zona a largura do Planalto da Achada oscila entre os 9 e 11 km, o que equivale ao valor máximo observado no planalto. Uma nítida inflexão na direcção do sistema fissural, que passa a ser N80°W, ocorre precisamente na área de acção do vulcão do Topo, facto esse que condiciona a distribuição dos cones vulcânicos deste sector. Entre o Cabeço do Caveiro e o Cabeço do Padre Roque há um maior adensamento de cones, e conseqüentemente um espessamento na cobertura de piroclastos basálticos, por vezes muito alterados, o que impermeabiliza o solo e permite que nas zonas deprimidas haja a retenção da água e a formação de pequenas lagoas, tais como a da

Rosada e a do Peixinho. Para a extremidade da ilha nota-se um rebaixamento importante do relevo e uma maior dispersão dos cones.

As vertentes do planalto apresentam uma inclinação bastante acentuada, que se maximiza em alguns pontos, tais como entre a Praínha e a Terra Alta, a norte, e Ribeiras e Ribeira Seca, a sul. Para além da escoada histórica de 1562/64 da Praínha, que espraiando-se principalmente para o lado norte da ilha galgou a falésia e constituiu uma nova plataforma lávica, muitos outros episódios deste tipo ocorreram no Planalto da Achada.

A extrema frescura de muitas das lavas do Planalto da Achada, a sua expressão morfológica destacada e, por outro lado, o rigor com que é possível a sua individualização total, apontam no sentido de que estamos na presença de uma zona de vulcanismo muito intenso em tempos quase históricos. Parecem enquadrar-se neste cenário os fenómenos eruptivos associados ao Cabeço das Heras, da Lomba do Coelho e da Lambisca, entre outros. A maior parte dos cones desta área são cones de escórias, embora alguns sejam de *spatters*, aos quais estão associadas essencialmente escoadas do tipo *aa*. Observam-se contudo algumas escoadas *pahoehoe*, que à medida que se afastam dos centros emissores e galgam as encostas, se tornam mais viscosas e, conseqüentemente, transformam-se em lavas do tipo *aa* ou mistas. Na zona do Cabeço dos Sardos-Caldeira uma sequência de magníficas *pit craters* pode também ser observada. Entre os maiores cones de escórias desta área estão o dos Grotões (1008 m) e o Landroal (887 m).

Os aspectos morfológicos anteriormente descritos estão retratados nos perfis da figura 25. No que respeita à Montanha do Pico, as suas vertentes são nitidamente côncavas e os pendores aumentam drasticamente acima de uma altitude que ronda os 1150 m. Na verdade, embora as inclinações das vertentes sejam bastante variáveis, poder-se-à considerar que até àquela altitude o declive oscila entre os 3° e os 15°, enquanto que para altitudes superiores se chegam a observar inclinações da ordem dos 50° e 70° (no Piquinho). A maior declividade das vertentes S e E, relativamente aos flancos N e W da Montanha do Pico, confere-lhe uma notória assimetria.

No Planalto da Achada, destaca-se o alinhamento dos centros eruptivos desta zona, a diminuição da altitude na direcção da Ponta da Ilha e a variação dos pendores das vertentes N e S, que variam entre os 9° e os 30°. A extremidade mais oriental, pelo contrário, apresenta encostas muito suaves.

O vulcão do Topo mostra, por seu lado, um perfil aproximadamente côncavo, com uma inclinação no sector superior da ordem dos 20°, a contrastar com os pendores médios da ordem dos 10° observáveis a menores altitudes.

Fig. 25 – Perfil longitudinal da ilha do Pico (Montanha e Planalto da Achada) e perfil transversal do vulcão do Topo (modificado de Cruz, 1997).

No que concerne à orla marítima da ilha do Pico, esta traduz essencialmente o tipo de vulcanismo actuante durante a sua edificação. Neste contexto, a arquitectura do litoral exprime as características das lavas *pahoehoe* ou *aa*, que o constituem. No caso particular das lavas *aa*, normalmente bastante mais espessas e viscosas do que as *pahoehoe*, as arribas resultantes são mais recortadas e vigorosas, oferecendo assim uma maior superfície à acção do mar o que poderá facilitar o aparecimento de arcos. Frequentemente este tipo de escoadas lávicas origina arribas mergulhantes, traduzidas por paredes verticais, de aspecto polido, que estabelecem o limite físico entre a terra e o mar. Pelo contrário, a entrada de uma escoada *pahoehoe* no mar ocorre de uma forma mais gradual, ocasionando o aparecimento de uma linha de costa mais regular, cuja evolução se traduz, por vezes, no aparecimento de praias de cascalho, com maior ou menor expressão.

#### 4.6.2. Geologia

Deve-se a G. Zbyszewski e colaboradores a elaboração da primeira carta geológica desta ilha, à escala 1:50.000, que foi acompanhada com a publicação das notícias explicativas e de alguns artigos científicos (Zbyszewski *et al.*, 1962, Zbyszewski *et al.*, 1963a e 1963b). Nestes trabalhos subentende-se que o Vulcão do Topo corresponde à zona mais antiga do Pico, o Planalto da Achada à zona de idade intermédia e a Montanha do Pico e áreas associadas à zona mais jovem. Para a zona do Planalto da Achada são ainda apontadas algumas relações de idade relativa entre diversas escoadas.

Posteriormente, Woodhall (1974) apresenta um mapa geológico à escala 1:300.000, considerando para o Pico: (1) um vulcão central mais recente, situado a W edesignado pela Montanha do Pico; (2) um vulcão linear, de idade intermédia, desenvolvendo-se para E daquele e (3) um vulcão mais antigo situado levemente a sul do eixo definido pelo alinhamento de cones do vulcão linear e numa posição grosseiramente mediana – o Vulcão do Topo. Este, segundo Woodhall (1974) parece ter-se iniciado como um *shield volcano*, que posteriormente terá evoluído, pelo facto de exibir características mistas de vulcão central e linear. Mostra-se constituído exclusivamente por lavas antigas e apresenta-se altamente controlado por fissuras de

tendência NE-SW. Por seu lado, o vulcão linear é constituído por um sector com cones vulcânicos muito alterados e afectados por escarpas de falha recentes, que se desenvolve para NW do Vulcão do Topo, e, por outro sector, dominado principalmente por uma sequência de cones mais jovens, cujas lavas por vezes soterraram os mais antigos. É referido, ainda, (1) que certas lavas mais recentes observáveis nesta área são contemporâneas de escoadas oriundas de alguns cones parasitas da Montanha do Pico e (2) que as formações da base do Vulcão do Topo e as do sector NW do Vulcão Linear são da mesma idade, tendo em conta, por exemplo, o facto de em ambos os casos se detectar uma cobertura de cinzas e/ou solos. É referido, ainda, que as erupções mais recentes da Montanha, estão associadas a cones adventícios e não ao topo da Montanha. Outro aspecto a realçar nesta carta é a individualização das várias escoadas históricas desta ilha.

A primeira coluna estratigráfica para a ilha do Pico aparece na carta de Forjaz (1966) à escala de 1:200.000. Posteriormente Forjaz (1977, 1980a, 1980b) e Forjaz *et al.* (1990) apresentam vários modelos estratigráficos, cujas diferenças entre si não são muito relevantes. De igual forma se verifica que Madeira (1998) adopta uma vulcanoestratigrafia com grandes similitudes à defendida por Forjaz (1966).

Chovelon (1982) estabelece uma estratigrafia sustentada, pela primeira vez, em idades absolutas de K/Ar, obtidas por Feraud (1977) e Baubron (1981 *in* Chovelon, 1982). Na definição das unidades vulcanoestratigráficas que apresenta verifica-se que o Faial e o Pico foram considerados de uma forma unitária, com uma tectónica interactuante nas duas ilhas. Esta visão globalista, embora parecendo bastante interessante, falha frequentemente por falta de argumentos alicerçados em dados de campo.

França *et al.* (1995a), Cruz *et al.* (1995) e Nunes *et al.* (1995) apresentam um novo esboço vulcanoestratigráfico para a ilha do Pico que é posteriormente pormenorizado na Carta Vulcanológica Preliminar (Nunes *et al.*, 1999). O reconhecimento de que teria ocorrido, simultaneamente, actividade vulcânica nas três unidades fundamentais que estes autores consideraram, nomeadamente o Complexo Vulcânico Topo-Lajes, o Complexo Vulcânico São Roque-Piedade e o Complexo Vulcânico da Montanha, conduziu à adopção das três colunas estratigráficas paralelas, que se mostram na Tabela II.

Tabela II – Escala vulcanoestratigráfica da ilha do Pico (*in* França, 2000)

A definição da actual vulcanoestratigrafia do Pico (Nunes, 1999, Nunes *et al.*, 1999 e França, 2000), resultante de uma cartografia de detalhe, possibilitou um melhor conhecimento do vulcanismo actuante desde há cerca de 300.000 anos, período que se estima para que a ilha tenha adquirido a sua configuração actual. Assim, a ilha do Pico ter-se-á iniciado em resultado de um vulcanismo do tipo fissural desencadeado numa zona de fractura de direcção geral WNW-ESE.

Por circunstâncias de diversa índole, em que a tectónica local e regional provavelmente foram determinantes, na região correspondente à actual localização do vulcão do Topo, uma maior produtividade lávica foi responsável pelo soerguimento de uma estrutura do tipo vulcão em escudo, há cerca de 300.000 anos. O resultado desta intensa actividade está patente no empilhamento de inúmeras escoadas *pahoehoe* compostas, com uma espessura global de várias centenas de metros, que se pode observar na zona das Lajes do Pico. No prosseguimento desta actividade vulcânica nota-se uma certa modificação no tipo de vulcanismo, que passa a ter um carácter um pouco mais explosivo, manifestado por algumas erupções estrombolianas (*cf.* Cone do Geraldo), com centros eruptivos nos flancos daquele vulcão central, ao longo de alinhamentos de orientação NE-SW a NNE-SSW. Simultaneamente, outras erupções ocorrem no topo do vulcão, provavelmente a partir da Caldeira de Santa Bárbara, que deve corresponder a uma cratera do tipo poço (*pit crater*), actualmente bastante erosionada. A actividade deste vulcão deverá ter cessado há cerca de 5.000 anos. Muitas cicatrizes morfológicas, tais como as falhas do Arrife e do Topo e a depressão de Terras Chãs, evidenciam a complexa dinâmica que foi determinante na configuração actual do **Complexo Vulcânico do Topo-Lajes**.

À medida que o vulcão do Topo crescia, concomitantemente para o seu lado ocidental e oriental, e sobre a mesma zona de fractura WNW-ESE, iam-se erguendo inúmeros cones vulcânicos, primeiramente submarinos e posteriormente dando lugar aos aparelhos subaéreos, responsáveis pela elevação da importante cordilheira que constitui o **Complexo Vulcânico São Roque-Piedade**. Estima-se que a fase subaérea se terá iniciado há cerca de 230.000 anos e prosseguido até 1562/64 (com a erupção do Mistério da Prainha), a um ritmo variável e não demonstrativo de qualquer padrão migratório sistemático dos centros eruptivos. Contudo, o grau de erosão do relevo e a alterabilidade das formações geológicas pareçam apontar no sentido de uma migração, em termos gerais, de ocidente para oriente. Constitui importante excepção a este pressuposto a erupção histórica de 1562/64, situada mais para ocidente. No evoluir dos acontecimentos verifica-se que os centros eruptivos posicionados a E do vulcão do Topo passam a definir uma direcção geral E-W.

Fig. 26 – Carta Vulcanológica Preliminar da ilha do Pico (*in* Nunes *et al.*, 1999).

Em determinado momento, no extremo ocidental daquela longa cordilheira, erguida em resposta a um intenso vulcanismo do tipo fissural, novas movimentações eventualmente associadas (1) ao sistema de falhas do *graben* da ilha do Faial; (2) à zona de Fractura Faial-Pico e (3) a acidentes de expressão local, terão potenciado uma maior extrusão de lavas numa zona mais circunscrita da ilha do Pico o que vai contribuir fortemente para a edificação do estratovulcão da Montanha do Pico (*cf.* **Complexo Vulcânico da Montanha**). Concorrem para este facto inúmeros episódios estrombolianos e havaianos, em que indubitavelmente as fases efusivas terão prevalecido e deverão ter-se centrado predominantemente no topo do estratovulcão em crescimento. A conjugação do relevo adquirido (através do vulcanismo secundário), com baixas taxas de efusão nas fases terminais de episódios focalizados no topo do vulcão central terá, provavelmente contribuído para o perfil exibido pela Montanha (França, 2000).

Não obstante a carência de datações absolutas, é possível reconhecerem-se três importantes fases de edificação neste vulcão central. A primeira é responsável por um vulcão composto, com uma altitude superior a 2050 m, que colapsa e origina uma cratera cujos resquícios são visíveis actualmente àquela altitude. Depois deste paroxismo, o vulcão volta a crescer, embora excentricamente devido a um deslocamento para NE, relativamente ao da primeira fase, da conduta central do edifício vulcânico, acabando de novo por colapsar e originar a cratera actual que se observa aos 2250 m. Finalmente, e de novo num centro eruptivo localizado a NE do anterior, observa-se uma intensa emissão de lavas que preenchem a cratera anteriormente referenciada, constituindo um lago de lava, as quais se extravasam para ENE, E e SE, onde a parede da cratera apresenta menor altitude ou colapsou. Na fase terminal deste episódio, provavelmente devido a uma taxa de efusão bastante menor, houve a possibilidade de se eriger o pequeno cone lávico do Piquinho, onde inúmeros *driblets* ou “lavas em tripa” se sobrepõem. Esta fase inclui, ainda, um episódio vulcânico, de reduzidas proporções, cujas “bocas” se alinham numa fissura eruptiva que afecta o Piquinho e as paredes da cratera principal do estratovulcão, e das quais foram emitidos piroclastos e *spatter*, que de uma forma incipiente constituíram uma pequena escoada de características clastogénicas. As datações de  $^{14}\text{C}$  permitem atribuir uma idade de aproximadamente 1700 anos BP a lavas relacionadas com a segunda fase da Montanha e de 1300 anos BP às relacionadas com o Piquinho (Nunes *et al.*, 1998, Nunes, 1999, França, 2000).

Esta migração da conduta para NE tem constituído ponto de reflexão para os diversos autores que têm desenvolvido trabalhos no Pico, (Chovelon, 1982; Forjaz, 1989; Madeira, 1998 e Nunes, 1999). Para além das hipóteses aventadas, França (2000) e França *et al.* (2001a), advogam que a mesma poderá ter resultado do movimento para SW da Microplaca dos Açores em consequência da conjugação da expansão que ocorre (1) para WSW-ENE, associada ao Rifte da Terceira e (2) para WNW-ESE da Crista Média Atlântica (Fig.27). Nestas condições, a microplaca dos Açores será submetida a uma ligeira rotação e deslocação para SW o que implicará que o centro eruptivo migre para NE, considerando que o *plumbing system* da Montanha do Pico, à semelhança do que ocorre com os “pontos quentes”, manterá uma posição fixa. Assim, a primitiva cratera deixa de estar sobre a conduta principal da Montanha do Pico e colapsará. A continuidade deste mecanismo terá conduzido aos sucessivos colapsos observados e à migração dos focos eruptivos em sentido oposto ao movimento da microplaca, ou seja, para NE.

Fig. 27 – Modelo proposto para explicar a migração para NE do centro eruptivo do topo da Montanha do Pico (*in* França *et al.*, 2001a).

O estudo das características físicas das escoadas das erupções históricas da ilha do Pico (Cruz *et al.*, 1995), associado a outros parâmetros, permitiram a Nunes *et al.* (1998) estimar que, para a formação da Montanha do Pico, deverão ter sido necessários 240.000 anos. De forma idêntica, mas a partir de novos valores de produtividade determinados com base nas escoadas do C.V. Topo-Lajes, Nunes (1999), atribui a idade de 300.000 anos a este complexo, o que se ajusta aos valores apontados por Chovelon (1982).

Litologicamente não se observam diferenças importantes entre os vários complexos vulcânicos, cujas formações são predominantemente de natureza basáltica, surgindo de forma subordinada as do tipo havaítico. No entanto, merecem realce, pela sua singularidade nesta ilha, as lavas mugearíticas/benmoreíticas emitidas durante a erupção de 1718, com foco em Santa Luzia, pelas implicações petrogenéticas que acarretam. Na avaliação dos perigos vulcânicos, este aspecto tem merecido uma atenção muito especial (França *et al.*, 1998, França *et al.*, 1999, França, 2000, França *et al.*, 2001b).

## **4.7. Ilha do Faial**

### **4.7.1. Geomorfologia**

A ilha do Faial, com um comprimento e largura máximos, respectivamente, da ordem dos 21 km e 14 km, apresenta uma forma sensivelmente pentagonal, alongada na direcção WNW-ESE. A sua área planificada é de 173,1 km<sup>2</sup>, encontrando-se o ponto de maior altitude (1043 m) no v.g. do Cabeço Gordo (Coutinho, 2000).

Morfologicamente verifica-se a existência de quatro unidades fisiográficas perfeitamente distintas: (1) o vulcão da Caldeira, numa posição mediana; (2) a Península do Capelo, a ocidente; (3) o Graben de Pedro Miguel a nordeste e (4) a Região Horta-Flamengos-Feteira a SE (Madeira, 1998; Fig. 28)

Fig. 28 - Unidades fisiográficas da ilha do Faial (modificado de Madeira, 1998 e Coutinho, 2000).

O **vulcão da Caldeira** corresponde a um importante aparelho vulcânico compósito, encimado por uma caldeira com um diâmetro de cerca de 2 km no topo e 1 km na base. A profundidade da caldeira é da ordem dos 380 m e as paredes são predominantemente abruptas. No fundo da caldeira edificou-se um cone de escórias com uma altura que ronda os 50 m. Os declives das vertentes deste vulcão poligenético vão aumentando progressivamente com a altitude. Assim, nas zonas de altitude inferior a 200 m, as inclinações pautam-se por valores inferiores a 6°, passando para valores entre os 6° e os 16° até aos 800 m-1.000 m, altitudes a partir das quais os pendores podem, em zonas muito confinadas, ser superiores a 19°.

A cobertura superficial é praticamente composta por materiais piroclásticos, tais como pedra pomes de projecção, depósitos freáticos e freatomagmáticos, escoadas piroclásticas e *lahars*, o que facilitou a instalação de uma densa rede hidrográfica radial, em determinadas zonas marcada por profundos abarrancamentos (Madeira, 1998).

A **Península do Capelo**, na zona mais ocidental da ilha do Faial, é constituída por um alinhamento de cones vulcânicos (Fig. 29), resultantes essencialmente de um vulcanismo basáltico de baixa explosividade que, no caso particular dos Capelinhos e do Costado da Nau, se caracterizaram por uma primeira fase surtseiana. A actividade destes aparelhos vulcânicos monogenéticos, ao longo duma fractura NW-SE a WNW-ESE, foi responsável pela emissão de piroclastos e lavas basálticas *s.l.*, que se derramaram para norte e sul, contribuindo substancialmente para o aumento da área da ilha primitiva. Dada a frescura e a natureza geológica da região, onde predominam as escoadas lávicas basálticas *s.l.*, não existe uma rede

hidrográfica ordenada ocorrendo a drenagem superficial ao longo de estruturas relacionadas com a morfologia dos derrames (Madeira, 1998).

Fig. 29 – Perfil longitudinal da ilha do Faial (adaptado de Madeira, 1998).

A região do **Graben de Pedro Miguel**, localizada na parte oriental da ilha do Faial, distribui-se entre o Salão e a Lomba da Espalamaca. A característica topográfica mais evidente desta zona corresponde à sua disposição em degraus, facto que decorre dos importantes movimentos tectónicos verificados ao longo das várias falhas de direcção WNW-ESE que a afectam. De norte para sul distinguem-se as seguintes lombas: (1) Lomba dos Espalhafatos, Lomba Grande e Lomba da Ribeira do Rato, com escarpas voltadas a S e relacionadas com falhas com o mesmo nome e (2) Lomba dos Frades-Lombinha e Lomba da Espalamaca, com escarpas voltadas para N, e associadas, respectivamente, à Falha da Rocha Vermelha e à Falha da Espalamaca (Madeira, 1998; Fig. 30).

Fig. 30 - Perfil transversal da ilha do Faial (adaptado de Madeira, 1998).

O padrão definido pela rede de drenagem é paralelo e nitidamente controlado pelas importantes falhas existentes nesta área. Dado o carácter recente das formações da Caldeira (1200 anos) que cobrem toda esta região e, logo, onde estão implantadas as linhas de água da zona compreendida entre as lombas Grande e da Espalamaca, verifica-se que estas redes hidrográficas se mostram pouco evoluídas (Madeira, 1998).

A **Região Horta-Flamengos-Feteira**, a SE da ilha, é delimitada pelas Feteiras, Granja, Flamengos, Farrobo e Conceição (Madeira, 1998). Nesta região insere-se um conjunto de cones estrombolianos, mais ou menos bem preservados, bem como o cone de tufos surtseiano do Monte da Guia. Entre os primeiros destaca-se, pelas suas maiores dimensões e bom estado de preservação o Monte Carneiro (257 m de altitude). Os cones vulcânicos estão ladeados por zonas mais ou menos aplanadas, constituídas por escoadas lávicas com maior ou menor cobertura pomítica e, em alguns casos, também por materiais sedimentares.

Esta é uma zona com fraca rede de drenagem, sendo a drenagem organizada constituída exclusivamente pela Ribeira dos Flamengos e pela Ribeira da Granja.

## 4.7.2. Geologia

A ilha do Faial tem sido objecto de diversos estudos alguns dos quais conducentes ao estabelecimento de uma escala vulcanoestratigráfica. Deve-se a Zbyszewski *et al.* (1959b) a primeira carta geológica desta ilha que, à semelhança das realizadas pelos mesmos autores para outras ilhas do arquipélago, é baseada essencialmente em critérios de natureza litológica. Posteriormente foram sendo propostas diversas escalas vulcanoestratigráficas (Machado & Forjaz, 1968, Forjaz, 1977, 1980a, 1980b, Chovelon, 1982, Serralheiro *et al.*, 1989 e Madeira, 1998) resultantes dos sucessivos trabalhos de pormenor que os vários autores foram desenvolvendo ao longo do tempo. Optou-se neste trabalho pela apresentação dos complexos vulcânicos estabelecidos por Serralheiro *et al.*, 1989, no âmbito da Carta Vulcanológica do Faial (Fig. 31), considerando, no entanto, algumas modificações sugeridas por Madeira (1998) e por Walker (comum. pessoal *in* Coutinho, 2000).

Fig. 31 – Carta vulcanológica simplificada da ilha do Faial (adaptado de Serralheiro *et al.*, 1989).

Neste contexto, consideram-se, por ordem decrescente de idades, os seguintes complexos e formações:

O **Complexo da Ribeirinha** engloba as formações mais antigas da ilha, com idades compreendidas entre 800.000 e 580.000 anos (Feraud, 1977), constituídas por lavas basálticas, havaíticas, muearíticas e benmoreíticas, bem como por depósitos de pedra pomes, escórias soldadas, ignimbritos e piroclastos basálticos. As escoadas lávicas apresentam-se frequentemente muito alteradas (com vesículas e juntas preenchidas por minerais secundários), sobretudo na zona da Espalamaca, salientando-se, ainda, a existência de algumas chaminés basálticas e traquíticas e um filão-chaminé de natureza basáltica.

O **Complexo dos Cedros** compreende a maioria dos depósitos vulcânicos relacionados com a base do vulcão central, cuja idade ronda os 410.000 a 30.000 anos (Baubron, 1981 *in* Chovelon, 1982). Integra escoadas lávicas de natureza basáltica a traquítica, de entre as quais se destacam os domos da Caldeira e de Castelo Branco, intercalados com depósitos de pedra pomes, *lahars*, escoadas piroclásticas e piroclastos basálticos.

A **Formação do Almojarife** ocorre na parte sudeste da ilha e compreende depósitos com cerca de 11.000 anos (Baubron, 1981 *in* Chovelon, 1982). É constituída por escoadas lávicas que variam desde os basaltos alcalinos e os basaltos olivínicos, a havaítos-mugearitos e mugearitos-benmoreítos. Por vezes surgem igualmente ankaramitos. As escoadas lávicas intercalam com níveis de pedra pomes e com piroclastos basálticos subaéreos e submarinos, os quais edificam alguns cones de escória e cones de tufos, como são os casos do Monte Carneiro e do Monte da Guia, respectivamente.

A **Formação da Caldeira** é constituída por materiais de natureza benmoreítica a traquítica, associados ao vulcanismo explosivo do vulcão central da ilha do Faial. Nesta formação foram individualizados os seguintes membros:

**Membros A e B** – com uma dispersão para oriente e para sul da caldeira, respectivamente, estes depósitos são constituídos por pedra pomes de queda, com alguns líticos. A sua idade relativa permanece, até ao momento, indeterminada (Coutinho, 2000).

**Membro C** – exhibe um zonamento que se manifesta por um nível basal de pedra pomes de queda clara, coberto por outro de pedra pomes escura. Os depósitos pomíticos mostram matrizes pobres em líticos e cristais soltos e a sua dispersão ocorre preferencialmente para SE da caldeira. A sua idade deverá ser inferior a  $6490 \pm 200$  anos, na medida em que está sobrejacente a um paleossolo ao qual foi atribuída aquela idade (Madeira, 1998).

**Membro D** – com uma dispersão preferencial NNW, este depósito de pedra pomes de queda apresenta inúmeros cristais feldspáticos isolados que chegam a atingir 8 mm de comprimento. A pedra pomes mostra-se, também, enriquecida no mesmo tipo de minerais.

**Membro E** – este depósito distingue-se do anterior pela sua estratificação nítida, bem como pela existência de diversos níveis enriquecidos em líticos, especialmente para o topo. A sua dispersão orienta-se para SSE da caldeira (Coutinho, 2000).

**Membros F e G** – a não sobreposição destes depósitos aos membros D e E torna duvidosa a sua posição estratigráfica. O depósito F mostra-se constituído por cinzas, sem clastos pomíticos ou líticos, enquanto o G corresponde a um depósito de pedra pomes de queda. Dispersam-se, respectivamente, para ENE e NE da caldeira.

**Membro H** – tal como o depósito G a sua dispersão ocorreu para NE da caldeira e é, também, constituído por pedra pomes de queda. Distingue-se daquele (1) pelas maiores

dimensões dos clastos pomíticos; (2) por se mostrar bastante enriquecido em líticos, principalmente na parte superior, o que o vai progressivamente tornando mais escuro e (3) por possuir grandes cristais de feldspato e xenólitos sieníticos.

**Membro I** – com uma idade aproximada de  $1200\pm 70$  anos (Coutinho, 2000) ou entre  $1820\pm 45$  e  $1040\pm 40$  segundo Madeira (1998), este depósito engloba leitos grosseiros de pedra pomes de queda, muitos líticos, unidades de fluxo do tipo *mudflow*, *surge* e escoadas piroclásticas. É, ainda, de destacar a presença de xenólitos sieníticos e de troncos de madeira e carvão (França, 1993).

**Membro J** – corresponde a um depósito pomítico de queda de dispersão reduzida, onde são observáveis níveis alternados bem estratificados.

O **Complexo do Capelo** enquadra os cones de escórias subaéreos e submarinos, bem como as escoadas lávicas de natureza basáltica a benmoreítica, associados ao vulcanismo fissural da zona ocidental do Faial. Neste complexo inserem-se as erupções históricas do Cabeço do Fogo (1672) e dos Capelinhos (1957-58).

Em trabalho mais recente, Pacheco (2001) apresenta uma estratigrafia de certa forma consonante com a de Madeira (1998), diferindo essencialmente nos seguintes aspectos: (1) na integração de dois grupos no Complexo Vulcânico dos Cedros, em que o Superior corresponde, grosso modo, à Formação da Caldeira e (2) na identificação e caracterização de 12 depósitos pomíticos associados ao vulcanismo central do Vulcão da Caldeira, que foram designados de C1 a C12 por ordem decrescente de idades. São, ainda, inseridos no Grupo Superior duas erupções: uma responsável pela formação do cone intra-caldeira cujo depósito de *lapilli* é referenciado por C13 e outra de natureza freática (ou freatomagmática), ocorrida em 1958, e que originou um nível pouco espesso de cinzas muito finas e claras (Machado, 1959a, 1959b, Zbyszewsky, 1960). Estes dois depósitos não foram caracterizados e/ou identificados por Pacheco (2001) pelo facto deste autor não ter tido possibilidades de aceder ao interior da Caldeira, durante os trabalhos de campo que desenvolveu na ilha do Faial.

A ilha do Faial ter-se-à iniciado pelo vulcão em escudo da Ribeirinha e terá progressivamente crescido para WNW, em consequência do vulcanismo responsável pela edificação do estratovulcão da Caldeira (Serralheiro et al., 1989 e Madeira, 1998). O vulcão da Ribeirinha, com uma morfologia residual que permite inferir o posicionamento do seu centro emissor no eixo do actual do *graben* de Pedro Miguel (Pacheco, 2001), é essencialmente constituído por escoadas basálticas a benmoreíticas, embora presente, também, algumas formações traquíticas.

Segundo Feraud (1977) os materiais associados a este aparelho vulcânico têm idades superiores a 730.000 anos.

O vulcão central da Caldeira terá emergido na zona de confluência de várias estruturas tectónicas de orientação geral WNW-ESSE, NNW-SSE e NE-SW. A fase inicial deste vulcão, devido provavelmente a fenómenos de subsidência decorrentes da dinâmica do sistema distensivo que afecta a ilha do Faial, não apresenta nenhum testemunho (Pacheco, 2001). Para Baubron (1981 *in* Chovelon, 1982) a transição entre esta 1ª fase e as subsequentes deverá ter ocorrido há mais de 410.000 anos. Na evolução subaérea deste estratovulcão há a assinalar, de forma genérica, as seguintes fases (1) um período inicial caracterizado por um vulcanismo essencialmente efusivo e/ou de moderada explosividade, representado por escoadas lávicas de natureza basáltica a benmoreítica, que terão constituído um vulcão em escudo, e que no seu conjunto são englobadas no Grupo Inferior do Complexo Vulcânico dos Cedros e (2) outro, predominantemente explosivo, em que pelo menos 12 erupções traquíticas ou benmoreíticas, terão produzido depósitos pomíticos de queda, depósitos de surges e de escoadas piroclásticas e que constituem o Grupo Superior do Complexo Vulcânico dos Cedros (Pacheco, 2001). Os produtos evoluídos detectados no Grupo Inferior, embora esporádicos, parecem evidenciar a presença de uma câmara magmática subjacente a este vulcão já neste período. A importância desta câmara é, no entanto, ressaltada através das erupções subplinianas que ocorreram nos últimos 16.000 anos e que produziram os depósitos enquadrados no Grupo Superior do Complexo Vulcânico dos Cedros e a formação da actual caldeira com uma idade aproximada de 1200 anos (Pacheco, 2001).

Depois da formação destes dois aparelhos vulcânicos, a ilha do Faial cresce para SE, em resposta a um vulcanismo fissural, com uma direcção geral idêntica à do *Graben* de Pedro Miguel, originando a Plataforma da Horta (Pacheco, 2001). Nestas condições assiste-se a um vulcanismo hidromagmático, do tipo surtseiano (representado actualmente, por exemplo, pelo Monte da Guia e seus depósitos de tufos), o qual posteriormente dá passagem a uma actividade eruptiva de baixa a média explosividade, consentânea com as condições físicas que vão permitir o isolamento das condutas e, conseqüentemente, o aparecimento de vulcanismo subaéreo do tipo havaiano ou estromboliano. Com um controle tectónico idêntico, e sobre o flanco W do Vulcão da Caldeira, dá-se a formação da Península do Capelo, correspondendo a um sistema vulcânico fissural. Tal como a Plataforma da Horta, esta Península exhibe formas e produtos vulcânicos que atestam que resultou de um vulcanismo dos tipos surtseiano, havaiano e

estromboliano. É nesta zona que se encontram os focos eruptivos de duas erupções históricas: a de 1672/73 (Machado, 1959c, 1959d, 1962, 1967) e a de 1957/58, dos Capelinhos. À semelhança do que foi considerado para o Pico (Nunes et al, 1998, Nunes, 1999, França, 2000), os fenómenos vulcânicos, associados a cada uma das unidades estratigráficas estabelecidas para a ilha do Faial, foram simultâneos ou intercalados no tempo.

Salienta-se que a erupção dos Capelinhos (1957/58) representa para os Açores um momento excepcional no âmbito da vulcanologia por ter atraído a atenção da comunidade científica da época, o que ocasionou a publicação de importantes trabalhos, nomeadamente, os de Branco *et al.* (1959), Zbyszewski (1960), Assunção (1959), Machado (1958a, 1958b, 1959a, 1959b, 1960), Machado & Forjaz (1968), Machado *et al.* (1959), Tazieff (1959) e mais recentemente Cole *et al.* (2001). Em Forjaz (1997) encontra-se uma compilação dos trabalhos mais importantes desenvolvidos sobre esta temática.

## 4.8. Ilha das Flores

### 4.8.1. Geomorfologia

A ilha das Flores, apresenta uma forma aproximadamente elíptica e desenvolve-se segundo a direcção N-S. As suas dimensões máximas são da ordem de 16,5 km por 11,5 km e a sua área é de cerca de 143 km<sup>2</sup>. O Morro Alto, com uma altitude de 915 m é o seu ponto mais elevado. A configuração do litoral N e S da ilha, com um traçado rectilíneo bem evidente, parece evidenciar os efeitos de uma tectónica de carácter regional, ao invés do que se observa nos lados W e E, onde a conjugação de acidentes tectónicos de menor expressão e de uma erosão diferenciada foi recortando engenhosamente a linha da costa.

Morfologicamente, as Flores são marcadas pela existência de uma zona central aplanada que se desenvolve entre as cotas dos 500 m e 915 m - o *Plateau* Central (Azevedo, 1998), que Zkyszewski *et al.* (1968a) separam em **degrau setentrional** e **degrau meridional**, com o primeiro a ocupar maiores altitudes e menor área plana. A passagem deste planalto para o litoral ocorre quase sempre através de escarpas ou zonas de declive superior a 40° a 45°, constituindo excepção as regiões de Santa Cruz e do Porto das Lajes. Aspectos bastante marcantes na geomorfologia da ilha são (1) as fajãs que ocorrem na base das escarpas interiores e que se mostram constituídas essencialmente por materiais de natureza epiclástica e (2) as quebradas de natureza também epiclástica, mas recentes, que se desenvolvem no sopé de escarpas costeiras ou

interiores (Azevedo, 1998). Neste contexto, podem-se considerar dois domínios geomorfológicos distintos na ilha das Flores: (1) o Maciço Central, englobando o *Plateau* Central e as zonas periféricas adjacentes que se espalham até ao topo das escarpas costeiras ou interiores e (2) a Orla Periférica, que abrange as escarpas e as plataformas de sopé adjacentes (Azevedo, 1998).

No Maciço Central há a reportar (1) uma série de cones vulcânicos de dimensões diversas, tais como por exemplo, o Morro Alto, o Pico Negro, o Pico do Touro; (2) crateras de explosão associadas a erupções hidromagmáticas (*maars*) preenchidas, por vezes, por lagoas, de que são testemunho as lagoas Funda, Negra e Comprida; (3) resquícios de grandes caldeiras actualmente bastante camufladas na sequência de episódios vulcânicos posteriores à sua formação e (4) chaminés e diques, como, por exemplo, em Pedra Alta, Sanguinhal e Piquinhos. As referidas caldeiras poderão ser observadas (1) uma, no sector W do *Plateau* Central, correspondendo a sua base à zona aplanada delimitada pelo Morro Alto (a N), Pico dos Sete Pés (a NE), Morro dos Frades (a E), Pico do Touro (a SE), Cabouco (a S) e pela escarpa da Fajãzinha e o alinhamento Rocha-Morro Alto (a W); (2) outra, a sul do *Plateau* Central, junto à Lagoa Funda, onde duas pequenas áreas aplanadas, à cota de 500 m, correspondem à base desta caldeira antiga e (3) uma terceira caldeira, a oriente do *Plateau* Central, delimitada pela elevação da Manga e pelo conjunto de chaminés e diques anteriormente designados. Com características morfológicas e cronológicas correlacionáveis com aquelas caldeiras aparecem, também, a caldeira do Mosteiro, a caldeira a SW dos Cedros e um centro emissor a NE da Lagoa Funda (Azevedo, 1998).

De referir, ainda, a existência de um vale de direcção ESE-WNW, na ilha das Flores, de extensão considerável, que é conhecido como o vale das Lajes ou da Boca da Baleia e que poderá corresponder a uma estrutura em *graben* (Azevedo, 1998). Os perfis da Fig. 32 evidenciam alguns dos aspectos anteriormente referidos.

Fig. 32 – Perfis topográficos da ilha das Flores (modificado de Azevedo, 1998).

#### **4.8.2. Geologia**

A primeira carta geológica da ilha das Flores foi realizada por Zbyszewski *et al.* (1968), na escala 1:25.000. Neste trabalho, os referidos autores consideraram cinco unidades vulcano-estratigráficas, posteriormente reformuladas por Azevedo *et al.* (1986) e Morisseau (1987), com base em levantamentos geológicos e nos resultados de datações radiométricas (Feraud *et al.*, 1980).

Morisseau (1987) definiu as seguintes unidades vulcano-estruturais: Unidades Antigas do Lagedo e da Ponta das Barrosas, Edifício Basáltico de Aguinhas, Estratovulcão de Madeira Seca, Vulcão Central, Edifício Basáltico do Morro Alto e Escoadas lávicas pós-Caldeira e centros eruptivos holocénicos.

Mais recentemente Azevedo (1998; Fig. 33), retomando a metodologia utilizada em 1986, elaborou uma nova carta geológica para a ilha das Flores à escala 1:15.000 onde, genericamente, considera dois grandes complexos vulcânicos: o **Complexo de Base** e o **Complexo Superior**. O Complexo de Base corresponde a todas as formações que servem de substrato ao Complexo Superior e, que constituíram a proto-ilha das Flores. Nestas circunstâncias, a sua ocorrência subaérea é limitada, uma vez que terá resultado da evolução geotectónica e geomorfológica da ilha e das oscilações quaternárias do nível médio das águas do mar (Azevedo, 1998). Este autor, tendo em conta principalmente a localização geográfica, associada no entanto a outros parâmetros, dividiu, respectivamente, os afloramentos do Complexo de Base Sudoeste e do Complexo de Base Nordeste nas seguintes formações: (1) Formação do Mosteiro-Lajedo, Formação da Fajãzinha e Formação Vulcanoclástica das Lajes e (2) Formação da Ponta do Pesqueiro, Formação de Ponta Delgada-Fazenda de Sta. Cruz, Formação Vulcanoclástica da Fazenda de Sta. Cruz e Formação da Rib<sup>a</sup> da Cruz. Datações radiométricas efectuadas em rochas do Complexo de Base e no Complexo Superior, bem como critérios estratigráficos, permitiram que as formações acima referidas, independentemente da sua situação geográfica, fossem divididas em duas unidades: **Complexo de Base 1 (CB1)**, posicionada superiormente, e **Complexo de Base 2 (CB2)**. No Complexo de Base 1 foram integradas três sub-unidades (**a**, **b** e **c**) e no Complexo de Base 2 duas (**d** e **e**), com as seguintes idades (Azevedo, 1998):

CB1 (a) entre 0,75-0,80 Ma e 0,65-0,70 Ma

CB1 (b) entre 1,0-1,5 Ma e 0,75-0,80 Ma

CB1 (c) entre  $\cong$  1,8 Ma e 1,0-1,5 Ma

CB2 (d) entre 2,0-2,5 Ma e  $\cong$  1,8 Ma

CB2 (e) > 2,5 Ma B.P.

Litologicamente este Complexo de Base apresenta basaltos, havaítos e produtos vulcanoclásticos, estes predominando relativamente àqueles. Relativamente aos basaltos e aos havaítos é de referir o alto grau de alteração que por vezes exibem e que se manifesta nomeadamente no aparecimento de níveis altamente argilizados. Na generalidade a alterabilidade dos vulcanitos é bastante profunda, ocorrendo frequentemente litificações secundárias.

O **Complexo Superior (CS)** é constituído pelos materiais vulcânicos emitidos durante as várias erupções subaéreas que ocorreram na ilha das Flores, e que se encontram em todo o Maciço Central e em cerca de 60 a 70% da Orla Periférica. Neste Complexo foram consideradas três unidades (**1, 2 e 3**) e oito sub-unidades distribuídas da seguinte forma: **A, B, C e D (CS1)**; **E e F (CS2)** e **G e H (CS3)**.

Fig. 33 – Carta geológica da ilha das Flores (Azevedo, 1998)

Azevedo (1998) estabeleceu os seguintes limites temporários entre as várias unidades:

|                   |                              |
|-------------------|------------------------------|
| CS3 (Superior -H) | entre 0,003 Ma e 0,002 Ma    |
| CS3 (Superior -G) | entre 0,22 Ma e 0,003 Ma     |
| CS2 (Intermédia)  | entre 0,4 Ma e 0,22 Ma       |
| CS1 (Inferior)    | entre 0,67 Ma a 0,54 Ma B.P. |

Nestas unidades ocorrem lavas basálticas, havaíticas, mugearíticas e benmoreíticas, bem como cones de piroclastos e depósitos freatomagmáticos. Neste tipo de depósitos, associados à formação dos *maars* da Lagoa Comprida e da Caldeira Funda das Lajes, foram identificados nódulos sieníticos (Monod & Varet, 1976 e França, 1993).

## 4.9. Ilha do Corvo

### 4.9.1. Geomorfologia

A ilha do Corvo apresenta um comprimento máximo de 6,3 km, segundo N-S, e uma largura de cerca de 4 km, segundo E-W. Cobre presentemente uma superfície total de 17,12 km<sup>2</sup>, com uma clara assimetria na sua configuração relativamente ao posicionamento da caldeira do vulcão central, que evidencia um claro predomínio duma erosão marinha de direcção NW e oeste. Pela extrapolação das dimensões da caldeira e a análise das imponentes arribas oeste e norte, poder-se-á estimar uma área da ordem dos 28 km<sup>2</sup> para a configuração inicial da ilha do Corvo, anterior a uma actuação mais intensa dos processos erosivos marinhos.

Aquela assimetria está bem patente nos perfis N-S, E-W e NE-SW da figura 34, com os flancos NW e oeste do vulcão central bastante abruptos e em claro contraste com os flancos leste e sul, de declives mais suaves e que se apresentam recortados por uma rede de drenagem de padrão radial centrífugo, localmente condicionado por falhas radiais que afectam o vulcão central. A erosão marinha afectou sobretudo aqueles sectores onde, concomitantemente, existem

os depósitos piroclásticos mais significativos da ilha. Importantes movimentos de massa, contribuíram, igualmente, para o recuo daquelas arribas, eventualmente em conjugação com algum controle de natureza tectónica.

Fig. 34 – Perfis da ilha do Corvo (modificado de Medeiros, 1987 *in* França *et al.*, 2003).

A ilha do Corvo é morfologicamente dominada pelo seu vulcão central, com um diâmetro médio de 5 km ao nível do mar, no topo do qual existe uma caldeira de subsidência elíptica, com uma profundidade máxima da ordem dos 300 m. É no bordo sul deste vulcão que se encontra o ponto mais elevado da ilha, o Estreitinho, com 718 metros.

A partir da actual configuração dos flancos do vulcão central, mormente dos seus declives, poder-se-á estimar uma elevação máxima da ordem de 900 a 1.000 metros para o topo do vulcão central anterior ao respectivo colapso e à formação do Caldeirão. No seu interior observam-se vários cones de escórias e de *spatter* (que em certos casos atingem uma altura de cerca de 30 m), pequenas lagoas e zonas alagadiças/pantanosas. Nas encostas S e SE deste estratovulcão estão implantados os cones de escórias da Coroinha (ou Cortinhas), do Morro da Fonte e da Coroa do Pico, apresentando-se os dois primeiros, de maiores dimensões, com uma morfologia mais bem preservada e com crateras melhor definidas (Fig. 35).

Fig. 35 – Esquema morfo-vulcânico simplificado da ilha do Corvo. 1- alinhamentos vulcano-tectónicos deduzidos; 2- arco de cratera; 3- arco de caldeira. A ponteados indicam-se os cones de escórias, a tracejado a fajã (delta) lávica da Vila Nova do Corvo e a sombreado as lagoas do Caldeirão (*in* França *et al.*, 2003).

Inúmeros filões cortam as arribas segundo pendores extremamente acentuados. A zona menos declivosa da ilha e de altitude reduzida, localizada a S, corresponde a um delta/fajã lávica, onde está instalada a Vila Nova do Corvo.

#### **4.9.2. Geologia**

Em meados dos anos 60 foi editada a carta geológica da ilha do Corvo, pelos Serviços Geológicos de Portugal, elaborada por Zbyszewski *et al.* (1967), os quais consideraram cinco fases vulcânicas principais na evolução dessa ilha. Ainda segundo estes autores, a erupção mais recente da ilha do Corvo foi de natureza fissural e parece ser imediatamente posterior ao Tirreniano (ou seja, terá ocorrido há cerca de 80.000-100.000 anos), correspondendo a lavas basálticas *s.l.* emitidas numa fissura localizada a NW do Topo e que fluíram até à Ponta Negra, sobre a fajã lávica da Vila Nova do Corvo.

Em trabalhos recentemente disponibilizados, Dias (2001) e Azevedo *et al.* (2003) apresentam uma cartografia preliminar para a ilha do Corvo, incluindo uma carta geológica na escala 1:10.000. Estes autores consideram a existência nesta ilha de dois complexos vulcânicos:

- 1) o Complexo de Base, mais antigo e associado às fases terminais da construção proto-insular (*e.g.* formações geológicas resultantes de um vulcanismo submarino), e que inclui: (a) sequências piroclásticas com raras intercalações lávicas de natureza básica – CB2 e (b) sequências de brechas e tufos hialoclastíticos palagonitizados de natureza básica – CB1, sobre a sequência anterior;

- 2) o Complexo Superior, compreendendo todas as formações geológicas associadas ao vulcanismo insular (*e.g.* actividade vulcânica subaérea), e que incluem, da mais antiga para a mais recente: (a) a unidade CS1, de formações lávico-piroclásticas de natureza basáltica e hawaítica, bem como níveis de pedra pomes; (b) a unidade CS2, incluindo sequências lávicas e lávico-piroclásticas, de natureza basáltica e hawaítica, de rochas porfíricas e pró-afíricas; e (c) a unidade CS3, de depósitos piroclásticos estrombolianos e freatomagmáticos.

Dado que, na bibliografia disponível à data, não existiam datações para a ilha do Corvo, aqueles autores realizaram três datações pelo método K-Ar, no Laboratório de Geocronologia do Departamento de Ciências da Terra, da Universidade de Coimbra, embora apenas duas apresentem resultados compatíveis com as observações de campo (Azevedo *et al.*, 2003). As idades obtidas foram de  $0,71 \pm 0,49$  M.a., para uma escoada de basalto-hawaíto colhida no Porto da Casa (e integrada na unidade CS1) e de  $0,43 \pm 0,34$  M.a. para uma escoada basáltica colhida na base da escarpa situada a norte do Porto da Casa (e integrada na unidade CS2).

No decurso de trabalhos de campo realizados em 2001 e 2002, por equipa da Universidade dos Açores (*cf.* França *et al.*, 2003), procedeu-se a uma caracterização dos produtos vulcânicos existentes na ilha, bem como à amostragem das formações geológicas mais significativas. Os

estudos decorrentes permitiram o estabelecimento de uma vulcanoestratigrafia preliminar, aqui apresentada, por ordem decrescente de idades (França *et al.*, 2003):

1 -VULCANISMO ANTE-CALDEIRA, onde se pode individualizar a unidade superior, a unidade inferior e as formações submarinas. Neste contexto engloba-se na unidade superior, os Cabeços da Coroa do Pico, do Morro da Fonte (bem como a fajã constituída pelas lavas por ele emitidas) e os dois cones soterrados da Ribeira do Feno e da Ribeira do Cerrado das Vacas (Fig. 35). A unidade inferior inclui a sequência de escoadas lávicas compostas (*pahoehoe e aa*), predominantemente observáveis no lado oriental da ilha e que integram o vulcão em escudo (*shield volcano*) primitivo, os depósitos estrombolianos que se encontram preferencialmente nas arribas W e NW da ilha, as escoadas que os sobrepõem e, ainda, os filões que as alimentam. Finalmente, as formações submarinas integram os depósitos hidromagmáticos de piroclastos submarinos que ocorrem na base das arribas SW e N da ilha do Corvo.

2- FORMAÇÕES SIN-CALDEIRA, que engloba os depósitos pomíticos, plinianos a subplinianos, os *lahars*, os *surges* e outros fluxos piroclásticos associados ao colapso do edifício vulcânico e à formação do Caldeirão;

3- FORMAÇÕES PÓS-CALDEIRA, que incluem (1) a escoada basáltica *s.l.*, de textura afírica exibindo raros cristais de plagioclase, oriunda da zona do “Pão de Açúcar” e que se desenvolve sobre o delta (ou fajã) lávico da Vila Nova do Corvo, com uma direcção aproximada NNW-SSE, terminando no Alto do Moinho/Ponta Negra; (2) os cones de piroclastos e de *spatter* intra-caldeira (*e.g.* Montinho do Queijo, Cachimbo, Malaguetas) e (3) o cone de escórias da Cova Vermelha (Cortinhas) e as lavas a ele associadas;

4- FORMAÇÕES RECENTES, que compreendem essencialmente materiais de natureza epiclástica, de entre os quais (1) importantes depósitos aluviais localizados no fundo do Caldeirão e os depósitos torrenciais/de enxurrada associados às linhas de água; (2) depósitos de vertente, que se encontram melhor expressos nas arribas da ilha do Corvo, em especial a W, N e SW da ilha, bem como na base da arriba fóssil da Vila Nova do Corvo, e que estão associados sobretudo a quebradas e a desmoronamentos e (3) cascalheiras de praia, que se observam na base das arribas em muitos locais da ilha.

A reconstituição da história vulcânica da ilha do Corvo mostra que esta ilha, à semelhança das restantes do arquipélago, emergiu na sequência de episódios vulcânicos submarinos, que sucessivamente foram dando lugar a um vulcanismo subaéreo, predominantemente do tipo havaiano. Neste contexto, ter-se-á erigido a proto-ilha do Corvo, constituída predominantemente,

numa fase inicial, por um vulcão em escudo. Na verdade, os resquícios de depósitos de tufos surtseianos (com estratificação bem definida) observáveis nas arribas ocidentais (*e.g.* Pingas) e norte (*e.g.* Ponta do Marco) e, os empilhamentos lávicos, predominantemente de escoadas *pahoehoe* compostas, fundamentalmente visíveis no lado oriental da ilha, parecem consolidar este pressuposto.

A esta primitiva etapa efusiva, fissural, ter-se-á seguido uma outra de carácter mais explosivo, do tipo estromboliano, testemunhada pelos inúmeros depósitos piroclásticos basálticos observáveis nas arribas do lado ocidental da ilha. Esta etapa terá dado lugar posteriormente a um vulcanismo efusivo e filoniano, atestado, quer pela densa e complexa rede de diques que atravessam as formações anteriores, quer pelas escoadas, normalmente espessas, que originaram e que se intruíram entre aquelas formações, ou que se extravasaram à superfície.

A partir de certa altura o complexo sistema de alimentação profundo (*plumbing system*) desta ilha parece ter-se modificado, dando lugar à formação de um reservatório magmático, que permitiu o desenvolvimento de um vulcão central compósito, onde para além de erupções terminais ocorreram também erupções secundárias nas suas vertentes, as quais originaram vulcões adventícios, tais como a Coroa do Pico e o Morro da Fonte, entre outros actualmente desmantelados ou soterrados.

É deste último cone vulcânico que são emitidas as lavas que vêm a constituir a actual fajã lávica onde se encontra implantada a maior parte da Vila Nova do Corvo. A parte NE, mais elevada, desta povoação não está implantada sobre essas lavas, desenvolvendo-se, pelo contrário, sobre uma outra escoada, mais antiga, pontualmente com características escoriáceas, que cobre o empilhamento lávico que se observa a nordeste do Porto da Casa, derramando-se sobre os materiais de uma primitiva fajã detrítica resultante de mecanismos essencialmente gravitacionais. A ausência de uma fonte próxima responsável pela emissão daquelas lavas mais escoriáceas permite levantar a hipótese de que as mesmas possam corresponder a uma primeira fase eruptiva do Morro da Fonte.

A presença de uma câmara magmática subjacente ao estratovulcão do Corvo permitiu uma evolução magmática que conduziu a um vulcanismo ácido, muito explosivo, do tipo pliniano a subpliniano, atestado (1) pelas sequências pomíticas, que só excepcionalmente se encontram bem preservadas em raros afloramentos e (2) pelos blocos sieníticos dispersos em leitos de ribeira e em depósitos de enxurrada/*lahars*.

Os afloramentos pomíticos mais significativos e melhor preservados ocorrem essencialmente para E, S e SE da caldeira do Corvo, nomeadamente nos flancos SE do Morro da Fonte (*e.g.* na estrada para o Caldeirão), na região Alqueve-Palheiros e cobrindo a fajã lávica na zona contígua ao Pão de Açúcar. Para além dos depósitos de pedra pomes de queda e de sequências hidromagmáticas, observam-se, também, *lahars* associados ao colapso que originou a formação da caldeira.

Depois deste paroxismo a actividade vulcânica desta ilha resume-se: (1) a um vulcanismo intra-caldeira consubstanciado nos cones de piroclastos e de *spatters* do Montinho do Queijo e do Cachimbo, entre outros de menor expressão; (2) à formação do Cabeço da Cova Vermelha e (3) ao último episódio eruptivo da ilha do Corvo, de natureza filoniana, do qual resultou a escoada lávica que se estende desde o Pão de Açúcar até ao Alto do Moinho. No que concerne ao episódio relacionado com a Cova Vermelha verifica-se que terá sido de grande magnitude, dado as dimensões do cone, a área de dispersão dos piroclastos (que estão preferencialmente a W e a NW do mesmo) e as enormes dimensões das bombas e blocos emitidos durante esta erupção.

Durante os trabalhos de campo levados a efeito pela UA não foram encontrados materiais susceptíveis de uma datação pelo método do radiocarbono, designadamente restos de troncos carbonizados, níveis de matéria orgânica, etc. Deste modo, as idades indicadas por Dias (2001) e Azevedo *et al.* (2003) constituem as únicas datações absolutas conhecidas para esta ilha, para além da idade “imediatamente posterior ao Tirreniano” (i.e. 80.000 a 100.000 anos) sugerida por Zbyszewski *et al.* (1967) para a última erupção na ilha do Corvo, na zona do Pão de Açúcar – Topo.

Com base numa análise comparativa da morfologia das ilhas do Corvo e das Flores (incluindo dos respectivos cones secundários), bem como do grau de alteração evidenciado pelos produtos vulcânicos (em especial das escoadas lávicas), França *et al.* (2003) sugerem uma idade Plistocénica Inferior, da ordem de 1 a 1,5 milhões de anos, para as rochas mais antigas da ilha do Corvo. Com efeito, as várias chaminés vulcânicas (em cones de escórias) que se observam na ilha das Flores e os acentuados níveis de alteração evidenciados por muitas escoadas lávicas (por vezes quase totalmente argilizadas), como uma que ocorre em Ponta Delgada daquela ilha, não encontram paralelo na ilha do Corvo. Adicionalmente, o profundo entalhe das linhas de água das Flores e os níveis atingidos pela erosão, que deixaram aflorantes uma importante rede de filões (sob a forma de “muralhas”) são igualmente marcantes na paisagem florentina. Refira-se que

“muralhas” filonianas, de pequena extensão, se observaram na ilha do Corvo apenas na região oeste do Morro da Fonte e no interior no Caldeirão.

Assim, e em conclusão, a idade de  $710.000 \pm 490.000$  anos indicada por Azevedo *et al.* (2003) para rochas da ilha do Corvo amostradas nas proximidades do Porto da Casa, parece compatível com a idade de 1 a 1,5 M.a. proposta por França *et al.* (2003) para as rochas mais antigas do Corvo, atendendo (1) ao posicionamento vulcanoestratigráfico (*cf.* unidade CS1) das rochas do Porto da Casa e (2) há inexistência, actualmente, de datações absolutas para as formações geológicas mais antigas (*cf.* Complexo Base), que afloram nas arribas Oeste, próximo de Pingas.

As lavas da ilha do Corvo variam de basaltos a traquitos, embora os termos petrográficos predominantes sejam basaltos, picrobasaltos e traquibasaltos. Algumas rochas, com teores de olivina normativa superiores a 10%, são basanitos (França & San José 2004, *em preparação*). As rochas desta ilha inserem-se, à semelhança dos litótopos das restantes ilhas do arquipélago dos Açores, na série alcalina, tendo-se originado em ambiente intra-placa.

Os modelos de terras raras (TR), obtidos por normalização com os meteoritos condríticos, mostram um enriquecimento de TR leves, relativamente às TR médias e pesadas o que se coaduna com lavas resultantes de pequenos graus de fusão parcial ou oriundas de fontes mantélicas enriquecidas naquele tipo de elementos químicos. Comparando o padrão de TR do traquito com o dos restantes vulcanitos verifica-se, que aquele apresenta (1) um maior enriquecimento em TR médias e pesadas e (2) uma acentuada anomalia negativa em európio. Esta anomalia parece ser indicativa da fraccionação de plagioclases, o que deverá ter tido implicações no processo evolutivo daquela rocha.

Os estudos geoquímicos parecem comprovar a vulcanoestratigrafia e a reconstituição da história vulcânica desta ilha, descritas anteriormente. Na realidade, constata-se, que depois de um período de vulcanismo predominantemente efusivo ou de baixa explosividade (associado a lavas de natureza básica), que se seguiu à fase submarina de edificação da proto-ilha do Corvo, o magma pôde permanecer durante um certo período de tempo em câmara magmática subjacente ao estratovulcão do Caldeirão e, por cristalização fraccionada, evoluiu e enriqueceu em sílica, tornando-se, conseqüentemente, mais viscoso. Tal facto foi responsável pelos episódios mais explosivos que ocorreram na ilha do Corvo e que estão representados nas diversas sequências deposicionais, plinianas a sub-plinianas, patentes em diversos afloramentos desta ilha (e.g. pedra pomes).

## 5. Aspectos petrológicos e geoquímicos

Pode-se considerar que Gaspar Frutuoso (séc. XVI) se encontra entre as personalidades pioneiras que apresentaram descrições sobre as rochas dos Açores. Posteriormente, outros autores desenvolveram alguns estudos petrográficos nestas ilhas mas, é indubitável que os primeiros trabalhos de índole geoquímica sobre as rochas do arquipélago só surgem no séc. XX, com Esenwein (1929).

Mais recentemente, vários cientistas, dos quais se salientam Assunção & Canilho (1969/1970), Schmincke & Weibel (1972), Schmincke (1973), Flower *et al.* (1976), Self & Gunn (1976), White *et al.* (1975 e 1979), Fetter (1981), Storey (1981 e 1982), Storey *et al.* (1984 e 1989), Chovellon (1982), Lemarchand (1984), Fidczuk (1984), Maund (1985), Rodrigues *et al.* (1985), Rodrigues *et al.* (1989), França (1993), Almeida & Rodrigues (1993), França & Rodrigues (1993/4), França *et al.* (1995a), Oskarsson *et al.* (1994 e 1995), Widom & Shirey (1996), França (2000), França *et al.* (2001c) e Almeida (2001) apresentam trabalhos de investigação que incidem, quer na globalidade das ilhas, quer especificamente sobre determinadas ilhas ou mesmo complexos vulcânicos de algumas delas.

A generalidade das rochas do arquipélago projecta-se no campo dos basaltos alcalinos, coexistindo, no entanto, algumas rochas que se inserem na área dos basaltos transicionais. Este facto foi constatado, nomeadamente por Schmincke (1973), na ilha Terceira, Fernandez (1982) nas séries mais antigas do Nordeste (ilha de São Miguel), Maund (1985) na Serra das Fontes (na ilha Graciosa), Oskarsson *et al.* (1994), no Complexo Vulcânico das Furnas (São Miguel) e no Pico por França *et al.* (1995a).

As ilhas do arquipélago dos Açores são essencialmente basálticas, embora ocorram também, com menor representatividade, rochas de natureza ácida. Neste contexto, ao invés do observável nas ilhas do Pico, São Jorge e Santa Maria, predominantemente constituídas por basaltos ou basaltos alcalinos picríticos, as restantes ilhas apresentam uma litologia mais variada que se estende dos basaltos alcalinos picríticos aos traquitos, englobando também havaítos e mugearitos (Self & Gunn, 1976).

Schmincke & Weibel (1972) e Schmincke (1973) reportam a existência de traquitos comendíticos, nas ilhas Terceira e São Miguel, e de comenditos e panteleritos, na ilha Terceira. Maund (1985) refere a presença de traquitos comendíticos e comenditos na Graciosa e Rodrigues *et al.* (1995), constata a existência de comenditos e riolitos no complexo vulcânico das Furnas, em São Miguel.

A análise dos elementos maiores de rochas das diferentes ilhas permite a constatação de que: (1) as lavas da ilha Terceira são mais peralcalinas, mais sobressaturadas e têm razões  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  mais elevadas do que as lavas com correspondentes índices de diferenciação (I.D.) de São Miguel (Schmincke, 1973); (2) São Miguel é a ilha mais potássica (Schmincke & Weibel., 1972; Schmincke, 1973); (3) a generalidade das lavas da Terceira tende a ser mais saturada em sílica do que as das outras ilhas (White *et al.*, 1979) e (4) Santa Maria, para além de apresentar basaltos altamente subsaturados exhibe, igualmente, os basaltos mais sódicos do arquipélago (White *et al.*, 1979).

As diferenças geoquímicas inter-ilhas acentuam-se ao nível dos elementos em traço. Neste contexto, verifica-se que (1) as rochas de São Miguel mostram concentrações mais elevadas de Rb, Cs, Ti, Ba, Cr, Hf, Ta, Th, Sr e terras raras leves (LREE), do que idênticas rochas das outras ilhas (White *et al.* 1979), bem como é evidente uma variação regular nas razões isotópicas e nos elementos incompatíveis de E para W, que parece relacionada com a idade das formações vulcânicas (Feraud *et al.*, 1980; Fetter, 1981); (2) os basaltos de Santa Maria apresentam altos conteúdos de Ba, Sr, Hf, Ta, P e LREE (White *et al.*, 1979) e valores anómalos de Y (Gaspar *et al.*, 1990); (3) as Flores e o Corvo têm os modelos mais fraccionados de terras raras, altas concentrações de Rb, Cs, Ba, Ta, Th e valores elevados de Ta/Hf (White *et al.*, 1979), razões isotópicas de Sr comparáveis às do MORB da zona da Plataforma dos Açores e razões de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  relativamente elevadas e compatíveis com a hipótese de uma fonte enriquecida em  $^{232}\text{Th}$  radiogénico (Lemarchand, 1987); (4) na ilha do Faial observam-se razões relativamente altas de Rb/Sr, La/Sm e Ta/Hf; (5) na Terceira as lavas denotam altos teores de Ba e terras raras pesadas (HRRE), e simultaneamente baixas concentrações de Sr, Hf, Ta e Th (White *et al.*, 1979); (6) as ilhas Terceira, São Jorge e Graciosa têm características geoquímicas muito homogêneas e idênticas às da Zona FAMOUS, excepto no que se refere às razões Th/Hf que são nitidamente menores nesta zona (Lemarchand, 1987) e (7) as ilhas do Pico e do Faial apresentam características geoquímicas intermédias entre o grupo constituído pela Terceira, São Jorge e Graciosa e o formado por Santa Maria e São Miguel (Lemarchand, 1984 e 1987).

A incidência de rochas da série alcalina nas diferentes ilhas contrasta com o carácter toleítico dos basaltos da Crista Média Atlântica (MORB). Não obstante, as diferenças são mais notórias quando se comparam os basaltos das ilhas oceânicas (OIB) com os basaltos “normais” da Crista Média Atlântica (MORB-N), do que com os basaltos enriquecidos do troço da CMA que interactiva com a Plataforma dos Açores (MORB-E). Relativamente aos OIB e aos MORB-E, as diferenças mais significativas manifestam-se por uma maior concentração de elementos de largo

raio iónico (LILE) nos OIB. Entre as possíveis explicações para este facto, a que parece mais plausível é a de que os dois tipos litológicos terão resultado de uma mesma fonte mantélica, através de diferentes graus de fusão parcial que terá ocorrido a diversas profundidades. Na realidade, a análise da Tabela 2, permite inferir que o grau de fusão dos basaltos alcalinos deverá ser aproximadamente metade do dos toleítos, o que conduzirá a um enriquecimento duplo em LILE nos primeiros (White *et al.*, 1976 e 1979).

Tabela III – Comparação das concentrações médias dos LILE, em ppm, nos MORBs da Plataforma dos Açores e nos basaltos alcalinos das ilhas dos Açores (*in* França, 1993).

A similaridade das razões  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  e das concentrações de Ni, Cr, Co e Sc das lavas menos evoluídas destes toleítos e dos basaltos alcalinos exclui a hipótese de que as diferenças observadas resultem de diferentes magnitudes de cristalização fraccionada, a partir de uma única fonte mantélica. Por outro lado, o facto das razões isotópicas de Sr em seis das ilhas dos Açores serem idênticas às dos toleítos da CMA adjacente, com valores que variam entre 0,70332 e 0,70354, apontam também no sentido de fontes mantélicas geoquimicamente semelhantes, embora, podendo apresentar ligeiras heterogeneidades. Relativamente às ilhas do Pico, Faial e, sobretudo, São Miguel, onde as razões isotópicas de Sr, nesta ilha, chegam a atingir o valor de 0,70525, poder-se-à pensar que se terão originado a partir de fontes mantélicas distintas das restantes (White *et al.*, 1976 e 1979).

As diferenças, entre os toleítos dos segmentos normais da Crista Média Oceânica e os da zona que interactua com a Plataforma dos Açores, expressam-se, especialmente, por um maior enriquecimento em LILE, isótopos de Sr e de Pb (Hart *et al.*, 1973; Tatsumoto, 1966 *in*: Schilling, 1975a), bem como de Fe e de Ti (Schilling, 1975a e 1975b) dos MORB-E relativamente aos MORB-N. Estes factos levaram à idealização de um modelo que considera que os MORB-N são provenientes da astenosfera empobrecida, enquanto que os da Plataforma dos Açores resultam da mistura do magma de uma pluma subjacente às ilhas do arquipélago com o magma parental dos MORB-N (Schilling, 1975a e 1975b; White & Schilling, 1978; White *et al.*, 1976 e 1979). Advogam os mesmos autores que a taxa de injeção do material da pluma é suficientemente elevada, pelo que, ultrapassando o volume requerido para colmatar o espaço resultante da expansão das placas litosféricas sobrejacentes, vai contribuir para o espessamento da plataforma e conseqüentemente para o aparecimento, nesta região, de uma anomalia gravimétrica positiva.

Pelo estudo desenvolvido sobre lavas históricas e pré-históricas das ilhas do Pico, Faial, São Jorge, Terceira e São Miguel (Flower *et al.*, 1976) concluem não haver evidências da existência de uma pluma térmica na região dos Açores. Neste âmbito, as variações detectadas em determinados parâmetros, tais como, La/Sm, K/Na e La/P seriam uma consequência do controle exercido durante a fusão parcial por determinadas fases mineralógicas existentes na paragênese da fonte. Os mesmos cientistas referem que as variações que ocorrem nos magmas primitivos dos Açores se relacionam fundamentalmente (1) com heterogeneidades do manto, resultantes do papel desempenhado por fases secundárias ricas em LILE, que em condições de estabilidade de pressão e temperatura facilitam a remoção de líquidos primitivos empobrecidos em LILE e de composição idêntica à dos toleítos e (2) com diferentes graus de fusão parcial. Defendem, ainda, que a instabilidade geofísica da região, criada pela interacção de um sistema complexo de estruturas, conduz a processos de extrema fraccionação do manto que, associados a baixas taxas de fusão parcial, levariam a valores excepcionalmente elevados das razões de La/Sm,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e K/Na, especialmente nos magmas da ilha de São Miguel. Mais recentemente Widom & Shirey (1996) baseando-se em dados isotópicos de Os corroboram a hipótese da existência de uma pluma mantélica nesta zona do Atlântico. Estes autores admitem que tanto os basaltos alcalinos como os toleitos da Plataforma devem ser originados a partir de uma mesma pluma mantélica, embora os primeiros, pelas suas características específicas, exijam um enriquecimento adicional de componentes com afinidades ao EMI ou EMII (manto enriquecido; White *et al.*, 1979 e Widom *et al.*, 1992). Analisando o comportamento do Os pode-se constatar que (1) as razões isotópicas de Os que são patenteadas nas rochas de São Miguel, Terceira, Graciosa, São Jorge, Faial e Pico apresentam um leque de valores aproximadamente idêntico ao da maior parte dos basaltos das ilhas oceânicas de todo o mundo; (2) entre as ilhas não se observam diferenças sistemáticas, ao invés do que pode ocorrer dentro de cada ilha, tal como, no caso particular da Terceira onde as razões de  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  estão compreendidas entre 0,128 e 0,195, valores estes praticamente idênticos aos verificados para a quase globalidade do arquipélago (0,122 – 0,195); (3) São Miguel apresenta altas concentrações de Os e uma variação isotópica de Os bastante limitada, ao contrário do que acontece ao longo desta ilha relativamente a outros isótopos, como Sr, Nd, Pb, Th e He e (5) os valores médios dos isótopos de Os da pluma dos Açores, e de muitas outras plumas, são muito mais elevados do que os supostos valores do manto superior ou de qualquer grupo de condritos (Widom & Shirey, 1996).

As especificidades isotópicas que se notam na ilha de São Miguel poderão, para estes autores, estar relacionadas com uma pluma heterogénea, resultante da mistura de magma originado por

elevados graus de fusão parcial com magma resultante de pequenos graus de fusão do manto litosférico, subcontinental, reciclado e alojado em zonas pouco profundas. Desta forma, a pluma seria responsável pelo comportamento isotópico do Os, enquanto que, para os restantes isótopos, o manto litosférico subcontinental desempenharia um papel predominante. Tendo em conta, as elevadas razões isotópicas acima assinaladas que se observam nas ilhas oceânicas, é de supor que o núcleo externo seja a fonte de Os que enriquece, directa ou indirectamente, a pluma. Esta hipótese é consonante com a existência de plumas ascendendo da interface núcleo-manto inferior.

França (2000) ao estudar lavas da ilha do Pico e lavas históricas das ilhas do Faial, São Jorge e Terceira corrobora a hipótese da existência de uma pluma mantélica na região do Grupo Central do arquipélago, com assinatura predominante de reservatórios HIMU e DMM, e em escala reduzida EM, atribuindo as diferenças observadas nas várias ilhas aos diferentes contributos de cada reservatório nessa mesma pluma. Almeida (2001), por outro lado, e através do estudo de xenólitos do Complexo Vulcânico das Sete Cidades (ilha de São Miguel) e das lavas da ilha Graciosa aponta (1) que os xenólitos são representantes da litosfera oceânica metassomatizada por líquidos resultantes da fusão parcial de uma pluma mantélica oriunda de maior profundidade e (2) que o quimismo das lavas daquela ilha confirma que a pluma mantélica subjacente à região dos Açores é constituída essencialmente pelos componentes DMM e HIMU.

## **6. Aspectos hidrogeológicos e hidrogeoquímicos**

No arquipélago dos Açores o abastecimento de água baseia-se predominantemente no desenvolvimento dos recursos hídricos subterrâneos, mediante a captação de nascentes ou o bombeamento em furos (Cruz & Coutinho, 1998; DROTRH/INAG, 2001).

As condições hidrogeológicas nos aquíferos constituídos por materiais de origem vulcânica denotam uma marcada heterogeneidade, resultante de factores primários relacionados com a topologia das formações vulcânicas que os constituem, nomeadamente os aspectos singenéticos desses depósitos, e aspectos de ordem secundária, como a alteração e a fracturação das rochas (Cruz, 1992 e 1997). A maior escala, o meio vulcânico revela um elevado grau de compartimentação dos sistemas aquíferos, e por outro lado é muito reactivo, o que se reflecte nas características hidrogeoquímicas da água.

Acresce, ainda, que em domínios insulares o sistema aquífero basal é limitado perifericamente pelo mar e, em numerosas ilhas vulcânicas, apresenta geralmente um gradiente hidráulico muito baixo, o que implica um constrangimento sobre a exploração dos aquíferos e um significativo impacto sobre a qualidade dos recursos.

O primeiro inventário sistemático de pontos de água subterrânea no arquipélago dos Açores deve-se a Paradela (1980), e foi posteriormente retomado por Mendonça (1992), tendo sido referida a existência de 500 nascentes e 67 furos de captação. Trabalhos efectivados recentemente no âmbito dos estudos técnicos do Plano Regional da Água permitiram reconhecer um número substancialmente mais elevado de pontos de água, na ordem de grandeza do milhar, correspondendo predominantemente a 950 nascentes e 83 furos (Cruz, 2001a). Os números constantes neste inventário actualizado foram posteriormente aferidos por um estudo conduzido independentemente (LNEC, 2001). Não obstante, decorrem actualmente novos projectos de perfuração de furos, pelo que o número referido destas captações está avaliado por defeito.

A distribuição das nascentes no arquipélago patenteia grande heterogeneidade, o que reflecte o comportamento hidrogeológico do meio vulcânico, bem como os contrastes geomorfológicos e climáticos existentes (Fig. 36).

Fig. 36 – Densidade de nascentes e furos existentes no arquipélago dos Açores (*in* Cruz & Brito, 2002).

A Figura 37 mostra o efeito de alguns factores geológicos que influenciam o funcionamento dos aquíferos vulcânicos: a comparação entre o número de nascentes situadas na ilha do Pico e de Santa Maria, ambas edificadas por vulcanismo de natureza basáltica, sugere que a alteração das rochas poderá explicar as diferenças existentes. Com efeito, a intensidade da alteração é muito maior em Santa Maria, onde se podem observar escoadas lávicas completamente argilizadas, o que resulta indirectamente da sua idade relativa, ou seja do intervalo de tempo em que as formações vulcânicas foram sujeitas à alteração.

A análise dos hidrogramas de nascentes permite esboçar uma caracterização hidrodinâmica dos aquíferos, nomeadamente pela estimativa do caudal no início da recessão. Os resultados obtidos denotam uma grande variabilidade, reflectindo a heterogeneidade dos aquíferos (Fig.37). O valor da mediana em emergências da ilha de Santa Maria é igual a 18,19 m<sup>3</sup>/dia (Cruz, 1992; Cruz *et al.*, 1993/1997), enquanto na ilha de São Miguel e do Faial é

respectivamente igual a 120,70 m<sup>3</sup>/dia e 133,66 m<sup>3</sup>/dia (Coutinho, 1990; Coutinho, 2000). Os valores obtidos em Santa Maria são notoriamente mais baixos que os determinados noutras ilhas, o que demonstra também a diversidade de condições hidrogeológicas.

Fig. 37 – Diagrama de caixas respeitante aos caudais no início da recessão. A caixa é limitada pelo 1º e 3º quartis e as linhas projectadas a partir desta são desenhadas até aos valores mínimo e máximo (adaptado de Cruz, 2001a).

No intuito de determinar os parâmetros hidráulicos característicos dos aquíferos vulcânicos dos Açores, procedeu-se à interpretação de ensaios de bombeamento efectuados em furos de captação, bem como a observações de efeito de maré conduzidas em furos e poços de grande diâmetro. A interpretação dos ensaios com registos acessíveis foi efectuada com base em métodos de uso universal (Cruz, 2001a), e depara-se com algumas contrariedades, resultantes quer do tipo de teste, geralmente correspondente a ensaios de produtividade, quer a constrangimentos decorrentes do próprio funcionamento do aquífero (Mendonça, 1992).

Os caudais específicos estimados (n = 65) variam entre 1,40x10<sup>-2</sup> e 266,67 L/sm, com um valor de mediana igual a 32,29 L/sm, e a larga gama de resultados mostra a heterogeneidade dos aquíferos (Cruz, 2001a). A distribuição dos valores apurados mostra uma grande variação de ilha para ilha, observando-se os resultados mais elevados nas ilhas do Pico e da Graciosa, onde os furos captam em níveis de escoadas lávicas basálticas *s.l.* recentes e que geralmente se apresentam muito fracturadas (Fig. 38).

Fig. 38 - Diagrama de caixas respeitante aos caudais específicos em furos. A caixa é limitada pelo 1º e 3º quartis e as linhas projectadas a partir desta são desenhadas até aos valores mínimo e máximo (adaptado de Cruz, 2001a).

Os resultados da determinação da transmissividade mostram igualmente uma grande variabilidade de ilha para ilha, correspondendo os valores mais elevados a furos na Graciosa, no Pico e no Faial, enquanto os mais baixos são observados em Santa Maria (Fig. 39). A classificação de Krásný (1993) evidencia este facto, na medida em que naquelas ilhas respectivamente 90%, 84,6% e 72,7% dos resultados se enquadram no grupo de transmissividades muito altas, que engloba todos os valores superiores a 11,6x10<sup>-3</sup> m<sup>2</sup>/s, enquanto 50% das determinações levadas a cabo sobre dados de Santa Maria podem ser

consideradas como intermédias ( $1,16 \times 10^{-4}$  a  $1,16 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ ). O conjunto de resultados ( $n = 65$ ) varia entre  $1,65 \times 10^{-5}$  e  $4,03 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$ , com a mediana igual a  $3,66 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ , correspondendo 63,5% das estimativas a valores muito altos.

Valores de difusividade hidráulica estimados na ilha do Pico mediante observações do efeito de maré em poços e furos (Cruz, 1997; Cruz & Silva, 1998 e 2001), possibilitaram a determinação do coeficiente de armazenamento nalguns aquíferos quando conjugados com a transmissividade. Estas determinações, na maioria na ordem de grandeza de  $10^{-3}$  a  $10^{-4}$ , são compatíveis com observações efectuadas em aquíferos fissurados e com o enquadramento hidrogeológico local.

Figura 39 - Diagrama de caixas respeitante aos valores de transmissividade. A caixa é limitada pelo 1º e 3º quartis e as linhas projectadas a partir desta são desenhadas até aos valores mínimo e máximo (adaptado de Cruz, 2001a).

A avaliação das disponibilidades hídricas subterrâneas realizada no âmbito dos estudos técnicos relativos ao Plano Regional da Água dos Açores assentou na aplicação do modelo CIELO (Azevedo, 1996; Cruz, 2001a e 2003). Desta forma, os valores de recarga aquífera foram determinados mediante a realização de simulações com o modelo supramencionado, o que garante a integração de todo o balanço hídrico, na medida que o programa em causa estima todas as variáveis climatológicas de base, nomeadamente a precipitação, a evapotranspiração real, o escoamento superficial e a humidade do solo.

O volume total de recursos hídricos subterrâneos estimado no arquipélago dos Açores é igual a  $1587,7 \text{ Mm}^3/\text{ano}$ . Os valores variam entre um mínimo de  $8,3 \text{ Mm}^3/\text{ano}$ , na ilha do Corvo, e um máximo de  $582 \text{ Mm}^3/\text{ano}$ , observados na ilha do Pico (Tabela IV). valores mais elevados, acima da mediana ( $101,3 \text{ Mm}^3/\text{ano}$ ), ocorrem nas ilhas do Pico, São Miguel, São Jorge, Terceira e Flores. Este valor de recarga corresponde ao volume de recursos hídricos renováveis, visto estas duas grandezas serem equivalentes quando se considera um espaço de tempo alargado (Castany, 1963).

As taxas de recarga que estiveram na base da determinação dos recursos hídricos subterrâneos variam, para a totalidade do arquipélago, entre 8,5% e 62,1% do volume da pluviosidade (Tabela 1). Os valores mais elevados são atingidos nas ilhas do Pico, Terceira, Faial, São Miguel e

Graciosa, nomeadamente em sistemas aquíferos constituídos predominantemente por escoadas lávicas basálticas *s.l.* recentes, intercaladas com níveis piroclásticos da mesma natureza.

Tabela IV - Recursos hídricos subterrâneos e taxas de recarga máxima e mínima por ilha (*in* Cruz, 2001a).

A compilação de bases de dados relativas à composição das águas de nascentes e furos dos Açores (Cruz, 2001a e 2001b; Cruz & França, 2001b; Cruz & Amaral, 2004) permite interpretar os mecanismos geoquímicos intervenientes, assim como comprovar os principais processos de poluição da água subterrânea. A caracterização das águas minerais e termais que emergem nos Açores, nomeadamente nas ilhas de São Miguel, Terceira, Faial, Pico, São Jorge, Graciosa e Flores também foi alvo de estudos desenvolvidos por Cruz *et al.* (1999, Carvalho (1999), Cruz & França (2001a e 2004) e Cruz (2002).

As amostras das nascentes frias apresentam uma temperatura média de 15°C e mineralizações reduzidas, o que se deduz da condutividade eléctrica (36-725 µS/cm). Correspondem a águas ácidas a ligeiramente alcalinas, em que o pH varia entre 4,7 e 8,21, com um valor de mediana igual a 7,2. A alcalinidade varia entre 4 e 170 mg/l CaCO<sub>3</sub>, e o valor médio da dureza total, igual a 33,7 mg/l CaCO<sub>3</sub>, enquadra-se na gama característica das águas brandas.

A composição química destas águas é controlada pelas espécies mais importantes em solução, nomeadamente o HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, o Cl<sup>-</sup>, o Na<sup>+</sup> e o K<sup>+</sup> (Fig. 40 e Fig. 41). O Cl<sup>-</sup> e o Na<sup>+</sup> correspondem respectivamente a 13,8% a 84,9% e 38% a 93,2% do conteúdo aniónico e catiónico total, o que denota a contribuição de sais marinhos para a composição química das nascentes amostradas, origem comum para estes elementos, como é sugerido pela relação linear bem marcada entre ambas as espécies (Fig. 43). Não obstante, observa-se um enriquecimento em HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> nalgumas nascentes, que pode explicar, em termos relativos, até 84,9% da composição aniónica das águas. Este facto sugere uma tendência no aumento da mineralização devida essencialmente a processos de interacção água-rocha e à dissolução de CO<sub>2</sub> no solo. Nalguns casos, a tendência bicarbonatada é favorecida pela libertação de voláteis de origem vulcânica, nomeadamente CO<sub>2</sub>, que pode ser absorvido pela água contida nos aquíferos dos níveis superiores.

Fig. 40 – Concentrações máximas, mínimas e mediana dos elementos principais em solução na água das nascentes frias (adaptado de Cruz & França, 2001b).

Comparativamente, as descargas de águas minerais e termais apresentam mineralizações mais elevadas. Neste grupo de águas inserem-se amostras de nascentes que, no sentido estrito do termo, não podem ser consideradas minerais mas, comparativamente às outras nascentes frias, apresentam teores de CO<sub>2</sub> mais elevados, o que em muitos casos explica que as populações as denominem de “Águas Azedas” como por exemplo nas ilhas de São Jorge ou São Miguel.

Fig. 41 – Diagrama de Piper representando a composição relativa das águas frias captadas em nascentes (adaptado de Cruz & França, 2001b).

A maioria das águas deste grupo são do tipo Na<sup>+</sup>-HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> e Na<sup>+</sup>-HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Cl<sup>-</sup>, e apresentam temperaturas de amostragem até 93,2°C e pH entre 4,70 e 8,73. Algumas amostras respeitantes a descargas em campos fumarólicos apresentam águas de grande acidez, com pH entre 2,02 e 2,27, e um quimismo dominado pelo SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, o que revela que são influenciadas pelo aquecimento por vapor. Algumas das águas termais resultam da descarga de fluidos hidrotermais, mas a grande maioria denota a influência de um processo de mistura entre estes e águas meteóricas frias e, nalguns casos, mistura com água do mar (Cruz, 2002).

Fig. 42 – Relação entre o teor em cloreto e em sódio nas águas emergentes em nascentes frias (*in* Cruz & França, 2001b).

A água captada em furos caracteriza-se por uma maior mineralização, expressa pelo valor da mediana da condutividade eléctrica, igual a 1044 µS/cm (Cruz, 2001b). Estas amostras correspondem predominantemente a águas do tipo cloretada sódica, variando o pH entre 6,19 e 9. A salinização da água tem criado uma pressão adicional sobre a gestão dos recursos hídricos nos Açores e, apesar de favorecida pelas condições hidrogeológicas peculiares de algumas ilhas (Cruz & Silva, 1999 e 2000), advoga-se o estabelecimento de uma rede de monitorização da qualidade da água que permita acompanhar e sustentar políticas neste sector.

Para além da poluição natural da água, resultante da influência vulcânica (e.g. fumarolas e fluidos hidrotermais) e da salinização, a poluição difusa dos recursos hídricos, resultante das actividades agrícolas, é outro processo que degrada a qualidade da água no arquipélago dos

Açores. Este mecanismo tem sido estudado e caracterizado em trabalhos levados a cabo nalgumas ilhas (Coutinho, 1990; Cruz, 1992), e o estabelecimento de uma rede de monitorização constitui uma das medidas prementes a efectivar na continuidade da elaboração do Plano Regional da Água dos Açores (Cruz, 2001a).

## 7. Recursos geológicos

Os recursos geológicos dos Açores começaram a ser inventariados no início de 1974 com a publicação da Folha A da Carta de Recursos Naturais da ilha de São Miguel, na escala 1:50.000 (Pereira & Forjaz, 1974), no âmbito de um programa da “Comissão de Planeamento da Região Açores”. Em 1976, o então Instituto de Geociências dos Açores (entidade responsável pelo desenvolvimento do projecto geotérmico de São Miguel) promoveu o prosseguimento daquele inventário, tendo sido editada apenas a folha B da mesma ilha, apesar de V. H. Forjaz ter realizado trabalhos desta índole na ilha Terceira. Refira-se, no entanto, que as notícias explicativas das cartas geológicas dos Açores, editadas pelos Serviços Geológicos de Portugal, incluem um capítulo dedicado a esta temática.

Tal como não existe um cadastro completo das propriedades urbanas e rurais nos Açores, não existe actualmente, também, um inventário dos recursos naturais desta região, nomeadamente os geológicos, embora se considere que o mesmo seja de capital importância para a elaboração de planos de ordenamento territorial, onde a componente geoeconómica é quase sempre ignorada. Neste âmbito, e em síntese, os recursos geológicos dos Açores são constituídos, genericamente, por (1) águas de diferentes composições e géneses, assunto abordado em capítulo anterior; (2) por diversos tipos litológicos e (3) por fluidos geotérmicos sobrepessurizados e hipertérmicos, estes últimos sumariamente apresentados de seguida.

Os recursos litológicos incluem:

**basaltos** (*s.l.*), de diversas idades (conforme o Complexo Vulcânico onde se inserem), existentes em todas as ilhas, de cor acinzentada escura a acinzentada clara, como é o caso dos hawaiítos e de alguns ankaramitos. Estas rochas eram utilizadas como alvenarias das construções, no revestimento em paralelepípedos de vias citadinas ou rurais importantes,

em guias ou pedras de passeios e em cunhais de muros e de construções notáveis. Com o aumento do preço da mão de obra os basaltos passam a ser utilizados essencialmente no fabrico de betões (de granulometrias de brita a sarrisca) ou como pedra de corte, em lintéis, ombreiras, guias de estrada ou de passeios, pavimentos exteriores ou interiores, arte funerária, etc. Desde que existem as “serragens de pedra” os basaltos, sobretudo os porosos e homogéneos, são as rochas mais vulgares e utilizadas em construção.

**traquitos**, no geral rochas claras, acinzentadas, embora podendo apresentar aspecto brechóide, com laivos cinzentos escuros. Os traquitos aparecem sob a forma de escoadas (frequentemente espessas), de domos, de agulhas e de filões, sendo utilizados em cantaria, em estatuária de interior e de exterior e em alguns adornos de passeios, pois fazem contraste com o basalto anegrado e o calcário esbranquiçado. Trata-se duma rocha muito susceptível à alteração, pulverizando-se gradualmente (tal como se pode observar na sede do Município de Ponta Delgada e em igrejas da Terceira e do Faial), pelo que é desaconselhado a sua utilização em exteriores, bem como em betões. Nos Açores, não existem traquitos nas ilhas de Santa Maria, de São Jorge e do Pico. Nas ilhas do grupo central utilizava-se o pó de traquito alterado, como produto de arear facas e de higiene de banheiras.

**ignimbritos soldados**, de aspecto brechóide (rico em líticos) e com *fiamme*, no geral acastanhados embora apresentando, por vezes, de coloração cinzenta escura. Esta rocha é utilizada em cantaria, em pavimentos e lintéis e em estatuária, neste caso específico por ser uma rocha branda e de fácil talhe, embora de grande resistência à erosão. Algumas igrejas e casas senhoriais das ilhas de São Miguel e Terceira ostentam cantarias de ignimbritos (eg. Igreja de São Pedro em Ponta Delgada e Igreja das Lajes, na Praia da Vitória). Estes ignimbritos têm diferentes designações consoante a sua origem, tal como “pedra da Vila” (ignimbrito de Vila Franca do Campo), “pedra da Lomba” (ignimbrito da Povoação) ou “pedra das Lajes” (ignimbrito das Lajes, ilha Terceira).

**pedra pomes** (designada nos acervos históricos por “polme”), usualmente de tonalidade clara, quando fresca (branca, amarela, cinza ou beije), muito porosa e de baixa densidade (flutuando na água). Trata-se de um material piroclástico, predominantemente associado a magmas ácidos e a erupções de grande índice de explosividade (eg. Plinianas). A pedra pomes utiliza-se para o fabrico de betões leves e de blocos, como isolante e como aditivo em solos argilosos, arejando-os. A título de curiosidade refira-se que uma indústria da ilha Graciosa utilizava esta rocha, uma vez reduzida a uma granulometria muito fina,

como produto de limpeza, exportando-o para todo o arquipélago. Nas ilhas de Santa Maria, São Jorge e Pico não existe este recurso geológico, embora nas primeiras seja possível observar delgados níveis de pedra pomes, provenientes de ilhas vizinhas.

**lahars e ignimbritos não soldados** (conhecidos popularmente por “tufos”), de cor cinzento claro a beije, de aspecto arenoso e friável, englobando frequentemente blocos rochosos de natureza e dimensão variadas, bem como restos de vegetação. Os tufeiros mais importantes, onde se explora a fase arenosa destes materiais, por lavagem, localizam-se no flanco norte do Vulcão do Fogo, em São Miguel.

**escórias e lapilli basálticos** (vulgarmente designados nos Açores por “bagacina ou cascalho”), existentes em todas as ilhas do arquipélago, de tons negros ou, quando oxidados, de cor avermelhada. Estes produtos piroclásticos estão associados a erupções de magmas básicos, predominantemente dos estilos estromboliano ou hawaiano. As bagacinas constituem o recurso litológico mais importante dos Açores pela sua extensiva aplicação, designadamente no fabrico de blocos, em enchimentos de alvenarias, na sub-base e na pavimentação superior de estradas, como isolante e como constituinte de solos artificiais sobrepostos a rocha estéril. Quando soldadas, as bagacinas são exploradas para a manufactura de fornos, de lareiras ou como peças decorativas, especialmente quando se apresentam com uma coloração vermelha sanguínea.

**piroclastos submarinos ou tufos hialoclastíticos**, litificados, de tons amarelados a acastanhados por palagonitização, associados a erupções submarinas de magmas essencialmente basálticos. Alguns destes tufos, oriundos de cones surtseianos (eg. Monte da Guia na ilha do Faial, Monte Brasil na Terceira, Morro de Velas em São Jorge e ilhéu da Vila Franca em São Miguel), foram no passado utilizados na construção, designadamente de fortalezas (devido ao facto de absorverem o impacto dos projecteis) e de algumas habitações e muros.

**obsidianas**, vidros vulcânicos naturais, de natureza ácida, com cor negra, brilho vítreo e fractura conchoidal. Estes produtos vulcânicos utilizam-se no fabrico de lâ de vidro, como material de adorno e de estatuária ou, ainda, em joalharia dita romana (onde é fundida e vasada em molde apropriado). Ocorrem predominantemente nos Açores como clastos, de dimensões normalmente reduzidas, incluídos em depósitos pomíticos de queda ou de fluxo. Na Terceira, quer no vulcão de Santa Bárbara, quer nos domos que enxameiam o centro daquela ilha, existem belos e espessos níveis de obsidiana.

**Argilas e "pozolanas"**, materiais resultantes da alteração de basaltos, de traquitos ou de pedra-pomes utilizados para o fabrico de telhas, de vazilhame ou, no caso das pozolanas, como aditivos no fabrico de cimento. As argilas dos Açores, por apresentarem insuficiente plasticidade para serem utilizadas em olaria, requerem a mistura com outras argilas importadas do continente (no geral do Miocénico de Lisboa). Esta indústria, no presente, está praticamente reduzida ao fabrico da chamada "Loiça da Vila", em Vila Franca do Campo (São Miguel), embora, no passado, de locais, como o Topo e Santo Antão (em São Jorge) e os Flamengos (Faial), se tivesse exportado telha para as outras ilhas. As argilas vermelhas, que por vezes aparecem em taludes da costa ou de ribeiras, já foram exploradas como "tetin", um corante vermelho ou rosado de uso corrente no fabrico de tintas. As pozolanas são exploradas sobretudo no vulcão do Fogo (São Miguel), no norte das Flores e em pequenos afloramentos de Santa Maria.

**areias e calhaus de praias**, formações sedimentares costeiras resultantes predominantemente da abrasão marinha sobre as formações vulcânicas do litoral. Frequentemente, também, estes depósitos incluem materiais associados, directa ou indirectamente à foz de linhas de água.

**calcários, calcarenitos e brechas lumachélicas**, produtos apenas existentes em Santa Maria, tidos como de idade pliocénica, de cor clara e utilizados sobretudo em cantaria e calcetamento de passeios, contrastando com os basaltos, de cor escura.

A avaliação dos recursos geotérmicos dos Açores iniciou-se na década de 50, na sequência de um convite endereçado por industriais micaelenses a um perito italiano, o Príncipe di Conti. Contudo, somente na sequência da Revolução de 25 de Abril de 1974, a ideia foi efectivada, com a disponibilização dos financiamentos necessários à implementação de um projecto geotérmico em São Miguel (Forjaz, 1994). Neste contexto, em 1980 é instalada uma central geotérmica de testes, de ciclo simples, de 3MW de potência, no Pico Vermelho, no flanco norte do vulcão do Fogo, o vulcão com maior potencial geotérmico dos Açores (Tabela V). Em 1994 é edificada uma nova central na zona do Cachaço-Lombadas, com características industriais, de ciclo binário, posteriormente incrementada até 13 MW. Em 2001, a energia produzida por estas duas centrais chega a cobrir cerca de 32% das necessidades eléctricas da ilha.

Os trabalhos de prospecção foram estendidos a todas as ilhas do arquipélago, aplicando diversas técnicas consoante a fase de pesquisa, tendo-se concluído que não existem recursos geotérmicos comerciais na ilha de Santa Maria, na zona Nordeste-Povoação e na faixa Capelas-Lagoa (São Miguel), na Serra do Topo (São Jorge) e na região norte da ilha das Flores (Forjaz, 1994).

Considerando que por cada km<sup>2</sup> haverá um potencial geoelectrico de 3 MW, o mesmo autor avaliou os potenciais geoelectricos estimados nas ilhas dos Açores, apresentados na Tabela V. Com excepção de São Miguel, os modelos aplicáveis às outras ilhas encontram-se em fase de discussão e de obtenção de novos elementos, nomeadamente através da recolha de dados de termometria e de permeabilidade em zonas profundas (neste caso, a factor mais preocupante em termos de rendibilidade).

Tabela V – Potenciais geoelectricos estimados nas ilhas dos Açores (*in* Forjaz, 1994).

No modelo conceptual para a ilha de São Miguel, admite-se que o geofluido comercial resulta duma mistura profunda (da ordem dos 500 a 700 m de profundidade) de água oceânica com água doce e com fluidos juvenis (Fig. 43), circulando numa estrutura em "scissor graben", capeada por materiais plinianos argilizados (Forjaz, 1994, 1998). A temperatura do geofluido será da ordem dos 250 a 399° C. Relativamente à ilha Terceira o mesmo autor propõe o modelo conceptual apresentado na figura 44.

Fig. 43– Esquema geológico interpretativo da área geotérmica da Ribeira Grande (*in* Forjaz, 1998).

Fig. 44 - Esquema geológico interpretativo para a área geotérmica da ilha Terceira.

Tal como se considera importante a inventariação dos recursos litológicos, julga-se igualmente que se deve proceder urgentemente a um levantamento exaustivo do património geológico existente, por forma a que o mesmo seja devidamente protegido e preservado. Neste pressuposto, o aproveitamento geoturístico das ilhas afigura-se como um importante recurso geológico dos Açores. De facto, todas as ilhas têm características geológicas e potencialidades específicas que se complementam, o que confere ao arquipélago uma geodiversidade insular notória. Assiste-se, actualmente, a uma evolução do turismo tradicional, paisagístico, para um turismo enriquecido com a participação de equipas científicas de reconhecido mérito. De igual forma, os operadores turísticos nacionais e estrangeiros começam a consciencializar-se sobre a importância do geoturismo insular como uma mais valia para o desenvolvimento da Região.

## **AGRADECIMENTOS**

Os autores manifestam o seu reconhecimento aos Drs. Rui Macedo, Eva Almeida Lima, Paulo Laranjeira, Vânia Lopes e Margarida Almeida por toda a colaboração prestada no âmbito deste trabalho.

## BIBLIOGRAFIA

- ABDEL-MONEM, A.A., L.A. FERNANDEZ & G.M. BOONE, 1975. K/Ar ages from the eastern Azores group (Santa Maria, São Miguel and the Formigas Islands). *Lithos*, 4: 247-254.
- AGOSTINHO, J., 1927. The earthquake in the Azores Islands, on 31st August 1926. *Vulkanologie*, B.10: 268-272.
- AGOSTINHO, J., 1935. Tectónica, sismicidade e vulcanismo das ilhas dos Açores. *Açoreana*, 1(2): 86-98.
- AGOSTINHO, J. 1937. Volcanic activity in the Azores. Report for 1933-1936. *Bull. Volcanol, Série II*, 2: 183-192.
- AGOSTINHO, J., 1955a. Relato da sismicidade dos Açores e história sísmica do arquipélago com vista principalmente à delimitação das zonas onde são de aconselhar maiores precauções anti-sísmicas nas construções. *Boletim da Ordem dos Engenheiros*, 4: 1-4.
- AGOSTINHO, J., 1955b. Os abalos sísmicos na ilha Terceira em Dezembro de 1950 e em Janeiro de 1951. *Boletim da Ordem dos Engenheiros*, 4: 1-6.
- ALBUQUERQUE, L.S.M. & I.P.C. MENEZES, 1926. *Observações sobre a ilha de S. Miguel recolhidas pela comissão enviada á mesma ilha em Agosto de 1825*, 47 pp., Impressão Régia, Lisboa.
- ALMEIDA, M.H., 2001. *A fonte mantélica na região dos Açores: constrangimentos impostos pelas características geoquímicas de rochas vulcânicas e de xenólitos ultramáficos*. Tese de Doutoramento em Vulcanologia, 274 p., Departamento de Geociências, Universidade dos Açores.
- ALMEIDA, M.H. e B. RODRIGUES, 1993. Petrografia de xenólitos peridotíticos do complexo vulcânico das Sete Cidades (ilha de São Miguel, Açores). *Açoreana*, 7(4); 593-601.
- Anuário Sismológico Nacional*, 1947., Serviço Meteorológico Nacional e Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica (Ed.). Lisboa
- Arquivo dos Açores*, 1878-1927., Edição de 1981-1986, Ernesto do Canto e Francisco Afonso Chaves (Ed.). Instituto Universitário dos Açores e Universidade dos Açores. Ponta Delgada. Volumes I a XIV.

- ASSUNÇÃO, C.T., 1959. Contribuição para a petrografia dos produtos emitidos pelo vulcão dos Capelinhos (Faial). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 4: 57-64.
- ASSUNÇÃO, C.F.T. & M.H. CANILHO, 1969-70. Notas sobre petrografia comparada das ilhas Atlânticas (Arquipélagos dos Açores e de Cabo Verde). *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências Lisboa*, 11(2): 305-342.
- ÁVILA, S.P., R. AMEN, J.M. AZEVEDO, M. CACHÃO & F. GARCÍA-TALAVERA, 2002. Checklist of the Pleistocene marine molluscs of Praínha and Lagoínhas (Santa Maria island, Azores). *Açoreana*, 9(4): 343-370.
- AZEVEDO, E.B., 1996. *Modelação do clima insular à escala local. Modelo CIELO aplicado à ilha Terceira*, Dissertação para a obtenção do grau de Doutor em Ciências Agrárias, 247 pp., Universidade dos Açores, Angra do Heroísmo.
- AZEVEDO, J.M.M., 1998. *Geologia e Hidrogeologia da ilha das Flores (Açores - Portugal)*, Dissertação para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, 403 pp., Univ. Coimbra, Coimbra.
- AZEVEDO, J.M.M., M.R.P.V. FERREIRA e J.A. MARTINS, 1986. O complexo de base da ilha das Flores, Açores. *Memórias e Notícias, Publ. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra* 101; 56-71.
- AZEVEDO, J.M.M., E.I. ALVES & J.L. DIAS, 2003. Contributo para a interpretação vulcanoestrutural da ilha do Corvo, Açores. *Ciências da Terra (UNL)*, Nº Esp. V: A5-A8.
- BAXTER, P.J., J.-C. BAUBRON & R. COUTINHO, 1999. Health hazards and disaster potential of ground gas emission at Furnas volcano, São Miguel, Azores. *Journal of Volcanol. and Geotherm. Res.*, 92(1-2): 95-106.
- BERTHOIS, L., 1950. Sur la presence d'une microfaune dans le calcaire de Santa Maria (Açores). *Açoreana*, 4(4): 277-287.
- BESSONE, P. 1932. *Dicionário cronológico dos Açores*, 446 pp., Cambridge, Massachusetts.
- BOOTH, B., R. CROASDALE & G. WALKER, 1978. A quantitative study of five thousand years of volcanism on São Miguel, Azores. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 288: 271-319.
- BRANCO, A., ZBYSZEWSKI, G., ALMEIDA, F.M. & FERREIRA, O.V., 1959. Le volcanisme de l'île de Faial et l'éruption du volcan de Capelinhos. Rapport de la première mission géologique. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 4: 9-27.

- BRONN, H.G., 1960. Die fossilen reste von Santa Maria, der sudlichsten der Azorischen inseln. In: HARTUNG, G. (Ed.), *Die Azoren in ihrer ausseren Erschreining und nach ihrer geognostischen Natur*, Engelman Verlag, Leipzig. 350 pp.
- BUFORN, E., UDIÁS, A. & M. COLOMBÁS, 1988. Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, 15: 89-118.
- BULLAR, J. & BULLAR, H., 1841. *Um Inverno nos Açores e um Verão no vale das Furnas* (tradução de João Hickling Anglin, 1949). 442 pp., Instituto Cultural de Ponta Delgada.
- Bulletin Séismique des Îles Açores*, 1951., Serviço Meteorológico Nacional e Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica (Ed.). Lisboa.
- CALLAPEZ, P. & A.F. SOARES, 2000. late Quaternary warm marine molluscs from Santa Maria (Azores); paleoecologic and paleobiogeographic considerations. *Ciências da Terra*, 14: 313-322.
- CANN, J.R., 1967. A second occurrence of dalyte and the petrology of some ejected syenite blocks from S.Miguel. *Mineralogical Magazine*, 36: 227-232.
- CARVALHO, M.R., 1999. *Hidrogeologia do maciço vulcânico de Água de Pau/Fogo (São Miguel - Açores)*, Dissertação para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, 445 pp., Univ. de Lisboa, Lisboa.
- CASTANY, G., 1963. *Traité pratique des eaux souterraines*. 657 pp., Dunod, Paris.
- CASTRO, E.V.P.C., 1888. *Recherche micrographiques sur quelques roches de l'ile de San Miguel, (Açores)*. Imprimerie Nationale: 7-91.
- CHAVES, F.A., 1908. Gisements de diatomées fossiles à Furnas (ile de S. Miguel). *Bull. Soc. Port. Sci. Nat.*, 2; 231-255.
- CHOVELON, P., 1982. *Évolution volcanotectonique des iles de Faial et de Pico. Archipel des Açores- Atlantique nord*, 193 pp., Thèse présentée a l'Université de Paris-Sud Centre d'Orsay, Paris.
- COLE, P.D., G. QUEIROZ, N. WALLENSTEIN, J.L. GASPAR, A.M. DUNCAN & J.E. GUEST, 1995. An historic subplinian/phreatomagmatic eruption: the 1630 AD eruption of Furnas volcano, São Miguel, Azores. *Journal of Volcanol. and Geotherm. Res.*, 69: 117-135.
- COLE, P.D., J.E. GUEST, A.M. DUNCAN & J. PACHECO, 2001. Capelinhos 1957-1958, Faial, Azores: deposits formed by na emergent surtseyan eruption. *Bull. Volcanol.*, 63: 204-220.
- COLOM, G., 1958. Foraminiferen aus dem kalk von Santa Maria, in Gesteine und fossilien von den Azoren. *Senck. Leth.*, 39: 337-346.

- COTTER, J.C.B., 1892. Notícia de alguns fósseis terciários da ilha de Santa Maria no Archipelago dos Açores. *Comm. Com. Trab. Geol. Portugal*, 2: 255-287.
- COTTER, J.C.B., 1953. Notícia de alguns fósseis terciários da ilha de Santa Maria. *Açoreana*, 5(1): 71-101.
- COUTINHO, R.M., 1990. *Estudo hidrogeológico do maciço das Sete Cidades*, Dissertação para a obtenção do grau de Mestre em Geologia Económica e Aplicada pela FCUL, 134 pp., Univer. de Lisboa, Lisboa.
- COUTINHO, R., 2000. *Elementos para a monitorização sismovulcânica da ilha do Faial (Açores): caracterização hidrogeológica e avaliação de anomalias de Rn associadas a zonas de desgaseificação*, Dissertação para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, 342 pp., Univ. dos Açores, Ponta Delgada.
- CRUZ, J.V., 1992. *Hidrogeologia da ilha de Santa Maria*, Dissertação para a obtenção do grau de Mestre em Geologia Económica e Aplicada pela FCUL, 486 pp., FCUL, Lisboa.
- CRUZ, J.V., J.C. NUNES, Z. FRANÇA, M.R. CARVALHO & V.H. FORJAZ, 1995. Estudo vulcanológico das erupções históricas da ilha do Pico – Açores. *Mem. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências Porto*, 4: 985-987.
- CRUZ, J.V., 1997. *Estudo hidrogeológico da ilha do Pico (Açores-Portugal)*, Dissertação para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, 433 pp., Univ. dos Açores, Ponta Delgada.
- CRUZ, J.V., 2001a. *Recursos Subterrâneos. Plano Regional da Água da Região Autónoma dos Açores*. Relatório Técnico-Científico 03/DGUA/01, 453 pp., Centro de Geologia Ambiental, DG/UA , Ponta Delgada.
- CRUZ, J.V., 2001b. Salinization of the Basal Aquifer System at Volcanic Islands: Azores Archipelago (Portugal) Case Study. In: RIBEIRO, L. (Ed.), *Proceedings 3<sup>th</sup> International Conference on Future Groundwater Resources at Risk*, CVRM-Geosystems Center, Lisbon, 633-640.
- CRUZ, J.V., 2002. Águas termais e minerais do arquipélago dos Açores: uma história geoambiental. *Geonovas*, 16: 41-56.
- CRUZ, J.V., 2003. Caracterização da recarga aquífera no arquipélago dos Açores (Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, nº esp. V, CD ROM: E17-E20.
- CRUZ, J.V., M.O. SILVA & M.R. CARVALHO, 1993-1997. Síntese hidrogeológica da ilha de Santa Maria (Açores). *Geolis*, 7: 31-44.

- CRUZ, J.V. & M.O. SILVA, 1998. Efeito de maré em aquíferos costeiros: o caso de estudo da ilha do Pico (Açores - Portugal). *In: Anais do 4º Congresso Nacional da Água "A água como recurso estruturante do desenvolvimento"*, Lisboa, CD ROM, 13 pp.
- CRUZ, J.V. & R. COUTINHO, 1998. Breve nota sobre a importância dos recursos hídricos subterrâneos no arquipélago dos Açores. *Açoreana*, 8: 591-594.
- CRUZ, J.V. & M.O. SILVA, 1999. Salinização de águas subterrâneas na ilha do Pico (Açores-Portugal): processos hidrogeoquímicos e efeitos na qualidade. *In: AIRES-BARROS, L., MATIAS, M.J. & BASTO, M.J. (Ed.), Actas do II Congresso Ibérico de Geoquímica - XI Semana de Geoquímica, Lisboa*, 209-212.
- CRUZ, J.V., R.M. COUTINHO, M.R. CARVALHO, N. OSKARSSON & S.R. GISLASON, 1999. Chemistry of waters from Furnas volcano, São Miguel, Azores: fluxes of volcanic carbon dioxide and leached material. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 92: 151-167.
- CRUZ, J.V. & M.O. SILVA, 2000. Groundwater salinisation in Pico island (Azores, Portugal): origin and mechanisms. *Environmental Geology*, 39: 1181-1189.
- CRUZ, J.V. & M.O. SILVA, 2001. Hydrogeologic framework of the Pico island (Azores, Portugal). *Hydrogeology Journal*, 9: 177-189.
- CRUZ, J.V. & Z. FRANÇA, 2001a. Mineral and thermal waters in the Azores archipelago (Portugal): Geological setting and hydrogeochemical outline. *In: SEILER, K.-P & S. WOHNLICH (Ed.), Proceedings of the XXXI IAH Congress - New Approaches to Characterising Groundwater Flow, Munique*, Balkema Publishers, Lisse, 477-481.
- CRUZ, J.V. & Z. FRANÇA, 2001b. Groundwater composition of perched-water bodies at Azores volcanic islands. *In: CIDU, R. (Ed.), Proceedings Tenth International Symposium on Water Rock Interaction, Vilasimius*, Balkema Publishers, Lisse, 481-484.
- CRUZ, J.V. & A.G. BRITO, 2002. Contribuição da hidrogeologia para o planeamento e a gestão sustentável da água no arquipélago dos Açores. *In: Actas do 10º ENaSB - SILUBESA, Braga*, CD ROM, 15 pp.
- CRUZ, J.V. & C. Amaral, 2004. Major ion chemistry of groundwaters from perched-water bodies at Azores (Portugal) volcanic archipelago. *Applied Geochemistry*, 19: 445-459.
- CRUZ, J.V. & Z. FRANÇA, 2004. Hydrogeochemistry of thermal and mineral springs of the Azores archipelago (Portugal). *Applied Geochemistry*, submetido para publicação
- DIAS, A.A.M. 1947. Fisiografia e geotectónica da região de Vila Franca do Campo. *Insulana*, 3(1): 15pp.

- DIAS, A.A.M. 1955. Modelo hipotético do mecanismo sísmico interessando a ilha de S. Miguel. *Boletim da Ordem dos Engenheiros*, 4: 1-9.
- DIAS, J.L.F., 2001. Geologia e tectónica da ilha do Corvo (Açores-Portugal)- Contributos para o ordenamento do espaço físico. Dissertação para a obtenção do grau de Mestre, 102 pp., Dep. Ciências da Terra, Universidade de Coimbra,
- DROGUE, C., 1988. Certains aspects de l'hydrogéologie des terrains volcaniques d'après les travaux du Séminaire de Madère (Septembre, 1987). *Hydrogéologie*, 2: 191-193.
- DROTRH/INAG, 2001. Plano Regional da Água. Relatório técnico. Versão para consulta pública. DROTRH - INAG, 414 pp., Ponta Delgada.
- DRUMMOND, F.F., 1859. *Anais da ilha Terceira*. Edição de 1981, Volumes I a III, Governo Autónomo dos Açores – Secretaria Regional de Educação e Cultura. Angra do Heroísmo.
- DUNCAN, A.M., G. QUEIROZ, J.E. GUEST, P.D. COLE, N. WALLENSTEIN & J.M. PACHECO, 1999. The Povoação Ignimbrite, Furnas Volcano, São Miguel, Azores. *Journal of Volcanol. and Geotherm. Res.*, 92(1-2): 55-65.
- ESENWEIN, P., 1929. Zur petrographie der Azoren. *Z. Vulk.*, 3(12): 128-227.
- FERAUD, G., 1977. *Contribution à la datation du vulcanisme de l'archipel des Açores par la méthode Potassium- Argon. Conséquences géodynamiques*. Thèse Docteur 3ème cycle, 240 pp., Université de Paris VI, Paris.
- FERAUD, G., I. KANBOKA & C.J. ALLEGRE, 1980. K/Ar ages and stress pattern in the Azores: geodynamic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46: 275-286.
- FERNANDEZ, L.A., 1982. The petrologie and geochemistry of the Nordeste Volcanic Complex, S. Miguel, Azores. *Arquipélago*, 3: 145-158
- FERREIRA, A.B., 1968. *A ilha Graciosa*. Centro de Estudos Geográficos, 290 pp., Universidade de Lisboa, Lisboa.
- FERREIRA, H.A., 1955. Macrossismos sentidos em Portugal no período 1901-1954. *Boletim da Ordem dos Engenheiros*, 5: 1-10.
- FERREIRA, M. PORTUGAL & J.M. AZEVEDO, 1995. Evolução geológica do arquipélago dos Açores baseada na geocronologia. *Seminário "Geologia Atlântica". Associação Portuguesa de Geólogos. Ponta Delgada*. 9pp.
- FERREIRA, O.V., 1952. Os pectínideos do Miocénico de Santa Maria (Açores). *Ver. Fac. Cien. Lisboa*, 2C: 243-258.

- FERREIRA, T., 1994. *Contribuição para o estudo das emanações gasosas associadas a processos de vulcanismo no Arquipélago dos Açores*. Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, 183 pp., Univer. dos Açores, Ponta Delgada.
- FERREIRA, T., 2000. *Caracterização da actividade vulcânica da ilha de S. Miguel (Açores): vulcanismo basáltico recente e zonas de desgaseificação. Avaliação de riscos*, Tese de Doutoramento em Vulcanologia, 248 pp., Departamento de Geociências, Universidade dos Açores.
- FERREIRA, T. & N. OSKARSSON, 1999. Chemistry and isotopic composition of fumarole discharge of Furnas caldera. *Journal of Volcanol. and Geotherm. Res.*, 92: 169-179.
- FETTER, P., 1981. *Ile de São Miguel (Açores). Structurologie et pétrologie*. Thèse Docteur 3ème cycle, 140 pp., Université de Paris-Sud, Paris.
- FIDCZUK, P., 1984. *Chemistry of peralkaline felsic rocks from São Miguel and Terceira, Azores*. Thesis for the degree of doctor of Philosophy, 314 pp., University of Reading, Reading.
- FLOWER, M.F.J., H.-U. SCHMINCKE & H. BOWMAN, 1976. Rare earth and other trace elements in historic azorean lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1; 127-147.
- FORJAZ, V.H., 1966. *Carta vulcanológica do sistema vulcânico Faial-Pico-São Jorge à escala 1:200000*. In: MACHADO, F. & V.H. FORJAZ, 1968. *Actividade vulcânica do Faial 1957-67*, Comissão Regional do Turismo do Distrito da Horta, Porto.
- FORJAZ, V.H., 1976. *S. Miguel Geothermal Project – Task II – Geochemical and Hydrogeological Surveying. September Progress Report.*, Instituto de Geociências e Tecnologia dos Açores.
- FORJAZ, V.H., 1977. *Carta vulcanológica da ilha do Pico à escala 1:50000*. 1 folha, Instituto de Geociências dos Açores, Ponta Delgada.
- FORJAZ, V.H., 1979. *Esboço Geológico do Sistema Vulcânico Faial-Pico-S. Jorge à escala 1:200000*. Secretaria Regional do Comércio e Indústria, Laboratório de Geociências e Tecnologia, Ponta Delgada.
- FORJAZ, V.H., 1980a. *Esboço geológico do sistema Vulcânico Faial-Pico-São Jorge*. Rel. Int. 03/80, 1 folha, Lab. Geociências e Tecnologia, S.R.C.I., Ponta Delgada.
- FORJAZ, V.H., 1980b. *Erupções Históricas do Sistema Vulcânico Faial-Pico-São Jorge*. Rel. Int. 01/80, 1 folha, Lab. Geociências e Tecnologia, S.R.C.I., Ponta Delgada.

- FORJAZ, V.H., 1983. *Azores Tectonic Sketch*, 1 pp, Centro de Vulcanologia, Universidade dos Açores, Ponta Delgada.
- FORJAZ, V.H., 1984. *Esboço tectónico da região dos Açores. Doc. Int. Dep. Geociências*, 1 pp., Universidade dos Açores, Ponta Delgada.
- FORJAZ, V. H., 1986. *Carta tectónica da ilha de S. Miguel. Doc. CV/INIC 09/86*. 1 folha Universidade dos Açores. Ponta Delgada
- FORJAZ, V.H., 1989. *Esquema de evolução vulcanológica do vulcão do Pico (resumo simplificado). Rel. Int. CV/INIC*, 1 pp., Universidade dos Açores, Ponta Delgada.
- FORJAZ, V.H., 1994. *Geologia económica e aplicada da ilha de S.Miguel - Recursos vulcanogeotérmicos*. Dissertação para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, 599 pp., Universidade dos Açores, Ponta Delgada.
- FORJAZ, V.H., 1997. *Vulcão dos Capelinhos. Retrospectivas. Vol.1*, 264pp. Observatório Vulcanológico e Geotérmico dos Açores, Ponta Delgada.
- FORJAZ, V.F., 1998. *Geotermia em S. Miguel*, Panfleto - SOGEO – Sociedade Geotérmica dos Açores SA (Ed.).
- FORJAZ, V.F., 1999. *Alguns vulcões de S.Miguel. I Parte*, 160 pp., Observatório Vulcanológico e Geotérmico, Ponta Delgada.
- FORJAZ, V.H. & N.S.M. FERNANDES, 1970. *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50000; folha "B" da ilha de São Jorge (Açores)*, 1 folha, Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- FORJAZ, V.H., J.L. MONJARDINO & N.S.M. FERNANDES, 1970. Contribuição para o estudo das jazidas fossilíferas das ilhas do Faial, Pico, São Jorge e Terceira (Açores). *Com. Serv. Geol. De Portugal*, t.54: 27-37.
- FORJAZ, V.H. & N.S.M., FERNANDES, 1975. *Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50 000. Notícia explicativa das Folhas "A" e "B", Ilha de S. Jorge (Açores)*, 32 p., Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- FORJAZ, V.H. & V. PEREIRA, 1976. *Carta vulcanológica da ilha Graciosa na escala 1:25000*, 1 folha, Instituto de Geociências e Tecnologia dos Açores, Ponta Delgada.
- FORJAZ, V.H., A. SERRALHEIRO & J.C. NUNES, 1990. *Carta vulcanológica dos Açores à escala 1:200000; Grupo Central*, 1 folha, U.A./C.V./I.N.I.C. – S.R.P.C., Ponta Delgada.
- FORJAZ, V.H. & E. RIBEIRO, 1995. *Catálogo das catástrofes naturais dos Açores*, 143 pp, SRPC-UA, Ponta Delgada.

- FORJAZ, V.H., F.M. ROCHA, J.M. MEDEIROS, L.F. MENESES e C. SOUSA, 2000. *Vulcão da Serreta. Notícias sobre o Vulcão Oceânico da Serreta, Ilha Terceira dos Açores*. 40 pp., Observatório Vulcanológico e Geotérmico dos Açores (Ed.), Ponta Delgada.
- FORJAZ, V.H., Z. FRANÇA & J.C. NUNES, 2001. Serretian: a new type of submarine eruptions. *In: Cities on Volcanoes 2. Abstracts book*. Auckland. New Zealand. pp. 39.
- FOUQUÉ, F., 1873. San Jorge et ses éruptions. *Rev. Cours Sci. France et l'Étranger*, 48: 1198-1201.
- FRANÇA, Z., 1993. *Contribuição para o estudo dos xenólitos sieníticos do Arquipélago dos Açores*, Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, 216 pp., Univ. dos Açores, Ponta Delgada.
- FRANÇA, Z., 2000. *Origem e evolução petrológica e geoquímica do vulcanismo da ilha do Pico*, Dissertação para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, 372 pp., Univ. dos Açores, Ponta Delgada.
- FRANÇA, Z. & B. RODRIGUES, 1993/94. Nota sobre a distribuição espacial de xenólitos sieníticos no arquipélago dos Açores. *Geociências*, 8: 1-2.
- FRANÇA, Z. & B. RODRIGUES, 1995. Distribuição e modo de jazida de xenólitos sieníticos no arquipélago dos Açores. *Memórias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto*, 4: 995-997.
- FRANÇA, Z., B. RODRIGUES, J.V. CRUZ, M.R. CARVALHO, J.C. NUNES & C. GOMES, 1995a. Ensaio de orientação para o estudo petrológico e geoquímico das lavas históricas da ilha do Pico - Açores. *Memórias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto*, 4: 723-724.
- FRANÇA, Z., M.H. ALMEIDA & N. WALLENSTEIN, 1995b. Sobre a ocorrência de xenólitos mantélicos numa lava da ilha do Pico. *Gaia*, 11: 47-52.
- FRANÇA, Z., J.C. NUNES & J.V. CRUZ, 1998. Pico island (Azores, Portugal) volcanic activity: state-of-art and hazard implications. *In: Proceedings Colima Volcano 6<sup>th</sup> International Meeting*, CD-ROM, 1 pp., Colima, México.
- FRANÇA, Z., ORTIZ, R., NUNES, J.C. & CRUZ, J.V., 1999. *Avaliação da perigosidade por fluxo lávicos na ilha do Pico, Açores*. Poster apresentado no "I Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados". Junho. Gramado, Rio Grande do Sul. Brasil.
- FRANÇA, Z., V.H. FORJAZ, J.C. NUNES, J.V. CRUZ & P. BORGES, 2001a. Pico (Azores) composite volcano - a model for explaining the migration of the summit vent. *In: DAVILLA, J.M., A.P. GARCÍA, A.U., VALLINA & E.B. PEIRÓ (Ed.), Proceedings of the Meeting*

- “*The geodynamics of the western part of Eurasia-Africa plate boundary (Azores-Tunisia)*, 2 pp., San Fernando, Spain.
- FRANÇA, Z., J.V. CRUZ, J.C. NUNES & V.H. FORJAZ, 2001b. Volcanic hazard evaluation of Pico island, Azores. *In: STEWART, C. (Ed.), Book of Abstracts of the Cities on Volcanoes 2 Conference*, pp. 40, Institute of Geological and Nuclear Sciences Information Series 49, Auckland, New Zealand.
- FRANÇA, Z., B. RODRIGUES, V. AREÑA, C. TASSINARI, A. APARÍCIO, J.V. CRUZ, J.C. NUNES & V.H. FORJAZ, 2001c. Estudo geoquímico comparativo entre as lavas históricas das ilhas do Grupo Central do Arquipélago dos Açores. *Resumos – III Congresso Ibérico da Geoquímica*, Zaragoza, Espanha. 20-25.
- FRANÇA, Z., J.V. CRUZ, J.C. NUNES & V.H. FORJAZ, 2003a. Azores historical eruptions: geochemical features and related eruptive styles. *In: Abstract Book – Week A, XXIII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics – IUGG 2003*, pp. A.558, Sapporo, Japan.
- FRANÇA, Z.T., J.C. NUNES, J.V. CRUZ, J.F. DUARTE e V.H. FORJAZ, 2003b. Estudo preliminar do vulcanismo da Ilha do Corvo, Açores. *In: F.G. García e J.L.B. Valero (Ed.), Proceedings da 3ª Assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofísica*, Valência. Espanha. Editorial de la UPV- Universidad Politécnica de Valencia, Tomo II; 727-730.
- FRANÇA, Z.T. & M. SAN JOSÉ, 2004. Evolução geoquímica do vulcanismo da ilha do Corvo: dados geotérmométricos e isotópicos. *Em preparação*.
- FREITAS, B.J.S., 1945. *Uma viagem ao Valle das Furnas na ilha de s. Miguel em Junho de 1840*, 1845 pp., Imprensa Nacional, Lisboa.
- FRIEDLANDER, I., 1929. Die Azoren. *Zeitschr. Vulkan.*, 12: 77-107.
- FRUTUOSO, G., 1522-1591. *Saudades da Terra*, Edição de 1998, Livros I a VI, Instituto Cultural de Ponta Delgada. Ponta Delgada.
- GARCÍA-TALAVERA, F., 1990. Fauna tropical en el Neotirreniense de Santa Maria (I. Azores). *Lavori S.I.M.*, 23: 439-443.
- GASPAR, J.L., 1996. *Ilha Graciosa (Açores). História vulcanológica e avaliação do hazard*. Dissertação para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, 255 pp., Universidade dos Açores, Ponta Delgada.
- GASPAR, J.L., G. QUEIROZ, M.H. ALMEIDA, Z. FRANÇA, Z. & B. RODRIGUES, 1990. Aplicação de diagramas de discriminação tectonomagmática a rochas do arquipélago dos Açores. *In: Resumos das Comunicações, VIII Semana de Geoquímica*, pp. 45, Lisboa.

- GASPAR, J.L. & G. QUEIROZ, 1995. *Carta Vulcanológica dos Açores, Ilha Graciosa, à escala 1:10000*, 2 folhas, Departamento de Geociências da Universidade dos Açores e Câmara Municipal de Santa Cruz da Graciosa, Ponta Delgada.
- GUEST, J.E., A.M. DUNCAN, A.M., P.D. COLE, J.L. GASPAR, G. QUEIROZ, N. WALLENSTEIN & T. FERREIRA, 1994. *Preliminary report on the volcanic geology of Furnas volcano*. ESF Furnas Laboratory Volcano, Open-File Report 1, 24 pp., Ponta Delgada.
- GUEST, J.E., J.L. GASPAR, P.D. COLE, G. QUEIROZ, A.M. DUNCAN, N. WALLENSTEIN, T. FERREIRA & J.-M. PACHECO, 1999. Volcanic geology of Furnas Volcano, São Miguel, Azores. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 92(1-2): 1-29.
- HART, S., SCHILLING, J.-G. & POWELL, J.L., 1973. Basalts from Iceland and along Reykjanes Ridge: Sr isotope geochemistry. *Nature*, 246: 104-107.
- HARTUNG, G., 1860. *Die Azoren in ihrer ausseren Erscheinung und nach ihrer geognostischen Natur*, 350 pp, Engelman Verlag, Leipzig.
- HIRN, A., H. HAESSLER, P.H. TRONG, G. WITTLINGER & L.A.M. VICTOR, 1980. Aftershock sequence of the January 1<sup>st</sup>, 1980 earthquake and present-day tectonics in the Azores. *Geophys. Res. Letters*, 7: 501-504.
- HULBERT, C., 1827. *Volcanic Wonders, and Scenes of Astonishment: being Historic and Scientific Descriptions of the Volcanoes of the Azores, and a general view of Burning Mountains, in various Parts of the Globe*, 68 pp, Longman & Co. and T. Hurst & Co., London.
- JUNIOR, F.J.C.; J.I.A. MONJARDINO & F.F. DRUMMOND, 1983. *Memória histórica do horrível terramoto de 15.VI.1841 que assolou a Vila da Praia da Vitória*, 281 pp., Câmara Municipal da Praia da Vitória, Praia da Vitória.
- KRÁSNÝ, J. 1993. Classification of transmissivity magnitude and variation. *Ground Water*, 31: 230-236.
- KRAUSE, D.C. & N. D. WATKINS, 1970. North Atlantic crustal genesis in the vicinity of the Azores. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 19: 261-283.
- KRAUSE, D.C. & B.A. MCGREGOR, 1973. Azores Plateau submarine geology., 29 pp. (Unpubl. Manusc.).
- KRAUSE, D.C., 1965. East and West Azores Fracture Zones in the North Atlantic. In: WHITTARD, W. & R. BRADSHAW (Ed.), *Submarine Geology and Geophysics*, Butterworths, London, 163-173.

- LACROIX, A., 1893. Les enclaves des roches volcaniques. *Ann. De l'Académie de Macon*, p. 390.
- LAUGHTON, A.S., 1975. Tectonic Evolution of the Northeast Atlantic Ocean: a review. *Norges Geol. Unders.*, 316: 169-196.
- LAUGHTON, A.S. & R.B. WHITMARSH, 1974. The Azores-Gibraltar plate boundary. In: KRISTJANSSON, L. (Ed.), *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic area*, D. Reidel, Dordrecht: 63-81
- LAUGHTON, A.S., R.B. WHITMARSH, J.S.M. RUSBY, M.L. SOMERS, J. REVIE, B.S. McCARTNEY & J.E. NAFE, 1972. A continuous East-west fault on the Azores-Gibraltar ridge. *Nature*, 237: 217-220.
- LEMARCHAND, F., 1984. Les séries volcaniques de Fayal (Açores): Étude pétrologique et géochimique. *Can. J. Earth Sci.*, 24: 334-353.
- LEMARCHAND, F., 1987. Les series volcaniques de Fayal (Acores): Étude petrologique et geochimique. *Can. E. Earth Sci.*, 24: 334- 353.
- LNEC, 2001. *Desenvolvimento de um inventário das águas subterrâneas dos Açores - Relatório final - 3º Ano, Fase 3. Relatório LNEC 239/01 - GIAS*, 640 pp., LNEC, Lisboa.
- LUÍS, J. F., J.M. MIRANDA, A. GALDEANO, P. PATRIAT, J.C. ROSSIGNOL & L.A.M. VICTOR, 1994. The Azores triple junction evolution since 10Ma from an aeromagnetic survey of the Mid-Atlantic Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 125: 439-459.
- MACEDO, A.L.S. 1871. *História das quatro ilhas que formam o distrito da Horta*. Edição de 1981, Volumes I a III, Região Autónoma dos Açores – Secretaria Regional da Educação e Cultura – Direcção Regional dos Assuntos Culturais. Angra do Heroísmo.
- MACHADO, F., 1949. O terramoto de S. Jorge de 1757. *Açoreana*, 4(4): 1-14.
- MACHADO, F., 1958a. Actividade vulcânica da ilha do Faial (Set/Dez. 1957). *Atlântida*, 2: 225-236.
- MACHADO, F., 1958b. Actividade vulcânica da ilha do Faial (Jan/Abr. 1958). *Atlântida*, 2: 305-315.
- MACHADO, F., 1959a. Actividade vulcânica da ilha do Faial (Mai/Ago. 1958). *Atlântida*, 3: 40-55.
- MACHADO, F., 1959b. Actividade vulcânica da ilha do Faial (Set/Out. 1958). *Atlântida*, 3: 153-159.
- MACHADO, F., 1959c. Submarine pits of the Azores plateau. *Bull. Volcanol.*, 21: 109-116.
- MACHADO, F., 1959d. A erupção do Faial em 1672. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 4: 89-99.

- MACHADO, F., 1960. Actividade vulcânica da Ilha do Faial (1957-1958). *Atlântida*, 2: 5-51.
- MACHADO, F., 1962. Erupções históricas do sistema vulcânico Faial-Pico-S.Jorge. *Atlântida*, 6: 84-91.
- MACHADO, F., 1966. Anomalias das intensidades do terramoto de S. Miguel (Açores) em 1522. *Bol. Museu e Lab. Mineralógico e Geológico da Fac. de Ciências de Lisboa*, 10: 109-117.
- MACHADO, F., 1967. Active volcanoes of the Azores. In: N.V. Padang (Ed.), *Catalog of active volcanoes of the world including solfatara fields*, International Association of Volcanology, XXI, 8-52.
- MACHADO, F., J.M. NASCIMENTO & A.F. DENIS, 1959. Evolução topográfica do cone vulcânico dos Capelinhos. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 4: 65-70.
- MACHADO, F. & V.H. FORJAZ, 1968. *Actividade vulcânica do Faial 1957-67*, 85 pp, Comissão Regional do Turismo do Distrito da Horta, Porto.
- MADEIRA, J., 1986. *Geologia estrutural e enquadramento geotectónico da ilha de Santa Maria (Açores)*, Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, 107 pp., Univer. Lisboa, Lisboa.
- MADEIRA, J., 1998. *Estudos de neotectónica nas ilhas do Faial, Pico e S. Jorge: Uma contribuição para o conhecimento geodinâmico da junção tripla dos Açores*. Dissertação para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, 481 pp., Universidade de Lisboa, Lisboa.
- MAUND, J., 1985. *The Volcanic Geology, Petrology and Geochemistry of Caldeira Volcano, Graciosa, Azores and its bearing on contemporaneous felsic-mafic oceanic island volcanism*, Ph.D. Thesis, 333 pp., University of Reading, Reading.
- MAYER, K., 1864. *Systematisches verzeichniss der fossilen reste von Madeira, Porto Santo und Santa Maria nebst Beschreibung der neuen Arten*, 107 pp, Zurich.
- McKENZIE, D., 1970. Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, 226: 239-243.
- McKENZIE, D., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *J. R. Astron. Soc.*, 30: 109-185.
- MEDEIROS, C.A., 1987. *A Ilha do Corvo*. 143 pp., Livros Horizonte, Lisboa.
- MEIDAV, Y & FORJAZ, V. H., 1976. Geology and Geothermal Energy Potential of Azores Islands. In: *International Congress on Thermal Waters, Geothermal Energy and Vulcanism of the Mediterranean Area*, Atenas, Outubro. 141-146.
- MENDONÇA, J.J.L., 1992. Contribuição para o conhecimento da hidrogeologia do arquipélago dos Açores. *Mem. e Notícias do Mus. Lab. Min. Geol.Univ. Coimbra*, 113: 57-74.

- MIRANDA, J. M. & LUÍS, J. F., 1995. Evolução da junção tripla dos Açores nos últimos 10Ma. *In: Seminário Geologia Atlântica e XV Curso de Actualização para professores de Geociências*, A.P.G., Ponta Delgada. 3p.
- MIRANDA, J.M., J.F. LUÍS, I. ABREU, L.A.M. VICTOR, L. A. GALDEANO & J.C. ROSSIGNOL, 1991. Tectonic framework of the Azores triple junction. *Geophys. Res. Lett.*, 18: 1421-1424.
- MONOD, T.H & J. VARET, 1976. Découverte d'enclaves de syenites quartzifères et autres roches plutoniques associés dans l'île de Flores, Açores. *Bull. Soc. Geol. France*, XVIII, 6: 1625-1630.
- MOORE, R.B., 1990. Volcanic geology and eruption frequency, São Miguel, Azores. *Bull. Volcanol.*, 52: 602-614.
- MOORE, R.B., 1991a. *Geologic map of São Miguel, Azores. U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Ser. Map I – 2007, scale 1:50000*, 1 folha, U.S. Geological Survey, Denver.
- MOORE, R.B., 1991b. Radiocarbon dates for lava flows and pyroclastic deposits on São Miguel, Azores. *Radiocarbon*, 33; 151-164.
- MOORE, R.B., 1991c. *Geology of three late Quaternary stratovolcanoes on São Miguel, Azores. USGS Bulletin 1900*, 46 pp., U.S. Geological Survey, Denver.
- MORISSEAU, M., 1987. *Les éruptions hydromagmatiques et les xenolites associées: signification géothermique, exemples de Flores e de Faial (Açores)*, Thèse de Docteur em Sciences, 317 pp., Université de Paris-Sud, Paris.
- MUECKE, G.K., J.M. ADE-HALL, F. AUMENTO, A. MACDONALD, P.H. REYNOLDS, R.D. HYNDMAN, J. QUINTINO, N. OPDYKE & W. LOWRIE, 1974. Deep drilling in an active geothermal area in the Azores. *Nature*, 252: 281-285.
- MÜGGE, O., 1883. Petrographische Untersuchungen an Gesteinen von den Azoren. *Jb. Miner. Geol. Pal.*, v. 2: 189-244.
- NUNES, J.C., 1991. *Microsismos e Neotectónica. Contribuição para o seu estudo nos Açores*, Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, 245 pp., Universidade dos Açores, Ponta Delgada.
- NUNES, J.C., 1999. *A actividade vulcânica na ilha do Pico do pliocénico superior ao holocénico: mecanismo eruptivo e hazard vulcânico*, Dissertação para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, 357 pp., Universidade dos Açores, Ponta Delgada.

- NUNES, J.C., 2000a. *Estudo geológico da depressão vulcânica de São Sebastião (ilha Terceira, Açores) e área envolvente. Relatório Projecto PPERCAS*, 25 pp., Universidade dos Açores. Ponta Delgada.
- NUNES, J.C., 2000b. Notas sobre a geologia da Terceira. *Açoreana*, 9: 205-215.
- NUNES, J.C., J.V. CRUZ, M.R. CARVALHO, Z. FRANÇA & V.H. FORJAZ, 1995. “Aspectos vulcanológicos da Ilha do Pico”. Poster – “*Curso de Actualização para Professores de Geociências (XV Edição) e Seminário Geologia Atlântica*”. Fevereiro. Ponta Delgada.
- NUNES, J.C., J.V. CRUZ, Z. FRANÇA, G. SIGVALDASON, G., M.R. CARVALHO, J. GARVIN & J.L. ALVES, 1998. Production rates and age of Pico stratovolcano (Azores islands): an estimation from historical eruptions data. *In: GARCIA, J.M. & M.D. ROMERO (Ed.), Proceedings da I Assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofísica*, CD-ROM, 6 pp., Almeria, Espanha.
- NUNES, J.C. & E. RIBEIRO, 2001. Caracterização da sismicidade instrumental dos Açores no período 1950-1980. *In: FRAGOSO, M.R. (Ed.), 5º Encontro Nacional de Sismologia e Engenharia Sísmica – SÍSMICA 2001*, Laboratório Regional de Engenharia Civil, Ponta Delgada: 17-28.
- NUNES, J.C., V.H. FORJAZ & Z. FRANÇA, 2001a. Principais sismos destrutivos no arquipélago dos Açores – uma revisão. *In: FRAGOSO, M.R. (Ed.), 5º Encontro Nacional de Sismologia e Engenharia Sísmica – SÍSMICA 2001*, Laboratório Regional de Engenharia Civil, Ponta Delgada: 119-131.
- NUNES, J.C., M.R. CARVALHO, J.V. CRUZ & Z. FRANÇA, 2001b. Novos dados do campo fumarólico da Montanha do Pico (Açores). *In: BOSKI, T., C. ROCHA, C. VEIGA-PIRES, D. MOURA, E. FERREIRA & MATA, J. (Ed.), Actas do VI Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, Faro: 632-635.
- NUNES, J.C., V.H. FORJAZ & C.S. OLIVEIRA, 2003a. Sectores sismogénicos e sismicidade instrumental dos Açores. *In: Resumos – Geofísica – III Simpósio de Meteorologia e Geofísica*, pp. 28, Aveiro.
- NUNES, J.C., V.H. FORJAZ, J.L. ALVES & A.C. BERNARDES, 2003b. Caracterização vulcanológica do Banco D. João de Castro (Açores): novos dados. *In: Actas do VI Congresso Nacional de Geologia*, Lisboa, nº esp. V, CD ROM, D55-D58.
- NUNES, J.C., Z. FRANÇA, J.V. CRUZ, M.R. CARVALHO & A. SERRALHEIRO, 1999. *Carta Vulcanológica da Ilha do Pico (Açores). Escala 1:30 000*. Folhas 1, 2 e 3. Universidade dos Açores (Ed.), Ponta Delgada. Em impressão.

- OLIVEIRA, C.S.; A.R.A. LUCAS & J.H.C. GUEDES, 1992. *10 anos após o sismo dos Açores de 1 de Janeiro de 1980*. Volumes I e II, Laboratório Nacional de Engenharia Civil e Secretaria Regional de Habitação e Obras Públicas. Lisboa..
- OSKARSSON, N., B. RODRIGUES, Z. FRANÇA & M.H. ALMEIDA, 1994. *Relatório de Progresso sobre o estudo petrológico e geoquímico do Vulcão das Furnas (São Miguel, Açores)*. II A - *Petrologia / Geoquímica*. Rel. Programa Environment CE. Contract CEC reference ERB EV5V - CT92 – 0173, Universidade dos Açores, Ponta Delgada.
- OSKARSSON, N., B. RODRIGUES, Z. FRANÇA & M.H. ALMEIDA, 1995. *Relatório Final sobre o estudo petrológico e geoquímico do Vulcão das Furnas (São Miguel, Açores)*. II B - *Chemistry and petrogenesis of the Furnas volcanic center, São Miguel, Açores*. Programa Environment CE. Contract CEC reference ERB EV5V - CT92 - 0173, Universidade dos Açores, Ponta Delgada.
- PACHECO, J.M., 1995. *Caracterização do depósito vulcânico furnas-C e seu contributo para a análise do hazard associado à actividade do vulcão das Furnas*, Provas de Prog. Carr. Inv., 128 pp., Universidade dos Açores, Ponta Delgada.
- PACHECO, J.M.R., 2001 *Processos associados ao desenvolvimento de erupções vulcânicas hidromagmáticas explosivas na ilha do Faial e sua interpretação numa perspectiva de avaliação do hazard e minimização do risco*, Tese de Doutoramento em Vulcanologia, CD-ROM 330 pp., Departamento de Geociências, Universidade dos Açores.
- PARADELA, P.L., 1980. Hidrogeologia geral das ilhas adjacentes. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 66: 241-256.
- PEREIRA, V.B. & V.H. FORJAZ, 1974. *Carta de recursos naturais, ilha de S.Miguel*, Folha A, Rel. Comissão Planeamento da Região Açores, Ponta Delgada.
- PINTO, M. S., 1998. Effects of eruptions on society - the case of the Azores archipelago. A brief historical account. *In: Proceedings of the 20th INIGHEO Meeting, Napoli-Eoli-Catania (Italia)* 19-25 September 1995; Brigati – Genoa: 565-580.
- QUEIROZ, G., 1990. *Aspectos vulcanológicos do maciço das Sete Cidades*, Provas de Prog. Carr. Inv., 148 pp., Centro de Vulcanologia, INIC, Ponta Delgada.
- QUEIROZ, G., 1997. *Vulcão das Sete Cidades (S.Miguel Açores): história eruptiva e avaliação do hazard*, Dissertação para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, 226 pp., Univ. dos Açores, Ponta Delgada.

- QUEIROZ, G., J.L. GASPAR, P.D. COLE, J.E. GUEST, N. WALLENSTEIN, A.M. DUNCAN & J. PACHECO, 1995. Erupções vulcânicas no vale das Furnas (ilha de S. Miguel, Açores) na primeira metade do século XV. *Açoreana*, 8(1): 159-165.
- QUINTINO, 1962a. Levantamento geomagnético da ilha de S. Miguel (Açores). *Serv. Meteor. Nac.*, RT 638, GEO 19.
- QUINTINO, 1962b. Levantamento geomagnético da ilha de Terceira (Açores). *Serv. Meteor. Nac.*, RT 688, GEO 34.
- QUINTINO, 1962c. Levantamento geomagnético da ilha de Faial (Açores). *Serv. Meteor. Nac.*, RT 689, GEO 35.
- QUINTINO, 1969. Sistemas hidrotermais associados ao vulcanismo e sua prospecção com fins económicos. Aplicação à região das Furnas (S. Miguel – Açores). *Técnica*. 449-472.
- REISS, W. 1862. Mitteilungen uber die tertiaren Schichten von Santa Maria, der sudlichsten der Azoren, und ihre organischen Einschlusse. *N. Jb. Miner. Geogn. Geol. Petrefakt*: 1-22.
- RIBEIRO, A., 1982. Tectónica de placas: aplicação à sismotectónica e à evolução da fronteira de placas Açores-Gibraltar. *Geonovas*, 1: 87-96.
- RODRIGUES, B., C.M.A. ALVES, A. SERRALHEIRO & V.H. FORJAZ, 1985. Nota prévia sobre a petrologia e geoquímica da ilha de Santa Maria, Açores. *Memórias da Academia das Ciências*, 46: 71-91.
- RODRIGUES, B., V.H. FORJAZ & J.L. GASPAR, 1989. *A preliminary note on the geochemical evolution of volcanism in S. Miguel Island, (Azores)*. Doc. CV/INIC. 07/87, 16 pp., Universidade dos Açores, Ponta Delgada.
- SCHILLING, J.-G., 1975a. Azores mantle blob: rare-earth evidence. *Earth & Planet. Sci. Lett.*, 25: 103-115.
- SCHILLING, J.-G., 1975b. Rare earth variations across “normal” ridge, 29S, and East Pacific Rise, 2-19 S, and evidence on the composition of the underlying low-velocity layer. *J. Geophys. Res.*, 80: 1459-1473.
- SCHMINCKE, H-U. & WEIBEL, M., 1972. Chemical study of rocks from Madeira, Porto Santo, and Sao Miguel, Terceira (Azores). *N. Jb. Miner. Abh.*, 117, 3: 253-281.
- SCHMINCKE, H-U., 1973. Magmatic evolution and tectonic regime in the Canary, Madeira and Azores Islands Groups. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 633-648.
- SEARLE, R., 1980. Tectonic pattern of the Azores spreading centre and triple junction. *Earth & Planet. Sci. Lett.*, 51: 415- 434.

- SEARLE, R., 1986. Lithospheric structure of the Azores plateau from rayleigh-wave dispersion, *Geophys. J. r. Astr. Soc.*, 44: 537-546.
- SELF, S., 1973. *Recent volcanism on Terceira, Azores*, Ph.D. Thesis, 236 pp., Imperial College, London.
- SELF, S., 1982. Excursion Guide for field trip V2. Island of Terceira. *Arquipélago*, 3: 329-342.
- SELF, S. & B.M. GUNN, 1976. Petrology, volume and age relations of alkaline and saturated peralkaline volcanics from Terceira, Azores. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 54: 293-313.
- SERRALHEIRO, A., C.A.M. ALVES, V.H. FORJAZ & B. RODRIGUES, 1987. *Carta Vulcanológica dos Açores-Ilha de Santa Maria; Escala 1:15 000*, 2 folhas, CV/INIC-SRPC-UA, Ponta Delgada.
- SERRALHEIRO, A., V.H. FORJAZ, C.A.M. ALVES & B. RODRIGUES, 1989. *Carta Vulcanológica dos Açores-Ilha do Faial; Escala 1:15 000*, 4 folhas, CV/INIC-SRPC-UA, Ponta Delgada.
- SERRALHEIRO, A. & J.M. MADEIRA, 1990. Stratigraphy and geochronology of Santa Maria island (Azores). In: *Livro de Homenagem a Carlos Romariz*, Secção de Geologia Económica e Aplicada, Departamento de Geologia, FCUL, Lisboa: 357-376.
- SOUSA, M.L., C.S. OLIVEIRA, J.C. NUNES & A. MARTINS, 2000. Seismic hazard for Central Group of Azores islands. Poster – “XXVII General Assembly of the European Seismological Commission”. Setembro, Lisboa.
- STOREY, M., 1981. Trachytic pyroclastics from Água de Pau volcano, São Miguel, Azores: evolution of a magma body over 4000 years. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78: 423-432.
- STOREY, M., 1982. Petrogenesis of the recent trachytic pyroclastic succession of Água de Pau Volcano (São Miguel, Azores) (Abstract). *Arquipélago*, 3: 175-176.
- STOREY, M., J.A. WOLFF & S.D. BALSLEY, 1984. Mixed-magma lavas from the zoned magma chambers of Água de Pau and Furnas volcanoes, São Miguel, Azores: evidence supporting crystal settling. *EOS, Trans. AGU*, 65, 1122.
- STOREY, M., J.A. WOLFF, M.J. NORRY & G.F. MARRINER, 1989. Origin of hybrid lavas from Água de Pau volcano, São Miguel, Azores. In: SAUNDERS, A. & M. NORRY (Ed.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc. Sp. Publ., 42: 161-180.
- SUPICO, F.M., 1995. *Escavações*. Volumes I a III, Instituto Cultural de Ponta Delgada. Ponta Delgada..

- TAZIEFF, H., 1959. Le volcanisme de l'île de Faial et l'éruption du Volcan de Capelinhos. L'éruption de 1957-58 et la tectonique de Faial (Açores). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 4: 71-88.
- UDÍAS, A., 1980. Seismic stresses in the region Azores - Spain - western Mediterranean. *Rock mechanics*, suppl.9: 75-84.
- UDÍAS, A. & A. ARROYO, 1972. Plate tectonics and the Azores-Gibraltar region. *Nature Physical Science*, 237: 565-571.
- UDÍAS, A., A. LOPEZ-ARROYO & J. MEZCUA, 1976. Seismotectonic of the Azores-Alboran region. *Tectonophysics*, 31: 259-289.
- UDÍAS, A., A.F. ESPINOZA, J. MEZCUA, E. BUFORN, R. VEGAS, S.P. NISHENKO, J.M. MARTINEZ-SOLARES & A. LOPEZ-ARROYO, 1986. *Seismicity and tectonics of the North African - Eurasian plate boundary (Azores - Iberia - Tunisia)*, open file report, 86-626, 9 pp., U. S. Geol. Survey, Denver.
- UDIAS, A., E. BUFORN, & J. MEZCUA, 1988. Occurrence of large earthquakes in the Azores - Iberic region. Seminar on the Prediction of Earthquakes, Laboratório Nacional de Engenharia Cívil, Novembro, Lisboa: 7 pp.
- WALKER, G.P.L. & R. CROASDALE, 1971. Two plinian-type eruptions in the Azores. *J. Geol. Soc. London*, v. 127: 17-55.
- WALLENSTEIN, N., 1999. *Estudo da história recente e do comportamento eruptivo do Vulcão do Fogo (S.Miguel, Açores): avaliação preliminar do hazard*, Dissertação para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, 266 pp., Univ. dos Açores, Ponta Delgada.
- WALLENSTEIN, N & A. DUNCAN, 1998. The geology of Fogo volcano, S.Miguel island. In: *Abstract Book*, EC Advanced Short Course on Volcanic Hazard assessment, Monitoring and Risk Mitigation, S.Miguel. pp. 48.
- WEBSTER, J.W., 1821. *A description of the island of St. Michael*, 244 pp., R.P. & C. Williams Ed., Boston.
- WESTON, F.S., 1964. List of recorded volcanic eruptions in the Azores with brief reports. *Bol. Museu e Lab. Mineralógico e Geológico da Fac. de Ciências de Lisboa*, 10: 3-18.
- WHITE, W.M. & J.-G., SCHILLING, 1978. The nature and origin of geochemical variation in Mid-Atlantic Ridge basalts from the central north Atlantic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 1501-1516.
- WHITE, W.M., S.R. HART & J-G. SHILLING, 1975. Geochemistry of the Azores and the Mid-Atlantic ridge: 29° N to 60°N. *Carnegie Institution Year Book*, 224-234.

- WHITE, W.M., J-G., SCHILLING & S.R. HART, 1976. Evidence for the Azores mantle plume from strontium isotope geochemistry of the Central North Atlantic. *Nature*, 263: 659-663.
- WHITE, W.M., M.D.M. TAPIA & J-G. SCHILLING, 1979. The petrology and geochemistry of the Azores Islands. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 201-213.
- WHITMARSH, R.B., 1971. Interpretation of long range sonar records obtained near the Azores. *Deep-Sea Research*, v.18: 433-440.
- WIDOM, E. & S.B. SHIREY, 1996. Os isotopic systematics in the Azores: implications for mantle plume sources. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 142 :451-465.
- WIDOM, E., J.B. PALACZ, J.B. GILL & H.-U. SCHMINCKE, 1992. Th-Sr-Pb isotope correlations in the Azores. *Transactions of the American Geophysical Union (EOS)*: 651.
- WOODHALL, D., 1974. Geology and volcanic history of Pico island volcano, Azores. *Nature* 248: 663-665.
- ZBYSZEWSKI, G., 1960. L'éruption du Volcan de Capelinhos (Ile de Faial, Açores). *Bull. Volcanol.*, sep. II, 23: 77-100.
- ZBYSZEWSKI, G., 1961. Étude géologique de l'île de S. Miguel (Açores). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 45: 5-79.
- ZBYSZEWSKI, G., 1963. Les phénomènes volcaniques modernes dans l'archipel des Açores. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 47: 227 pp.
- ZBYSZEWSKI, G., 1970. Levantamentos geológicos da ilha Graciosa (Açores). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 24: 163-171.
- ZBYSZEWSKI, G., F.M. ALMEIDA, O.V. FERREIRA & C.T. ASSUNÇÃO, 1958. *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50000; notícia explicativa da folha "B" da ilha de S. Miguel (Açores)*, 37 pp., Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- ZBYSZEWSKI, G., O.V. FERREIRA & C.T. ASSUNÇÃO, 1959a. *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50000; notícia explicativa da folha "A" da ilha de S. Miguel (Açores)*, 22 pp., Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- ZBYSZEWSKI, G., F.M. ALMEIDA, O.V. FERREIRA & C.T. ASSUNÇÃO, 1959b. *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50000; notícia explicativa da folha da ilha do Faial (Açores)*, 25 pp., Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- ZBYSZEWSKI, G., O.V. FERREIRA & C.T. ASSUNÇÃO, 1961. *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50000; notícia explicativa da folha da ilha de Santa Maria (Açores)*, 28 pp., Serv. Geol. Portugal, Lisboa.

- ZBYSZEWSKI, G. & O.V. FERREIRA, 1962a. Étude géologique de l'île de Santa Maria (Açores). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 46: 209-246.
- ZBYSZEWSKI, G. & O.V. FERREIRA, 1962b. La faune Mioène de l'île de Santa Maria (Açores). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 46: 247-289.
- ZBYSZEWSKI, G., C.R. FERREIRA & O.V. FERREIRA, 1962. Étude géologique de l'île de Pico (Açores). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 44: 5-34.
- ZBYSZEWSKI, G., C.R. FERREIRA, O.V. FERREIRA & C.T. ASSUNÇÃO, 1963a. *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50000; notícia explicativa da folha "A" da ilha do Pico (Açores)*, 23 pp., Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- ZBYSZEWSKI, G., C.R. FERREIRA, O.V. FERREIRA & C.T. ASSUNÇÃO, 1963b. *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50000; notícia explicativa da folha "B" da ilha do Pico (Açores)*, 20 pp., Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- ZBYSZEWSKI, G., A. MEDEIROS, O.V. FERREIRA & C.T. ASSUNÇÃO, 1967. *Carta Geológica de Portugal na escala 1:25000; notícia explicativa da folha da ilha do Corvo (Açores)*, 16 pp., Serv. Geol. Portugal., Lisboa.
- ZBYSZEWSKI, G., A. MEDEIROS, O.V. FERREIRA & C.T. ASSUNÇÃO, 1968. *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50000; notícia explicativa da folha da ilha das Flores (Açores)*, 34 pp., Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- ZBYSZEWSKI, G., A. MEDEIROS, O.V. FERREIRA & C.T. ASSUNÇÃO, 1971. *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50000; notícia explicativa da folha da ilha Terceira (Açores)*, 43 pp., Serv. Geol. Portugal., Lisboa.
- ZBYSZEWSKI, G., A. MEDEIROS, O.V. FERREIRA & C.T. ASSUNÇÃO, 1972. *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50000; notícia explicativa da folha da ilha do Graciosa (Açores)*, 31 pp.; Serv. Geol. Portugal., Lisboa.