

UMA VISITA GEOLÓGICA AO
ARQUIPÉLAGO DA MADEIRA

PRINCIPAIS LOCAIS
GEO - TURÍSTICOS



M. Luisa Ribeiro
Miguel Ramalho

DRCIERAM / INETI

**UMA VISITA GEOLÓGICA AO
ARQUIPÉLAGO DA MADEIRA:
PRINCIPAIS LOCAIS GEO-
TURÍSTICOS**

2007

Prefácio

Este trabalho foi efectuado pelo INETInovação a pedido da DRCIERAM com o objectivo de constituir um apoio ao turismo científico nas duas maiores ilhas do Arquipélago da Madeira.

Nos termos do contrato celebrado entre as duas instituições, na base do trabalho estariam as cartas geológicas das ilhas da Madeira e de Porto Santo, publicadas, respectivamente, em 1971 (Serviços Geológicos de Portugal) e 1996 (Instituto Geológico e Mineiro). Delas deveria surgir uma carta simplificada a escala reduzida (1/80 000), sem recurso a trabalhos de cartografia suplementares.

No entanto, tendo sido efectuadas em períodos de tempo diferentes e segundo concepções muito distintas, o trabalho de adaptação foi igualmente distinto para cada uma daquelas cartas.

De facto, a carta geológica de Porto Santo, da autoria dos geólogos M. Portugal Ferreira e J.M. Coteló Neiva, tendo sido efectuada com base em numerosas datações geocronológicas essa adaptação consistiu, essencialmente, em sintetizar a informação e, ao mesmo tempo, apresenta-la sob o mesmo critério utilizado para a Madeira.

Pelo contrário, a carta geológica da Madeira, duas décadas anterior àquela, foi efectuada sob a orientação de G. Zbyszewski, com os critérios convencionais da época (estratigrafia e correlação litoestratigráfica), sem datações geocronológicas. As suas minutas de campo, efectuadas à escala 1/25 000, à guarda do Arquivo do Departamento de Geologia do INETInovação, são hoje um exemplo de detalhe e rigor em cartografia geológica e, por isso, muito valiosas.

Contudo, é hoje consensual que os materiais originários das rochas vulcânicas, quando da sua deposição/instalação, nem sempre respeitam o princípio da sobreposição dos estratos (onde se afirma que *os estratos mais recentes sobrepõem os mais antigos*), podendo verificar-se que materiais mais antigos sobrepõem ou intercalam, outros mais recentes.

Apesar de tudo, a Carta Geológica da Madeira tem resistido, admiravelmente, aos dados geocronológicos até agora publicados e, se algumas modificações têm sido introduzidas, em esboços geológicos posteriores, elas referem-se, curiosamente, às formações mais recentes – escórias e piroclastos, não datadas (exemplos: alinhamento NW-SE da Fonte do Negro, na terminação W do Paul da Serra e, alinhamento costeiro do Paul do Mar à Ponta do Pargo). Essas correcções correspondem, assim, a diferentes interpretações da geologia, pelos diferentes autores. Nestas condições, optou-se por manter a cartografia original sintetizando-a e adaptando-a aos critérios estabelecidos.

Localização

O Arquipélago da Madeira, como é vulgarmente conhecido o Arquipélago da Madeira e Selvagens, é constituído por dois grupos de ilhas: o Grupo Norte – situado em franco ambiente oceânico que compreende as ilhas da Madeira, Porto Santo e Desertas e o Grupo Sul – situado bastante mais próximo do continente africano e, do Arquipélago das Canárias com que apresenta afinidades geológicas, constituído pelas ilhas Selvagens (Fig. 1).

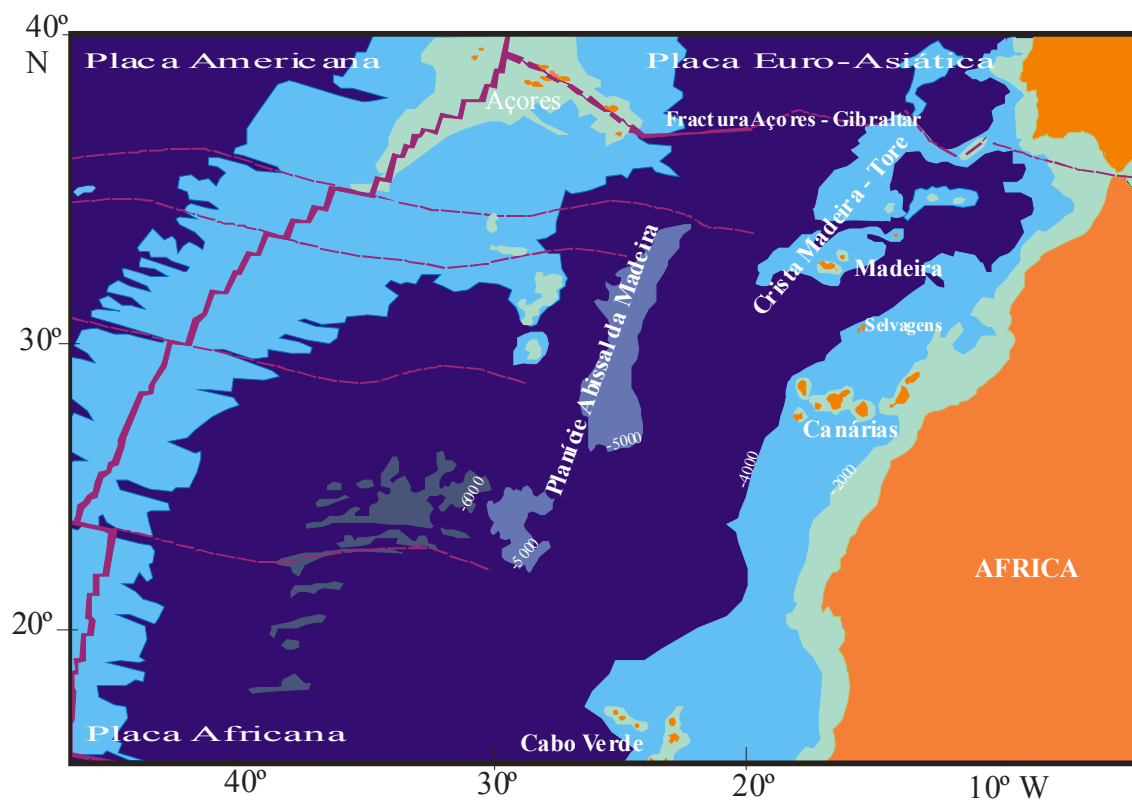


Fig. 1 – Localização do Arquipélago da Madeira entre as grandes unidades geológicas da parte imersa da Placa Africana. A vermelho: a Crista Média do Atlântico e as grandes falhas activas. As profundidades marinhas são representadas a – verde (0m - 2000m), azul (2000m - 4000m) e cinzento-escuro (superiores a 6000m). A Planície Abissal da Madeira, com profundidades da ordem dos 5000m, foi destacada a cinza.

As ilhas do Arquipélago encontram-se implantadas entre a Planície Abissal da Madeira, a Oeste, e o Continente Africano, a Leste, fazendo, as do Grupo Norte, parte de uma grande montanha submarina, a Crista Madeira – Tore, que se estende por mais de 1000 km, segundo a direcção NNE – SSW, a uma distância de aproximadamente 300 km da costa Portugal – Marrocos (Fig. 2). Os dados geocronológicos indicam que esta montanha se formou durante um longo período de tempo, superior a 103 milhões de anos.

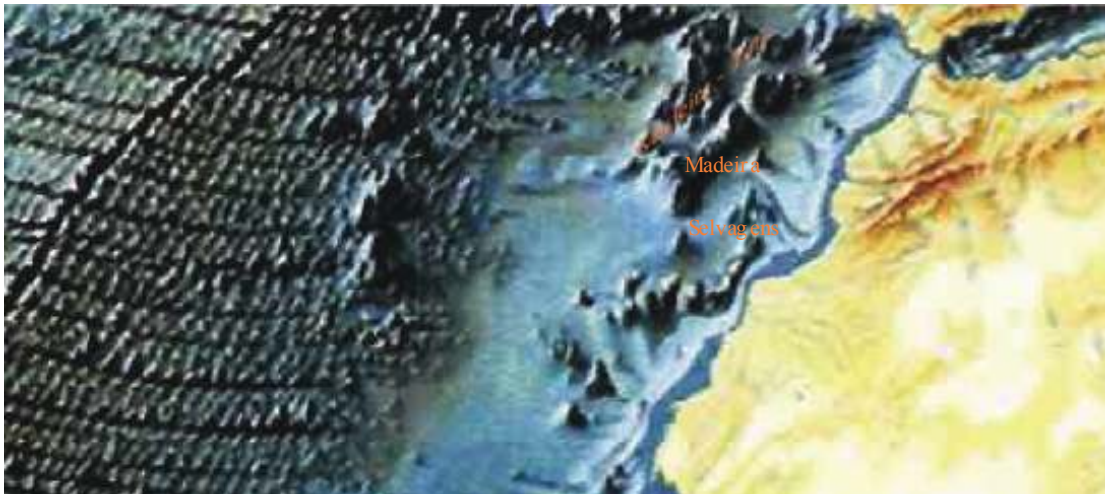


Fig. 2 – Localização da Crista Madeira – Tore e das ilhas da Madeira e Selvagens entre a Planície Abissal da Madeira e o Continente Africano (*Carte du fond des océans. Ed. Pierre Charron*).

Quando se observa a morfologia dos fundos oceânicos das ilhas do Grupo Norte, verifica-se que existe uma certa continuidade entre a Madeira e as Desertas enquanto a Ilha de Porto Santo, 45km a Nordeste, pelo contrário, aparece separada daquelas por profundidades superiores a 2000m (Fig. 3). Outro dado a reter é a disposição radiada que apresentam com a Madeira grosseiramente orientada E-W, a de Porto Santo, NE – SW e as Desertas, NNW – ESE (Fig. 3). Estes factos têm sido muito utilizado na interpretação da origem destas ilhas, como se verá adiante.

De uma forma geral, as ilhas oceânicas, como as do Arquipélago da Madeira, correspondem, de facto, a pequenas partes emersas de enormes construções vulcânicas assentes no fundo do mar, geralmente, a enormes profundidades (Fig. 2).

Os cálculos da volumetria total do edifício correspondente à ilha da Madeira indicam mais de 9000 km³ e, para o da ilha de Porto Santo, esse número, anda pelos 5000 km³. Em termos percentuais, estima-se que as respectivas partes emersas representem, apenas, cerca de 4,2% e 0,1%, do total dos edifícios vulcânicos, no caso da Madeira e no de Porto Santo, respectivamente.

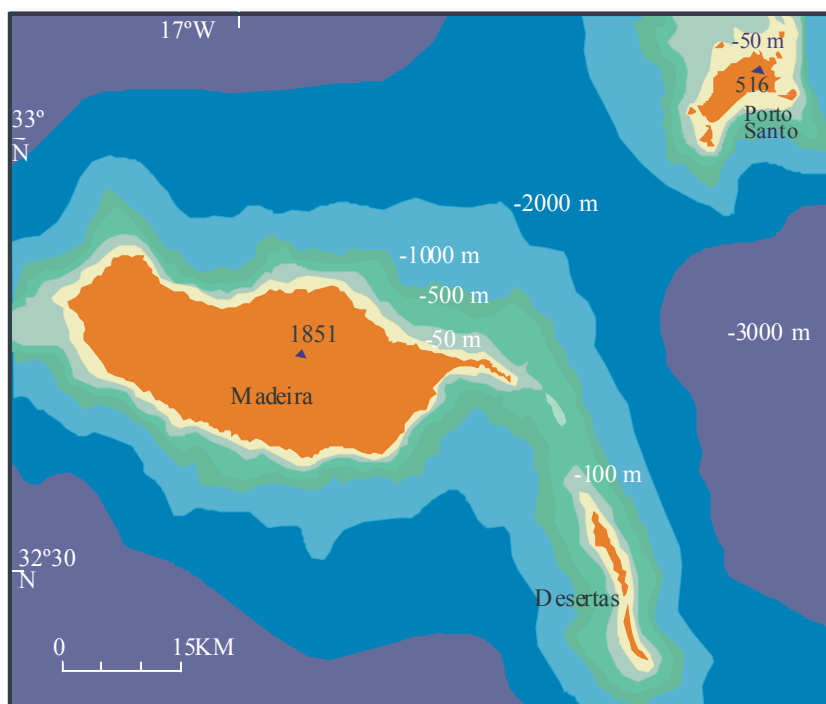


Fig. 3 – Entre a Ilha de Porto Santo e as ilhas da Madeira e Desertas existem grandes profundidades, superiores a 2000m. (Na carta, as batimétricas estão representadas por cores e o desenho foi elaborado a partir da Carta Hidrográfica do Arquipélago da Madeira (1936-1938, do Instituto Hidrográfico, Lisboa).

Todas as ilhas do Arquipélago da Madeira estão assentes nos fundos oceânicos gerados pelo afastamento dos continentes Africano e Americano a partir do grande sistema de fracturas designado "Rift" Médio Atlântico (Figs.1 e 2). Estas ilhas são, por isso mesmo, exemplos típicos de vulcanismo oceânico de "intra-placa". Este tipo de magmatismo é muito importante para os petrólogos, visto que, não tendo sido contaminado com materiais crustais, constitui a melhor amostragem que se pode obter do interior do manto terrestre.

Traços gerais da morfologia da Ilha da Madeira (*)

A Ilha da Madeira apresenta uma forma alongada, com 46 km segundo a direcção E – W e 23 km na direcção N – S, cobrindo uma área total de 737 km².

A morfologia da Ilha da Madeira foi influenciada pelas estruturas vulcânicas que a originaram, pela natureza das suas rochas (litologia), pelas variações do nível do mar,

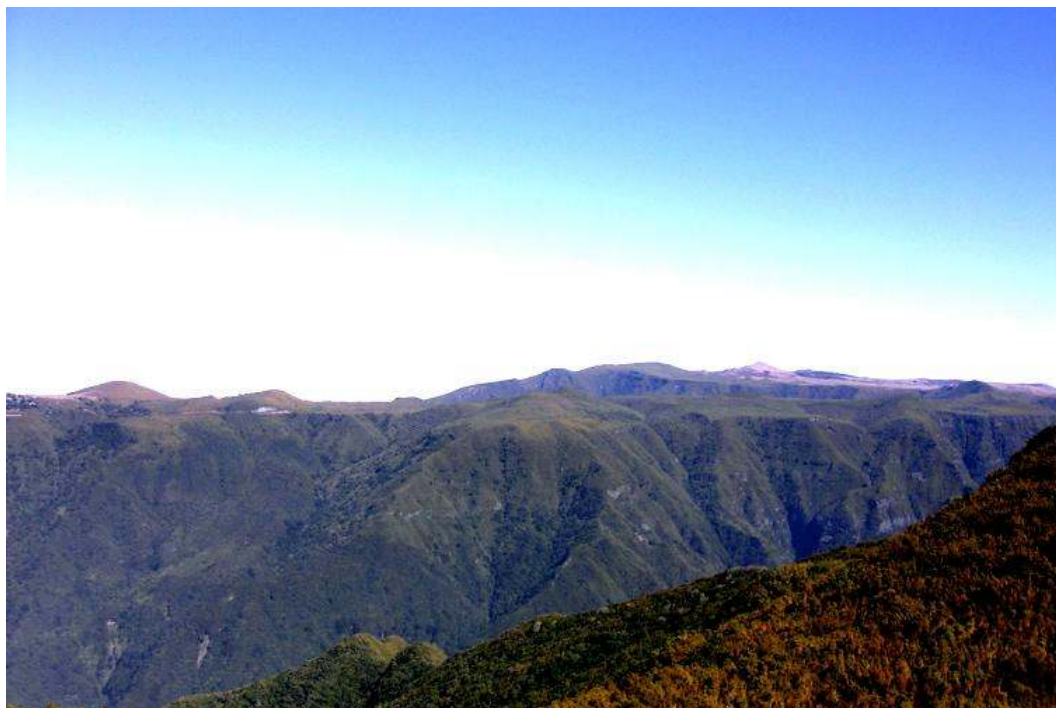
* Para quem esteja interessado em visualizar o relevo da Madeira em três dimensões refere-se que existe em Coimbra, no Museu do Departamento de Geologia da Universidade, uma magnífica maquete desta ilha, à escala 1/50 000. Foi elaborada, em gesso, em 1938/1939 a partir das cartas topográficas do Instituto Geográfico e Cadastral, Lisboa.

servir de protecção às rochas subjacentes. Um aspecto particular, desta erosão diferencial, é a comum ocorrência de filões basálticos verticais, que permanecerem *in situ* depois de o seu encaixante ter sido completamente erodido, formando diques visíveis na paisagem nas regiões mais altas da ilha (ex. Achada do Teixeira).

Em geral, distinguem-se duas unidades morfológicas principais na Ilha da Madeira – o Maciço Vulcânico Central e o Litoral.

O Maciço Vulcânico Central é composto, como o próprio nome indica, por um imponente conjunto de elevações de natureza vulcânica cujos picos mais altos se encontram na parte central da ilha. Este conjunto apresenta-se subdividido em duas partes – ocidental e oriental – pelos vales de duas importantes ribeiras – a Ribeira Brava que desagua na costa sul e a Ribeira de S. Vicente que desagua na costa norte (Fig. 4). A região da Encumeada, na parte alta das duas bacias, é um dos locais privilegiados onde se pode observar como aquelas ribeiras estão muito perto de se encontrar.

- O Maciço Ocidental tem como característica principal a presença de um extenso planalto, situado entre 1300 – 1500m de altitude, designado Paul da Serra. Este planalto encontra-se profundamente recortado pela Rib^{ra} do Seixal e a pela Rib^{ra} da Janela, a mais longa da ilha.



Fot.1 – A superfície do Paul da Serra vista a partir da margem oeste da Ribeira da Janela.

No Paul da Serra, um nível basáltico pouco inclinado e relativamente compacto, capeia e protege as rochas sob que assenta originando, assim, a espectacular superfície de erosão que se observa.

Recentemente, para esta região tem sido a acção de glaciares durante o Würm, o último período glacial cujo máximo terá ocorrido há, aproximadamente, 18 000 anos. Embora a Madeira se situe a latitudes bastante baixas, a hipótese da presença de glaciares nas suas terras altas, não é nova, tendo, ultimamente, sido apresentadas evidências morfológicas da sua acção ou de, pelo menos, neves persistentes em determinados locais. O Paul da Serra é a região mais citada para observação de formas de erosão glacial, circos ou anfiteatros de gelos e moreias glaciares, nomeadamente, a sul da Fonte do Juncal, onde grandes blocos prismáticos de uma escoada basáltica terão sido removidos do seu local de deposição original, por efeitos combinados do gelo-degelo das rochas encaixantes.

- O Maciço Oriental apresenta morfologia bastante diferente devido à presença de vários picos que atingem grandes altitudes (Pico Ruivo, 1861m, Pico das Torres, 1851m, Pico do Areeiro 1811m, etc.). Estas elevações são devidas à presença de níveis piroclásticos grosseiros acumulados em torno de prováveis centros emissores e cortados por diversos filões basálticos que asseguram a sua preservação servindo-lhes como que de “esqueleto interno”. As enormes depressões que separam os vários picos, possuem, por vezes, configurações geomorfológicas muito especiais como é o caso do Curral das Freiras, na parte alta da Ribeira dos Socorridos. Aqui, os declives entre os 1000m e os 700m são de tal forma abruptos que a representação cartográfica das curvas de nível quase se confunde no mesmo traço. A morfologia desta depressão levou, alguns autores, a formular a hipótese de corresponder a uma caldeira vulcânica. Contudo, actualmente, sabe-se que, estas fundas depressões são, apenas, consequência da forte erosão diferencial entre as lavas e os piroclastos que aí afloram. Outra depressão importante, do mesmo tipo, é a da Serra d'Água na parte alta da Ribeira Brava.



Fot.2 – Aspecto do relevo na região do Pico do Areeiro onde se pode ver como a rede filoniana serve de suporte aos níveis piroclásticos onde intrui.

Nas zonas altas do Maciço Oriental, a superfície de erosão correspondente ao Paul da Serra está menos bem preservada mas, apesar disso, ainda é possível observar pequenas rechãs ou achadas, em locais onde afloram retalhos de escoadas basálticas.



Fot.s 3 e 4 – A enorme depressão do Curral das Freiras (à esquerda) resultou da intensa erosão de rochas piroclásticas que afloravam na região. À direita, o vulgarmente designado ” homem em pé”, é um filão da Achada do Teixeira que permanece *in situ*, como testemunho da sua maior resistência à erosão relativamente às rochas piroclásticas, seu primitivo encaixante.

Do lado oriental, o Maciço desce progressivamente, e termina, pela Ponta de S. Lourenço que constitui como que uma península muito alongada, estreita e muito recortada.



Fot. 5 – Do lado oriental, o Maciço Oriental desce progressivamente para o mar dando origem a uma recortada península, a Ponta de S. Lourenço.

O Litoral, com excepção da Ponta de S. Lourenço, é especialmente escarpado, por vezes apresentando enormes desníveis, principalmente na costa ocidental e norte. Entre a Ponta do Pargo e a Ponta do Tristão, por exemplo, são frequentes os desníveis superiores a 250m. É cortado por linhas de água abruptas que, por vezes, nas costas norte e ocidental, despejam em vales suspensos devido ao rápido recuo destas arribas.



Fot.6 e 7 – Aspecto das escarpas litorais a noroeste da Ponta do Pargo (à esquerda) e a oeste da Madalena do Mar (à direita).

A costa setentrional é bastante mais escarpada que a meridional o que tem sido atribuído ao seu mais rápido recuo por acção dos ventos dominantes – os *Alísios*. Apresenta como aberturas principais na linha quase contínua de arribas, os vales mais abertos de Porto Moniz, Seixal e S. Vicente cujas morfologias foram condicionadas pelo vulcanismo mais recente.

O recuo das arribas dá-se através da formação de superfícies de ruptura a que se segue o seu desmonte, posterior deslizamento e acumulação das fracções na base das escarpas por acção da gravidade. São exemplos deste fenómeno os depósitos acumulados em Fajã da Areia, NE de S. Vicente, e em Fajã do Barro, SE de Porto Moniz.



Fot.8 e 9 – Vêu de Noiva é a designação popular para a cascata, visível todo o ano, a partir de um vale suspenso na costa norte, imediações da povoação do Seixal. À direita, na região da costa norte da Ponta de S. Lourenço, aspecto dos *leixões*, designação dada às pequenas ilhotas constituindo testemunhos da rápida erosão de anteriores falésias.

As praias arenosas não são muito abundantes na ilha, com excepção da região da Ponta de S. Lourenço. Nesta zona ocorrem depósitos de areias finas, eólicas, com grande abundância de fragmentos de conchas calcárias.

A morfologia da Ilha de Porto Santo e o contraste com a da Madeira

A Ilha de Porto Santo, com os seus ilhéus mais importantes, cobre uma área que pouco ultrapassa 42 km², possuindo, assim, muito menores dimensões que a da Madeira. Em

termos morfológicos, existe, também, um forte contraste entre estas ilhas. O relevo da Ilha de Porto Santo é muito inferior, não ultrapassando 517m de altitude no seu pico mais alto, o Pico do Facho (Fig. 5). Em termos relativos, a região norte da ilha, onde se encontra o pico mais alto, é relativamente montanhosa ao contrário, em todo o resto da ilha onde raramente se excedem os 200m de altitude.

Outra diferença morfológica importante, relativamente à Madeira, é a existência de uma grande superfície central, ligeiramente basculada para Leste. Esta superfície, coberta por sedimentos finos de forte contribuição eólica, separa as regiões norte e sul da ilha onde afloram as de natureza vulcânica (Fig.5 e Fig.8).

O grande contraste morfológico entre as duas ilhas tem sido interpretado como devido, essencialmente, à diferente duração dos respectivos tempos de exposição aos agentes erosivos. Com efeito, a datação geocronológica das rochas da Ilha de Porto Santo revelou que a sua emersão terá ocorrido há mais de 14 milhões de anos e, embora tenha



Fig. 5 – Aspecto da morfologia da Ilha de Porto Santo através da projecção de níveis de altimetria sugestivos. A batimétrica dos 100m, igualmente representada, limita a plataforma de abrasão desenvolvida até finais da glaciação Würm (18 000 anos). (Neste período, quando o nível do mar estava 130m abaixo do actual, a superfície da ilha era consideravelmente superior à de hoje)

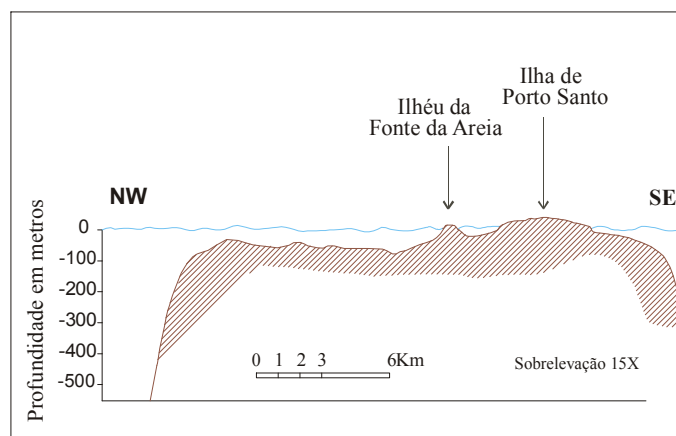


Fig. 6 – Corte esquemático mostrando a morfologia da parte submersa da Ilha de Porto Santo e a sua vasta plataforma, entre os 50 e os 100m, principalmente na parte norte, mais varrida pelos ventos.

continuado em actividade até há cerca de 8 milhões de anos, a erosão começou a actuar desde logo.



Fot.10 e 11 – Aspectos da geomorfologia da Ilha de Porto Santo: região central aplanada (à esquerda) coberta por depósitos arenosos e, o imponente Pico do Castelo (à direita), uma das elevações da região norte.

A ilha da Madeira, também de acordo com datações geocronológicas, é muito mais jovem, não se tendo encontrado idades superiores a 5,2 milhões de anos.

Assim, dado que a erosão iniciou o arrasamento há muito mais tempo na Ilha de Porto Santo esse trabalho está bastante mais adiantado que na Madeira.

Na superfície central da ilha os sedimentos eolianíticos chegam a altitudes superiores a 200m, como no Pico de Ana Gomes, e atingem dezenas de metros de espessura como se pode ver, por exemplo, na costa ocidental, no caminho para a Fonte da Areia. As suas

cores, estruturas internas e externas e composição, fazem grande contraste com as das rochas ígneas em que assentam.



Fot.s 12 e 13 – Na Ilha de Porto Santo existe vasta cobertura de depósitos sedimentares, sobretudo na região central da ilha, onde apresentam, por vezes, espessuras consideráveis (à esquerda, Fonte da Areia). À direita, numa duna situada a sul de Ribeira de Frade, observam-se estratificações oblíquas indicando transporte de areia a partir de várias direcções.

Testemunhos do intenso trabalho erosivo são a enorme plataforma de abrasão marinha (entre 50 e 100m de profundidade) que rodeia a Ilha e os ilhéus que dela emergem e a circundam – Ilhéu de Baixo ou da Cal, Ilhéu de Cima e Ilhéu do Ferro, os maiores, e ainda, os ilhéus de Fora, das Cenouras, da Fonte da Areia, etc. (Figs. 5 e 6).

Também a ilha da Madeira possui uma plataforma de abrasão marinha equivalente mas, de muito menores dimensões (Fig. 3).



Fot.s 14 e 15 – Aspectos da geomorfologia de Porto Santo: extensa praia de areia clara na região central e o Ilhéu de Baixo ou da Cal (à esquerda); à direita, o Ilhéu da Fonte da Areia emergindo da extensa plataforma de abrasão marinha que rodeia a ilha do Porto Santo.

Contudo, ao contrário da costa sudeste que é baixa e arenosa, as restantes costas são relativamente escarpadas formando arribas geralmente inacessíveis, onde se pode observar toda uma trama de filões que, profusamente, cortam o encaixante constituído por depósitos de piroclastos e escoadas.



Fot.s 16 e 17 – Aspectos das arribas litorais da Ilha de Porto Santo: Marinas, na costa ocidental, à esquerda, e, em Morenos, na costa sul, à direita.

Geologia

Uma carta geológica é a representação gráfica dos tipos de rochas associados segundo critérios de idade e outras afinidades conforme a interpretação dos autores. Por outro lado, a cartografia geológica de regiões vulcânicas tem particularidades muito especiais (por ex: a frequente existência de depósitos de expressão local ou sem continuidade regional, normalmente isentos de fósseis que os permitam datar, tornando-se num verdadeiro quebra-cabeças para os geólogos, especialmente se estes pretenderem fazer correlações regionais e não dispuserem de informação geocronológica.



Fot.s 18 e 19 – As escoadas lávicas fluem através de canais como os que se observam, por exemplo, no Paul da Serra, à esquerda, e na Ponta do Sol, à direita. Estas estruturas reconhecem-se por apresentarem forte variação de espessuras do centro para as margens.

Entre os vários estudos geológicos publicados sobre as ilhas da Madeira e de Porto Santo salientam-se as cartas geológicas, respectivamente efectuadas por Zbyszewski *et al.*, 1974, à escala 1/50 000, e Ferreira & Neiva, 1996, à esc. 1/25 000, por estarem na base de todos os trabalhos que se lhes seguiram. Entre os estudos mais modernos salientam-se os trabalhos sobre a petrologia da Ilha da Madeira efectuados por J. Mata, ou com a sua colaboração, entre 1989 e 2006 e que fornecem numerosos dados sobre as composições mineralógicas, geoquímicas, geocronológicas e isotópicas dos magmatitos da Madeira e procuram interpretar o seu significado em termos petrológicos e geodinâmicos. Os dados geocronológicos deste autor vieram, por outro lado, precisar e complementar a cartografia anteriormente efectuada por Zbyszewski *et al.*.

A carta geológica de Porto Santo foi publicada a uma escala mais detalhada, onde a estratigrafia é baseada numa geocronologia de grande pormenor e evidenciada através de cortes geológicos interpretativos. Os cortes geológicos mostram passagens laterais de fácies, lacunas e sobreposições muito difíceis ou mesmo impossíveis de identificar em regiões vulcânicas onde não haja dados geocronológicos de referência.



Fot.20 – Cones vulcânicos como o da S^{ta} da Piedade (Ilha da Madeira), constituem formas de relevo primário das regiões vulcânicas.

Através da geocronologia sabe-se hoje que as rochas mais antigas da Ilha de Porto Santo remontam ao Miocénico inferior, segundo uns autores (mais de 19,3 milhões de anos) ou ao Miocénico médio, segundo outros (mais de 14 milhões de anos). Na Ilha da Madeira as datações geocronológicas mais antigas, divulgadas até agora, não ultrapassam os 5,2 milhões de anos (Pliocénico inferior). Assim, e apesar de algumas diferenças na atribuição das respectivas idades, todos os autores reconhecem que a Ilha de Porto Santo precedeu a Madeira, de vários milhões de anos (Fig. 7). As Ilhas Desertas, imediatamente no prolongamento sudeste da Madeira, surgem num curto episódio durante a evolução desta ilha.

Este facto parece indicar, como alguns autores têm salientado, migração do foco de vulcanismo na direcção SSW, da Ilha de Porto Santo para a da Madeira, entre o Miocénico e o Pliocénico.

EON	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	ANDAR	IDADE ABSOLUTA (MILHÕES DE ANOS)	SÍNTESE DO REGISTO GEOLÓGICO
FANEROZÓICO	CENOZÓICO	NEOGENÍCO	HOLOCÉNICO		0,0115	Madeira
			PLISTOCÉNICO	Superior	0,126	
				Médio	0,781	
				Inferior	1,806	
			PLIOCÉNICO	Gelasiano	2,588	Desertas
				Piacenziano Zancleano	3,600 5,332	
			MIOCÉNICO	Messiniano	7,246	Porto Santo
				Tortoniano	11,608	
				Serraviliano	13,65	
				Langhiano	15,97	
				Burdigaliano	20,43	
				Aquitaniano	23,03	

Fig. 7 - Cronologia comparativa do vulcanismo nas ilhas da Madeira, Porto Santo e Desertas. Embora ainda em estudo, a sua idade relativa reúne um consenso alargado: Porto Santo precedeu a Madeira enquanto as Desertas surgiram num pequeno intervalo de tempo, durante a formação da Madeira.

Na Ilha Madeira afloram rochas de dois tipos principais (Fig. 8) – as ígneas, que podemos designar de primárias, pois estão directamente associadas ao vulcanismo que originou a própria ilha, e as sedimentares, que embora sejam maioritariamente

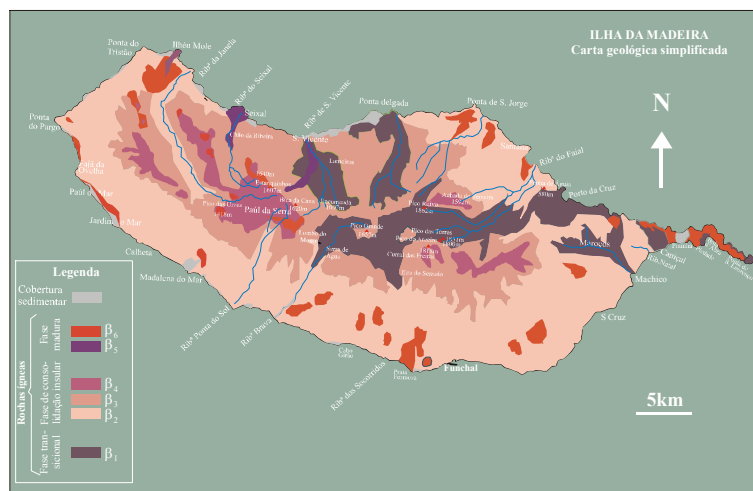


Fig. 8 – Na ilha da Madeira, as rochas ígneas são largamente preponderantes sobre as sedimentares.

associadas à erosão das anteriores, têm, também, outras proveniências – umas, chegaram à ilha transportadas pelo vento, a partir da plataforma marinha quando emersa, outras, ainda, muito raras na Madeira mas abundantes em Porto Santo, correspondem a depósitos marinhos com fósseis, incluindo corais.

De uma forma geral, a distinção entre aqueles dois tipos de rochas é relativamente fácil, à exceção de alguns depósitos piroclásticos e os depósitos sedimentares com eles correlacionados, quer porque deles derivam quer porque sendo contemporâneos, contém, muitas vezes, componentes mistos.

As rochas sedimentares e mistas

A grande maioria das rochas sedimentares corresponde aos chamados depósitos de cobertura que se encontram dispersos por toda a ilha sobrepondo-se aos materiais ígneos, anteriores, como as cascalheiras de vertente, fluviais e marinhas, aluviões, areias de praia, dunas, etc.

Contudo, existem, também, depósitos mistos de sedimentos contemporâneos do magmatismo que se formaram durante os períodos de pausa ou de mais baixa taxa de emissão vulcânica, ou ainda, em regiões longínquas relativamente aos centros de emissão, misturados com produtos vulcânicos, grosseiros ou finos. Estes depósitos,

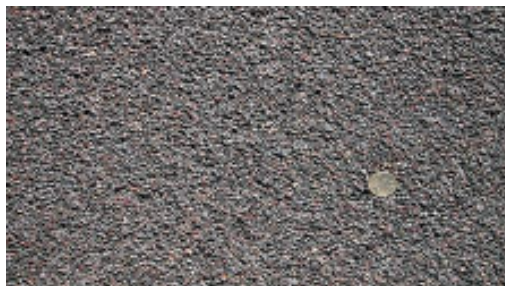


Fot.s 21 e 22 – Aspecto dos depósitos contemporâneos do vulcanismo de Porto da Cruz (junto à praia), onde são visíveis estratificações entrecruzadas (à esquerda) e um exemplo da diversidade de materiais incluídos nos piroclastitos (à direita).

algumas vezes contendo fósseis, são constituídos por cascalheiras de origem torrencial e ou sedimentos mais finos que se encontram intercalados por níveis piroclásticos de granulometria diversa, ou separando derrames basálticos.

São conhecidos depósitos deste tipo, por exemplo, nos vales das ribeiras Brava, da Fonte, da Janela e de S. Bartolomeu e em Porto Moniz, na Ponta do Sol, Porto da Cruz, etc.

Os depósitos de cobertura, correspondem essencialmente, a acumulações de cascalheiras e areias que afloram na base de falésias, nos vales das ribeiras (como



Fot.s 23 e 24 – Aspecto da areia grosseira e de cor negra da foz da ribeira do Seixal

depósitos torrenciais ou aluvionares) e nas praias, embocaduras de algumas ribeiras e nas pequenas encostas litorais (caso das dunas).



Fot.25 – O dismantelamento e o desabamento das falésias gera depósitos de vertente que podem proporcionar a instalação de povoações como é o caso de Paul do Mar.

O dismantelamento e o desabamento das falésias pela acção dos agentes erosivos dão origem aos depósitos de vertente e de fajãs (os mais expressivos) essencialmente constituídos por cascalheiras e materiais de alteração de rochas. Exemplos destes depósitos observam-se em: Fajã do Barro, Fajã das Contreiras, Fajã da Eira, Fajã Grande, Fajã dos Padres, etc.

Nos vales das ribeiras da Madalena, Brava e dos Socorridos, na parte ocidental da ilha, são comuns os depósitos torrenciais com cascalheiras e areias enquanto que, por exemplo, nas ribeiras de S. Jorge, do Faial e do Machico na parte oriental são mais frequentes os depósitos aluviais.

Cascalheiras e areias de praia são conhecidas na foz das ribeiras de S. Vicente, do Porto Novo e Brava e, ainda, no Paul do Mar, Madalena do Mar, Câmara de Lobos, Praia Formosa, porto do Funchal, Ponta dos Reis Magos e praias de S^{ta} Cruz, do Caniçal (E) e de Porto da Cruz (E).

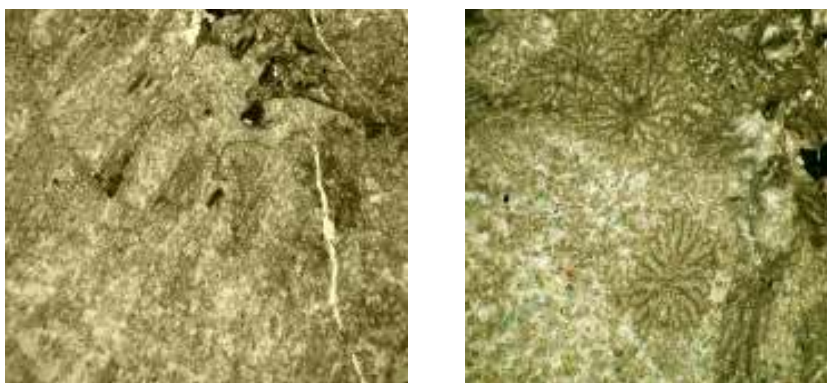
Depósitos de areias de dunas, são conhecidos na Ponta de S. Lourenço. Supõe-se que se tenham formado numa época em que o nível da água do mar estava abaixo do actual (período Würm terá descido até 130m abaixo do nível actual). São depósitos essencialmente arenosos com algumas intercalações argilosas, contendo fragmentos de moluscos terrestres e concreções calcárias em forma de raízes e troncos petrificados, localmente designados branqueiros.



Fot.26 – Aspecto da duna da Prainha na Ponta de S. Lourenço

Calcários com corais, apenas se conhecem no flanco oriental da Ribeira de S. Vicente, associados a tufos e aglomerados com fósseis diversos, intercalados no complexo ígneo regional. A datação geocronológica das lavas sobre estes calcários indicou idade pliocénica. A sua intensa exploração para cal conduziu ao seu quase esgotamento.

Um facto importante a salientar, é, no entanto, a altitude a que afloram – 475 m. Dado que, como é sabido, os recifes de corais se formam ao nível do mar, aquela cota não foi a da sua deposição original. Isto significa que a ilha sofreu forte levantamento depois do Pliocénico. Se esse levantamento foi de 475 m, ou se para atingirem aquela altitude terá havido contribuição de algum recuo no nível do mar, são problemas que se poderão colocar e para que ainda não existe uma resposta.



Fot.s 27 – Aspecto, ao microscópio, dos calcários recifais de Lameiros, S. Vicente (luz natural, ampliação 8X, aproximadamente).

As rochas ígneas. Na sua grande maioria, as rochas ígneas da Madeira correspondem a produtos vulcânicos embora existam, pequenos afloramentos de rochas granulares (gabros e monzogabros com feldspatóides e essexitos) comprovando a existência de cristalização fraccionada de pequenas quantidades de líquidos magmáticos, no interior de alguns edifícios vulcânicos. O maior dos afloramentos deste tipo de rochas situa-se na região de Porto da Cruz (entre as ribeiras das Voltas e de Massapez).

Em geral, pode dizer-se que o processo de construção da Ilha da Madeira ocorreu em várias etapas, tendo as litologias daí resultantes, sido agrupadas e representadas, na cartografia geológica, como complexos vulcânicos (β_1 , a β_6) (Fig.9).

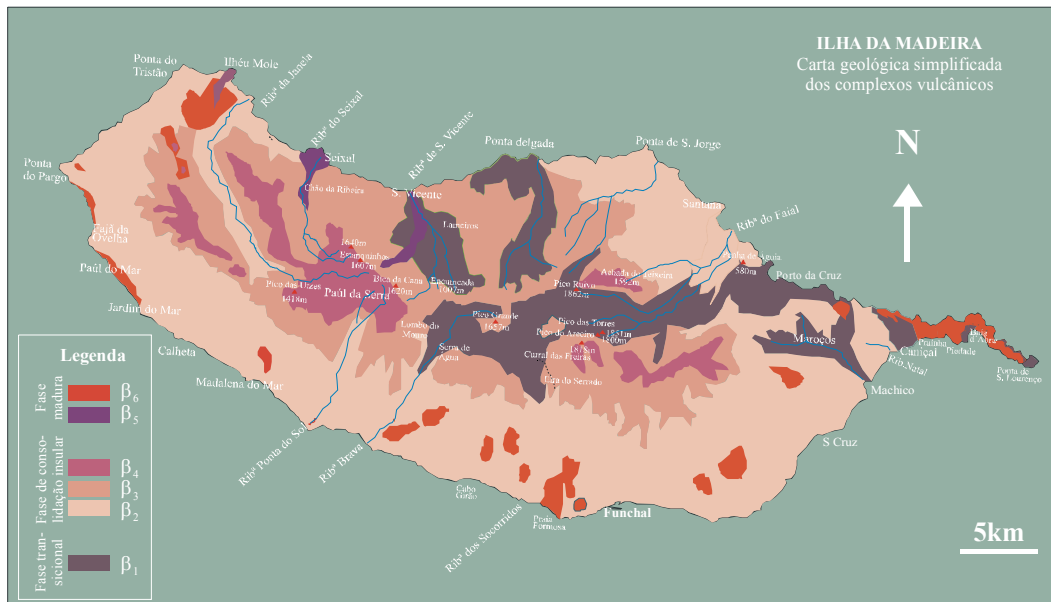


Fig. 9 – Complexos Vulcânicos correspondentes aos diferentes episódios de actividade ígnea da Ilha da Madeira.

As idades dos vários complexos cartografados têm sido determinadas por métodos isotópicos e são apresentadas na Fig. 10:

		IDADE (Milhões de anos)	
Holocénico		0,0115	Madeira
Pleistocénico	Sup.	0,126	
	Médio	0,781	
	Inf.	1,806	
Pliocénico	Gé. Pac.	2,588	
	Zand.	3,600	
Miocénico		5,332	

Fig. 10 – Idades dos complexos vulcânicos da Ilha da Madeira. **B1**, o mais antigo, com idade superior a 2,5 Ma; **B2**, **B3** e **B4**, com idades entre 2,5 e 1 Ma; **B5** e **B6**, com idades inferiores a 1 Ma

A figura 11 apresenta uma síntese das datações geocronológicas efectuadas na Ilha da Madeira pelos vários geólogos que se têm ocupado do seu estudo e respectivas localizações. Como se pode ver pela variabilidade de idades, que por vezes é obtida no mesmo local, também este método não é uma panaceia universal para determinar com rigor a estratigrafia dos vários complexos vulcânicos cartografados.

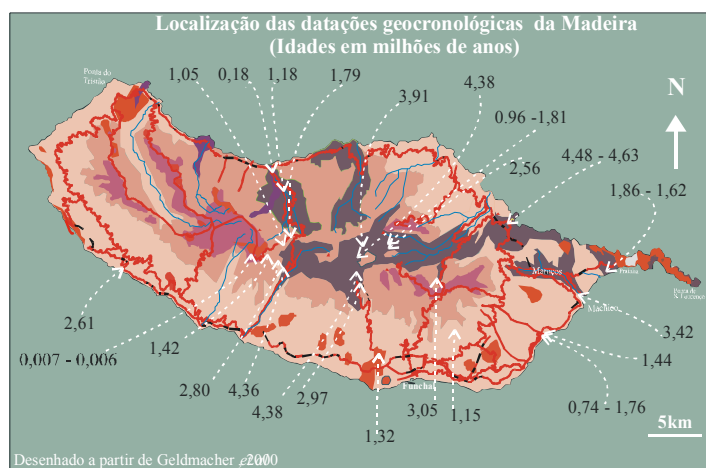


Fig.11 – Síntese dos dados geocronológicos da Madeira (as estradas principais, a vermelho, facilitam a sua localização)

β_1 , constitui o complexo vulcânico mais antigo com litologias formadas, provavelmente, antes da transição do Miocénico ao Pliocénico, como sugerem alguns fósseis encontrados nos calcários recifais do Vale de S. Vicente, nele intercalados.



Fot.s 28 e 29 – Aspecto do Complexo mais antigo (β_1) na escarpa contígua à praia de S. Vicente e na beira da estrada para o Pico do Areeiro.

Este complexo aflora nos vales encaixados de muitas ribeiras que, de S. Vicente ao Machico, desaguam na costa norte e oriental da ilha e, ainda, nas zonas altas dos vales das ribeiras Brava e dos Socorridos, atingindo a região dos picos mais altos (Fig.9).



Fot.s 30 e 31 – Aspecto caótico dos materiais piroclásticos existentes no Complexo β_1 entre o Caniçal e a foz da Ribeira do Natal. À esquerda, observam-se escoadas lávicas intercaladas e, à direita, intercalações sedimentares (cor mais amarelada) distinguindo-se um pequeno canal aberto nos sedimentos.

Pode observar-se, por exemplo, na região do Curral das Freiras prolongando-se em várias direcções. É, essencialmente, constituído por materiais piroclásticos grosseiros (com blocos angulosos, bombas, escórias, etc.) com algumas intercalações basálticas pouco espessas na parte superior, formando um conjunto cortado por densa rede de filões básicos.

A predominância de materiais piroclásticos sobre as escoadas basálticas indica que a sua origem está relacionada com uma fase especialmente explosiva da origem da ilha.

É na parte superior deste complexo, na margem leste da Rib^{ra} de S. Vicente, que se encontra intercalado o calcário marinho com fósseis atribuídos ao Pliocénico antigo, na transição para o Miocénico.

O Complexo β_2 é constituído por alternâncias de escoadas lávicas e níveis de piroclastos, tanto mais finos quanto mais afastados dos centros de emissão. Piroclastos grosseiros, com blocos angulosos a atingir, por vezes, 1m de diâmetro, observam-se na zona dos picos mais altos da ilha – Areeiro e Ruivo. Contudo, ao contrário do anterior, neste complexo, as escoadas lávicas são bastante mais abundantes que no anterior, formando, essencialmente, empilhamentos lávicos com intercalações de níveis de piroclastos.



Fot.s 32 e 33 – Aspecto do Complexo β_2 : na região do Porto Novo (à esquerda) e em Maroços, onde forma uma espectacular estrutura colunar (à direita).

Filões de rochas básicas, verticais e paralelos entre si, cortam estes depósitos em variados locais. Este complexo aflora em toda a ilha, com pequenas excepções na costa norte, sendo o que ocupa a maior área de exposição em toda a ilha (Fig. 9);



Fot. 34 e 35 – Na descida do Pico do Areeiro para o Faial, no sítio da Cruzinha, pode observar-se a sobreposição de escoadas lávicas do Complexo β_2 sobre o complexo mais antigo (à esquerda). À direita, uma escoada mugearítica, em Porto da Cruz (1,5 milhões de anos), cobre sedimentos com vegetais fósseis.

O Complexo β_3 , sobrepondo-se aos anteriores, ocupa uma razoável superfície de exposição que é recortada pelas grandes ribeiras (da Janela, do Seixal, de S. Vicente, do Porco, do Faial, dos Socorridos, Brava e da Ponta do Sol) que chegam a individualizar algumas áreas de afloramentos (Fig. 9). Corresponde-lhe uma alternância de bancadas de lavas basálticas e de materiais piroclásticos.



Fot.s 36 e 37 – Aspecto do Complexo β_3 , na região entre Encumeada (à esquerda) e Lombo do Mouro (à direita).

O Complexo β_4 , sobrepõe-se ao anterior, mas ocupa uma área de afloramento de expressão muito mais limitada que os anteriores. É igualmente constituído por alternâncias de escoadas lávicas e de materiais piroclásticos muito variados.

A predominância das lavas sobre os piroclastos, nos complexos β_2 , β_3 e β_4 , demonstra que a sua emissão correspondeu a fase essencialmente efusiva da história vulcânica da ilha.



Fot.s 38 e 39 – Complexo β_4 - Aspecto das lavas, que se sobrepõem à sequência da Encumeada. Na base da sequência na barreira da estrada que sobe para o Paul da Serra, vê-se uma intercalação de piroclastos (de cor avermelhada), à esquerda; À direita, aspecto das lavas do leito do riacho do Paul da Serra.

Ao Complexo β_5 , correspondem-lhe as escoadas basálticas de Porto Moniz e dos vales das ribeiras de S. Vicente e do Seixal;



Fot. 40 – Aspecto do cone vulcânico do Ilhéu Mole, parcialmente destruído pelo mar, e das lavas de Porto Moniz

Ao Complexo β_6^* , correspondem as manifestações vulcânicas mais tardias que afloram como cones de escórias e piroclastos, chaminés e filões. Datações recentes indicaram como idades mais jovens 6000 anos (Bica da Cana, na ponta oriental do Paul da Serra). É interessante salientar que alguns dos filões deste complexo (e, eventualmente, do anterior), tendo encontrado a superfície, esvaziaram o seu conteúdo no exterior deixando abertos os túneis de passagem das respectivas lavas (ex. Grutas de S. Vicente). As Grutas de S. Vivente, são pouco inclinadas, estendem-se por centenas de metros e podem ser visitadas. Noutros casos (ex: Cavalum) os túneis são fortemente inclinados não permitindo a sua observação.



Fot.s 41 e 42 – Os Pico Rabaçal (à esquerda), no Paul da Serra e cone vulcânico da P^{ta} da Piedade, na região de S. Lourenço (à direita), são considerados alguns dos mais recentes da ilha.

A expressão local e, ou, restrita dos complexos β_5 e β_6 , demonstra que a intensidade do vulcanismo foi progressivamente diminuindo.

Exceptuando um caso duvidoso, em que se relataram eventuais sinais luminosos numa parte da ilha durante uma crise sísmica do século XVIII, há cerca de 6000mil anos que não ocorre qualquer manifestação vulcânica na Madeira. Como se sabe, não se poderá afirmar que não haja recorrências, sobretudo se considerarmos que o período de recorrência do vulcanismo da ilha foi estimado em 10000 a 15000 anos. Contudo, a diminuição progressiva das quantidades de materiais vulcânicos expelidos e a fraca actividade sísmica da ilha, favorecem a ideia de acalmia vulcânica.

As grandes variações litológicas anteriormente assinaladas permitem caracterizar três importantes etapas na formação da ilha da Madeira:

* Geldmacher *et al*, 2000, apresentam uma datação de 1,32 Ma na mancha situada entre os Picos de S^{to} António/ Barcelos/ S. Martinho. Contudo, correlacionam-na com as dos cones mais tardios.

1ª – Essencialmente explosiva, referente ao período de passagem de montanha submarina a ilha, a fase de transição;

2ª – Essencialmente efusiva, correspondente à fase de consolidação insular;

3ª – Vulcanismo localizado e em decréscimo, a fase de erosão ou matura.

Na **Ilha de Porto Santo** afloram, igualmente, dois tipos litológicos principais – as rochas ígneas, sobretudo basaltos, directamente associadas ao vulcanismo originário da própria ilha e as rochas sedimentares (Fig. 12).

Contudo podem-se distinguir algumas diferenças significativas nas litologias das duas ilhas.

As rochas sedimentares

Ao contrário do que se verifica na Ilha da Madeira, existem, em quantidades muito

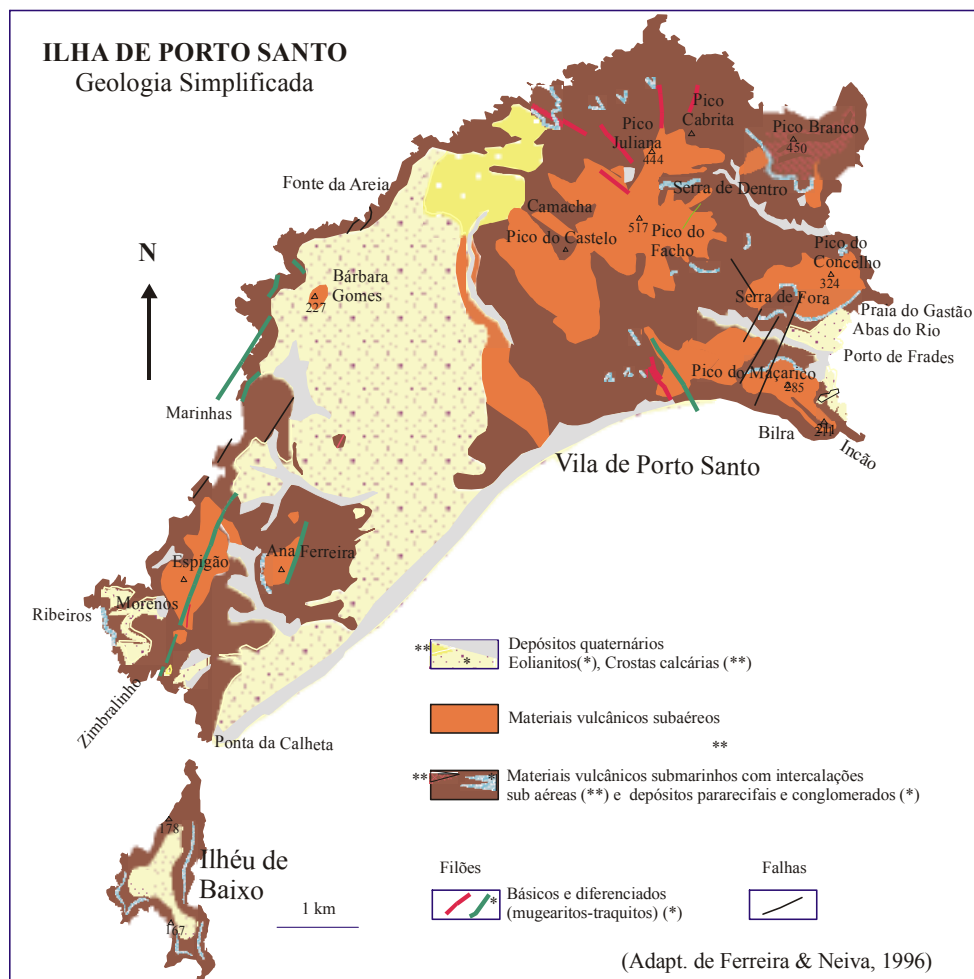


Fig. 12 - Representação esquemática das principais unidades geológicas da ilha de Porto Santo

significativas (que atingem cerca de um terço da superfície da ilha), depósitos de rochas calcárias com variados tipos de fósseis marinhos.

A plataforma marinha que se desenvolveu à volta da ilha, a partir do Miocénico e até finais da glaciação Würm, deverá ter desempenhado um papel fundamental na génese destes depósitos (Figs. 5 e 6). A temperatura das águas e a composição das rochas basálticas, muito ricas em cálcio, foram os factores que mais contribuíram para o grande desenvolvimento de organismos bentónicos de concha ou esqueleto carbonatados. A deposição natural destes materiais produziu lumachelas que actuadas por correntes marinhas se fragmentaram e depositaram em locais preferenciais, juntamente com blocos de rochas ígneas, onde puderam ser cimentadas por calcário. Por outro lado, a erosão terá originado grandes quantidades de areias bioclásticas (resultantes da desagregação das conchas). Finalmente, o vento, principalmente soprando de norte, constituiu o meio de transporte dos sedimentos para as regiões abrigadas da parte emersa da ilha.



Fot.s 43 e 44 – A esquerda, vista geral mostrando como as formações dunares se encaixam nos vales subindo algumas dezenas de metros pelas encostas dos Picos vulcânicos (foz da Ribeira de Dentro). À direita, lumachela incrustando basaltos da Ponta da Calheta.

As rochas sedimentares compreendem vários tipos de rochas com expressão muito variável. Na carta apresentada figuram depósitos contemporâneos da fase em que a ilha estava imersa – as brechas calcárias fossilíferas e os calcários areníticos e margas e, depósitos, já do Quaternário, os mais abundantes - os eolianitos calcareníticos ou dunas calcareníticas consolidadas e as crostas calcárias, depósitos de praia, de vertente e de aluvião.

A idade dos dois primeiros (estimada através do conteúdo fossilífero e por métodos isotópicos) é atribuída ao Miocénico. Os seus fósseis, correspondem a organismos de

águas quentes, e baixa profundidade e, os sedimentos que integram, resultaram, essencialmente, da acumulação de fragmentos dos seus esqueletos. Estes organismos viveram, quer na vasta plataforma submarina que rodeia a ilha quer fixos no substrato vulcânico do litoral quer, ainda, em eventuais pequenos edifícios recifais desenvolvidos ao redor da antiga costa.

As brechas calcárias fossilíferas (também designadas depósitos pararecifais por conterem apreciáveis quantidades de corais) ocorrem por toda a ilha, em afloramentos concordantes com as curvas de nível, incrustando as rochas vulcânicas através da aglutinação de elementos detríticos dessas mesmas rochas e, de outros exteriores, organogénicos, com cimento calcário. Contêm grande quantidade de fósseis, onde salientam os corais que podem atingir dimensões importantes (decimétricos).



Fot.s 45 e 46 – Aspectos das brechas calcárias fossilíferas. À esquerda, na região de Incão, depósito brechóide com fósseis de corais; À direita, brecha calcária com vários tipos de conchas, blocos de basalto, etc., na região de Ribeiros (Morenos).

Os calcários areníticos e margas são muito escassos e não puderam ser representados à escala utilizada. Salienta-se, no entanto, o afloramento da Ribeira da Serra de Dentro, como o mais significativo. Situa-se junto à estrada, cerca de 500m a norte da povoação da Serra de Dentro. Neste local observa-se uma série (60 m de espessura) de



Fot.s 47 – Aspecto dos calcarenitos e calcários na região da Ribeira da Serra de Dentro vendo-se, concreções esféricas – as *laranjas* e bancadas de laminitos finos, relacionadas com a presença de algas.

calcários areníticos e margas amareladas, com fósseis e concreções esferoidais de algas calcárias incrustantes (localmente designadas “*laranjas*”), seguidas de níveis conglomeráticos e argilosos e de calcários conglomeráticos.

Os níveis de calcários areníticos são fossilíferos, ocorrendo, entre outros: coraliários, bivalves, gastrópodes, equinodermes, algas calcárias incrustantes (*Lithothamnium*) e, ainda, dentes de tubarão.

As dunas calcareníticas (ou eolianitos calcareníticos de alguns autores). É a unidade



Fot.s 48 e 49 - Eolianitos de Abas do Rio: À esquerda, erosão de duna formando um pequeno cone de dejectão; à direita, caprichoso modelado de erosão eólica.

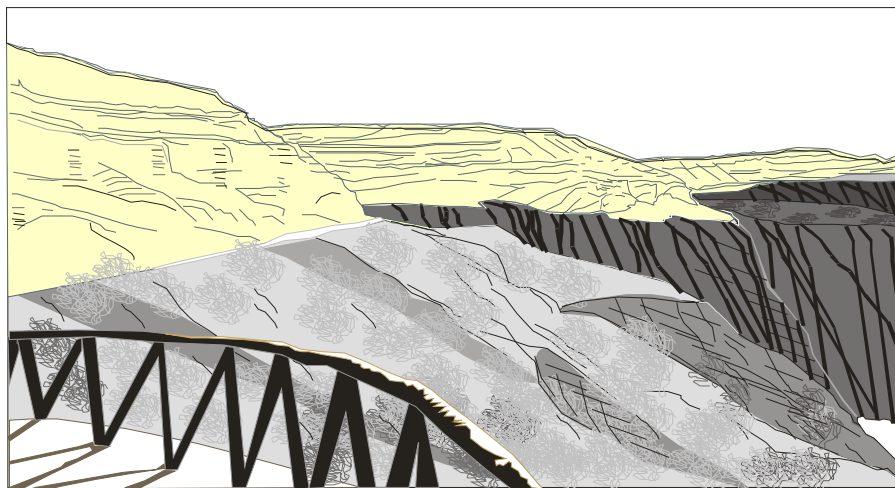
sedimentar que cobre a área mais vasta da ilha. Correspondem-lhe as dunas consolidadas e a dunas móveis, de areias soltas resultantes da desagregação das anteriores. A consolidação das dunas ocorre por dissolução do carbonato de cálcio, das

conchas, pela água da chuva, e a sua precipitação nos espaços entre grãos, servindo-lhes de aglutinante.

As dunas consolidadas afloram em vários pontos da ilha, como na zona central, embora os locais onde melhor se pode observar a sua estruturação interna sejam os afloramentos do litoral, nomeadamente no sector a norte e a sul de Porto dos Frades e na região de Fonte da Areia. Neste último ponto, onde a unidade atinge 60m de espessura, as areias consolidadas mostram estratificações horizontais e oblíquas ou entrecruzadas bem como níveis de antigos solos que podem apresentar crostas carbonatadas, acumulações de conchas (*Helix*), ou marcas de raízes.

Níveis de antigos solos marcam episódios de interrupção da sedimentação eólica e, provavelmente, correspondem a períodos de clima mais húmido. Também, intercalações de níveis de calhaus, não rolados, corroboram a existência de enxurradas nesses períodos de pluviosidade intensa.

As dunas carbonatadas correspondem a areia bem calibrada e granularidade fina a média, constituída por 80 a 90% de fragmentos rolados de conchas marinhas e 20 a 10% de fragmentos de rochas vulcânicas. A superfície da areia regista o transporte eólico através de sinais visíveis com ampliação adequada.



Fot. 50 – Na Fonte da Areia pode observar-se o contacto das formações sedimentares, arenosas, com as vulcânicas, subjacentes. Notar a estruturação horizontal das primeiras, contrastando com a da densa rede filoniana que corta os piroclastitos da segunda. (Desenho sobre fotografia).

Crostras calcárias, depósitos de praia, de vertente e de aluvião

As crostas calcárias, correspondem a caliches ou calcretos, formadas por processos pedogénicos semelhantes aos acima descritos na consolidação das dunas. Encontram-se por toda a ilha sendo particularmente evidentes nas barreiras das estradas. A mancha de maior continuidade situa-se a oeste e norte da de Camacha. Contudo, podem também, ser observadas a norte da pedreira de Ana Ferreira e na margem norte da ribeira da Serra de Fora.

Os depósitos de praia resultaram de acumulações de areias provenientes da remobilização das dunas que foram transportadas pelo vento e pelas águas das chuvas. A extensa praia de 7 km, desde a Ponta da Calheta e a cidade de Porto Santo, a maior de todo o arquipélago, de areia fina e clara, é um dos cartazes turísticos da ilha.

Os depósitos de vertente, sobretudo na base destas, são constituídos por aglomerados de materiais grosseiros, provenientes, essencialmente, do desmantelamento de rochas piroclásticas mas podendo conter todos os tipos vulcânicos e sedimentares existentes na ilha, inclusivamente, rochas dunares e brechas fossilíferas.

As rochas ígneas constituem duas grandes sequências que correspondem, respectivamente, à evolução submarina e subaérea da ilha (Fig.s 12 e 13).

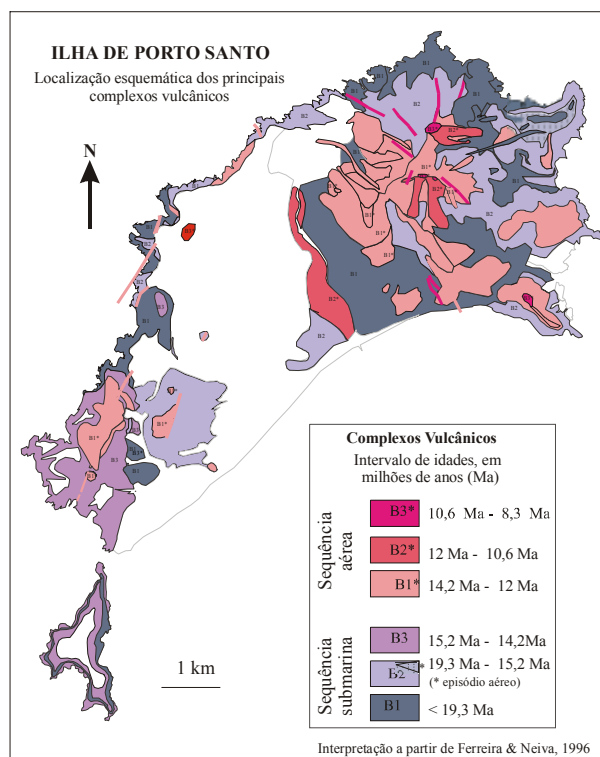


Fig. 13 – Carta esquemática de afloramento dos complexos vulcânicos relativos às sequências submarina e aérea de evolução da Ilha de Porto Santo. As formações sedimentares estão representadas a branco.

A primeira sequência integra as rochas mais antigas (mais de 14,1 milhões de anos) e, a segunda, as de idades mais recentes, até cerca de 8,3 milhões de anos (Fig.s 12 e 13).



Fot.s 51 e 52 - Aspectos dos materiais de sequências submarinas na região da Calheta (à esquerda, materiais piroclásticos cortados por filões basálticos de várias idades) e na Praia do Gastão (à direita, piroclastos e filões concordantes, contemporâneos).

A sequência submarina compreende, pelo menos, três complexos vulcânicos distintos, com escoadas basálticas e traquibasálticas intercaladas em piroclastitos e hialoclastitos e outros depósitos vulcanoclásticos a que se associam domas escoada e filões de



Fot. 53 - Embora raras, as lavas em almofada (*pillow lavas*) podem ser observadas na sequência submarina nas praias da Calheta e do Zimbralinho. Possuem uma estrutura zonada, cortada por fissuração radiada, aproveitada por organismos actuais para se instalarem.

Traquitos (Fig. 14) e traquiriolitos. Nalguns locais é possível observar a ocorrência de “pillow lavas” (lavas em almofada), estruturas indicativas de deposição submarina como, por exemplo, na Ponta da Calheta e em Zimbralinho.

Os diferentes episódios vulcânicos ocorrem separados por intercalações de finos níveis de depósitos pararecifais, brechas com restos de conchas, conglomerados e outros sedimentos.

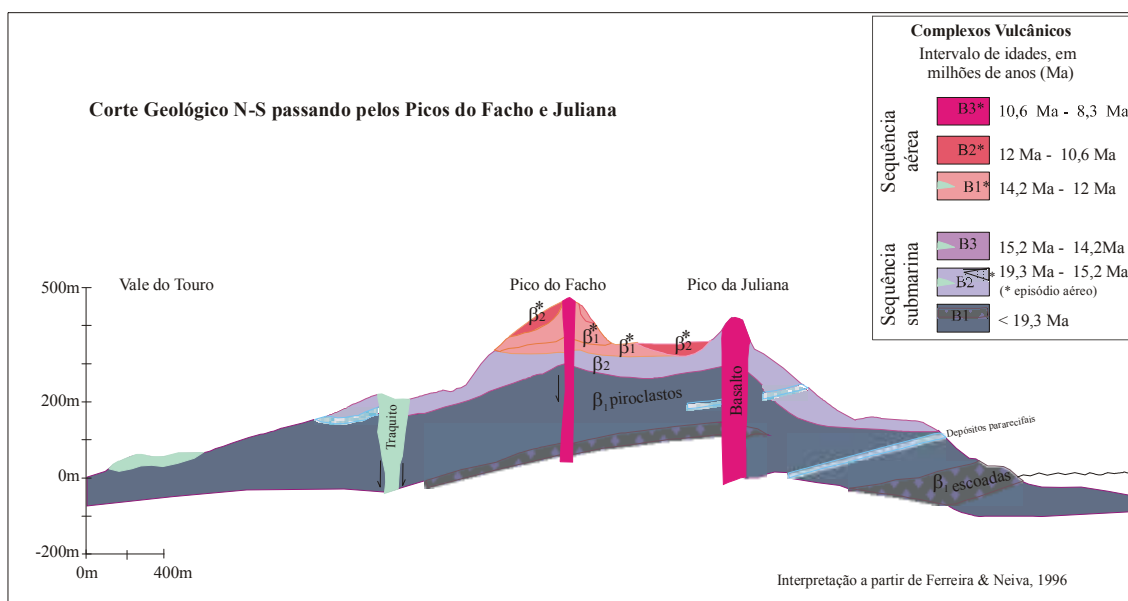
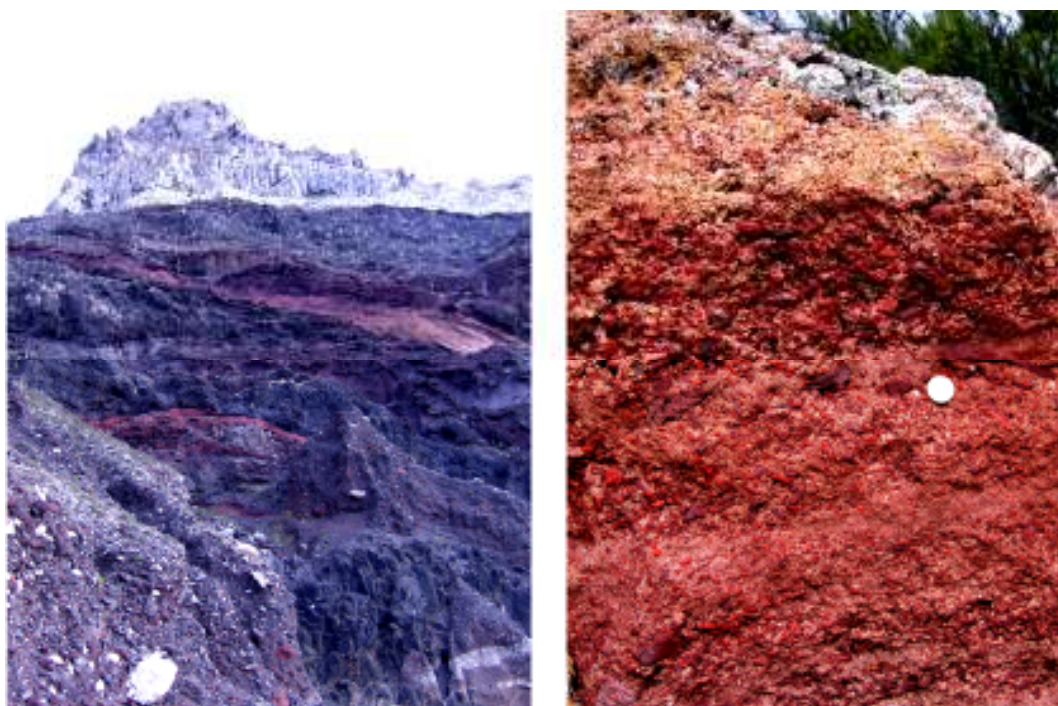


Fig. 14 - Corte geológico mostrando as formações dos complexos eruptivos atravessados por chaminés vulcânicas e respectivos cones de rochas piroclásticas.

A sequência aérea/subaérea, onde se podem distinguir três grandes complexos vulcânicos, inicia-se por escoadas de basaltos subaéreos, a que se seguem clastolavas basálticas em alternâncias várias (Fig.s13 e 14). Estas alternâncias incluem intercalações de rochas traquíticas, sob a forma de escoadas e domas, e de mugearitos e hawaitos basálticos. Filões traquíticos e basálticos e chaminés basálticas e gabróides, cortam as várias escoadas.



Fot.s 54 e 55 – Aspectos dos materiais de sequências subaéreas – à esq.: na região de Birra, traquitos do Pico de Baixo encimando sequências de escoadas e tufos de várias idades; à dir.: no Pico de Bárbara Gomes, basalto, escória e piroclastos.

De uma forma geral, pode dizer-se que ambas as sequências são observáveis a norte e a sul da ilha. Contudo, é na parte setentrional que afloram as rochas mais antigas e se pode ver maior variedade de litótipos.

Alguns afloramentos merecem referência pela boa exposição e grande valor didáctico. É o caso do monumental conjunto colunar do Pico de Ana Ferreira, no sul da Ilha. Neste local, observa-se como que um gigantesco feixe de colunas (hexagonais) resultantes do

desenvolvimento de superfícies de retracção durante o arrefecimento e solidificação do líquido magmático.



Fot.s 56 e 57 - O filão traquítico, do Pico de Ana Ferreira merece referência especial pelo espectacular desenvolvimento da sua estrutura colunar. À direita, mostra-se o pormenor da alteração em “escama de cebola” que se pode observar no interior dos prismas basálticos truncados que se observam na base daquela estrutura.

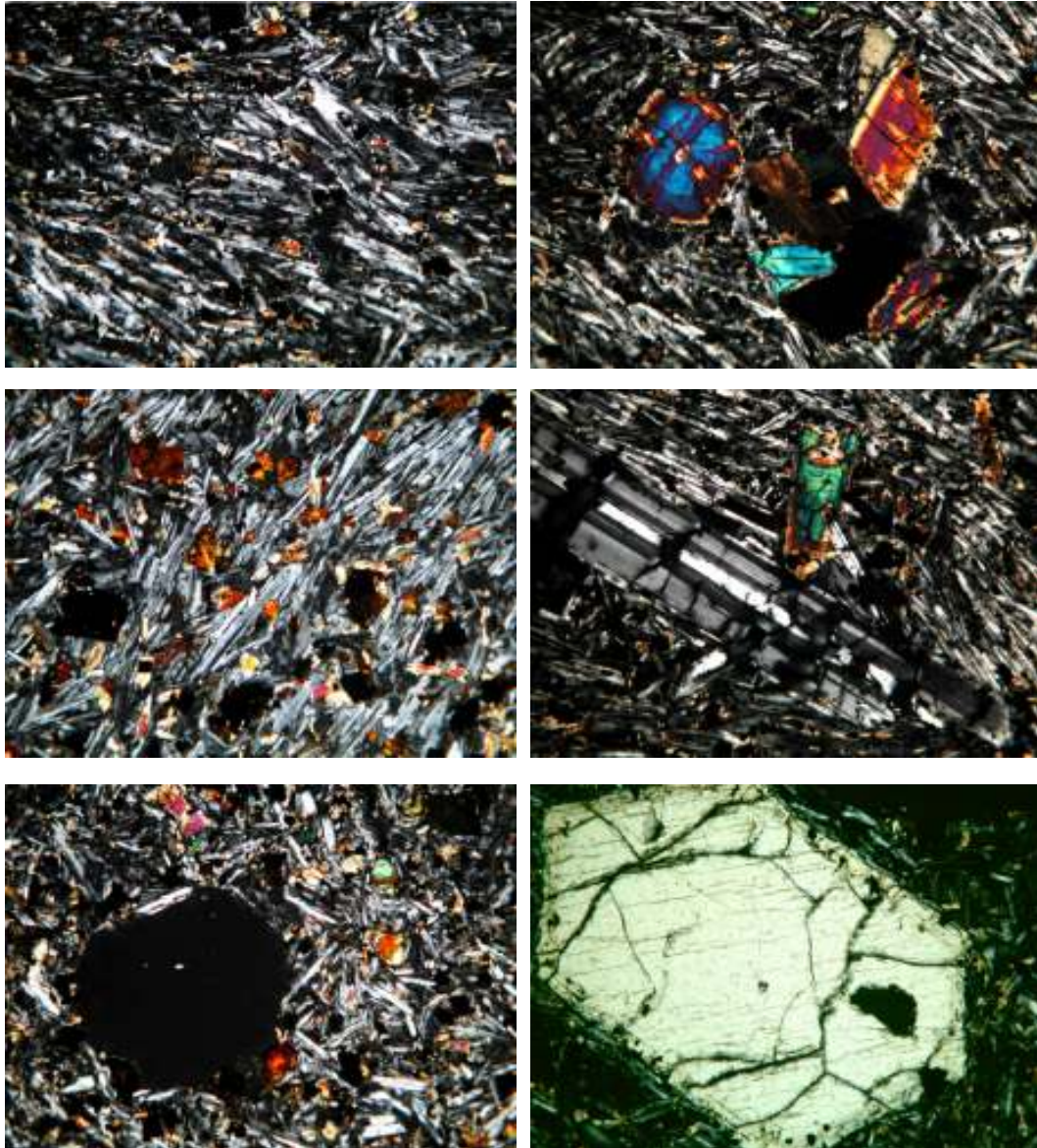
Aspectos da composição mineralógica e química das lavas e filões do Arquipélago

Embora as rochas piroclásticas sejam abundantes, especialmente no Complexo mais antigo, as rochas lávicas têm, também, enorme representatividade nas ilhas do



Fot.s 58 - À esquerda: Corte geológico na Praia Formosa – alternâncias de escoadas basálticas, com escórias na base, e camadas de rochas piroclásticas finas. À direita, em baixo, brecha basáltica e, em cima, aspecto vacuolar das lavas na Praia Formosa.

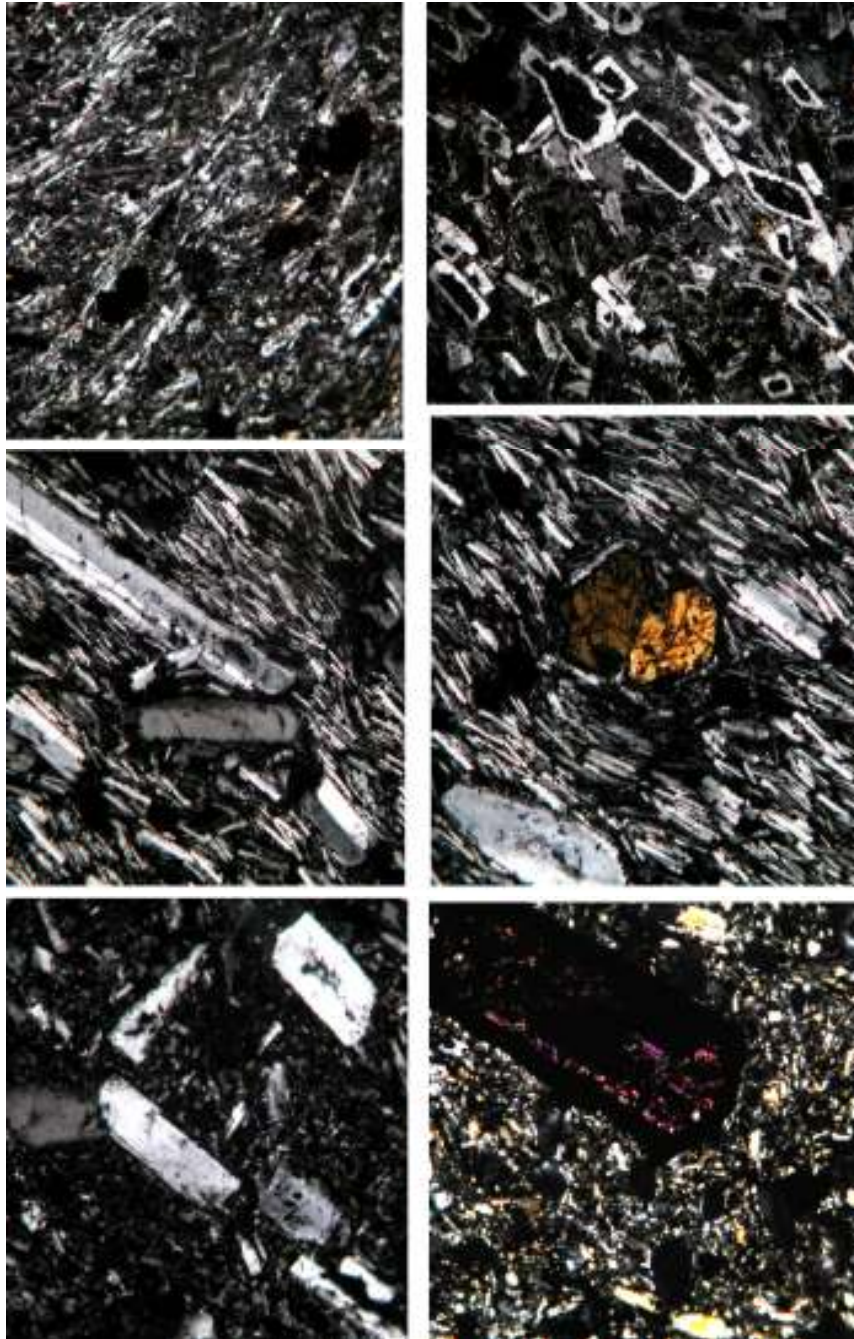
Arquipélago. Na Madeira, não há grande variabilidade de tipos litológicos, sendo mais comuns, os basaltos, basanitos e alguns mugearitos. Em Porto Santo, a variedade é maior, ocorrendo, além daqueles tipos, hawaitos, traquitos e traquiriolitos.



Fot.s 59 - Microfotografias, em luz polarizada, das rochas basálticas : Em cima: textura microlítica com pequenos cristais alongados de plagioclase (cinzento - negro), orientados segundo o fluxo da lava (à esquerda), e com aglomerados de olivina, piroxena e óxidos (à direita); Ao centro, o mesmo tipo de textura mas com bastante maior quantidade de óxidos (negro) de olivina e piroxena (várias cores) (à esquerda) e fenocristais de plagioclase microlítica (à direita); Em cima, basalto vacuolar (a forma

arredondada central em negro, vazio deixado pelo escape de gás) (à esquerda); fenocristal de clinopiroxena (à direita).

Os basaltos têm cor negra ou muito escura, granulometria, geralmente, muito fina e, muitas vezes, apresentam estruturas vacuolares. Ao microscópio distinguem-se fenocristais de olivina, piroxena e plagioclase em matrizes mais finas, compostas pelos



Fot.s 60 - Microfotografias, em luz polarizada, de vulcanitos do Porto Santo, mostrando mineralogia e texturas: Em cima: à esquerda, traquito da Fonte da Areia, com pequenos cristais de plagioclase ($\cong 0,25$ mm) alongados, orientados segundo o fluxo da lava e, à direita, traquito do Pico Baixo, com cristais de feldspato zonado ($\cong 1$ mm); Ao centro, em ambos os lados, traquito do Pico da Cabrita, com textura

porfírica e matriz microlítica (feldspato ≤ 1 mm); à direita, ao centro, a anfíbola castanha; Em baixo, à esquerda, traquito do Pico da Cabrita de textura porfírica e matriz muito fina (feldspato $\leq 0,5$ mm) e à direita, basalto do Pico de Bárbara Gomes, com textura porfírica (o cristal colorido é piroxena, $\cong 1$ mm).

mesmos tipos de minerais e, ainda, óxidos de ferro. As percentagens destes minerais podem variar dando origem aos diferentes tipos de basaltos. Os mugearitos e os traquitos (sobretudo filonianos) são mais claros, acinzentados ou esbranquiçados, respectivamente. Neste último caso, a plagioclase é mais sódica, a olivina é muito escassa ou inexistente e, em seu lugar, pode observar-se anfíbola (hornblenda castanha). O quartzo está ausente na generalidade das rochas madeirenses, embora possa aparecer nalguns traquitos.

Quanto à sua composição química, as rochas ígneas da Madeira podem integrar-se nas designadas sequências alcalinas (cujos termos apresentam enriquecimento de álcalis relativamente à sílica quando comparados com os das outras sequências conhecidas – toleíticas e calco-alcalinas). (As Ilhas Canárias, Ilha Sta Helena, arquipélagos de Cabo Verde, S. Tomé são exemplos do mesmo tipo de magmatismo)

O estudo exaustivo das assinaturas geoquímicas (elementos maiores, traços, e sobretudo, alguns isótopos) da sequência alcalina da Madeira foi efectuado por J. Mata. Este especialista do vulcanismo das ilhas Atlânticas, através dos estudos mineralógicos e geoquímicos, nomeadamente a presença de mistura de componentes mantélicos nalgumas rochas, refere que a Ilha da Madeira resultou da acção de uma pluma mantélica, que tendo-se formado a uma profundidade de cerca de 125 km (no interior da Astenosfera) atravessou uma enorme espessura de manto litosférico, que lhe produziu alguma contaminação, antes de sair no fundo do mar, para formar, em primeiro lugar, uma montanha submarina e, depois, a actual ilha oceânica (Fig. 15).

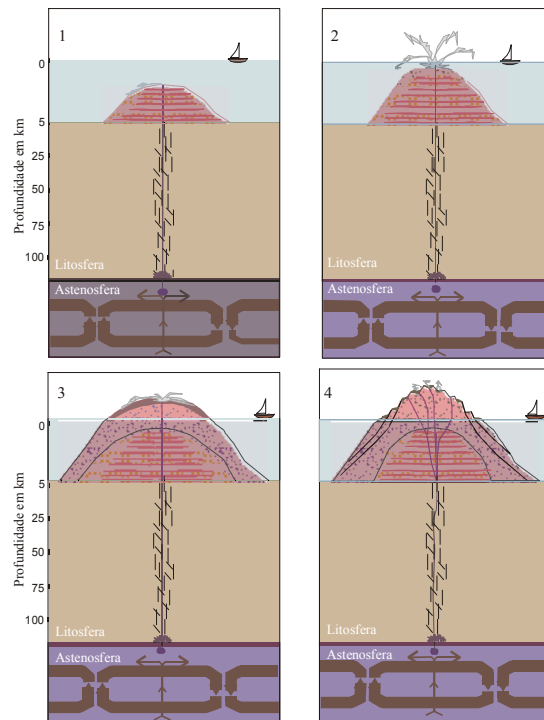


Fig. 15 - A instalação de uma pluma mantélica, no local onde hoje se encontra a Ilha da Madeira, deu origem à formação da ilha. Se considerarmos as principais fases do desenvolvimento de uma ilha oceânica: 1 – submarina; 2 – transicional; 3 – aérea /consolidação insular; 4 – rejuvenescimento/madura. Na Madeira, podem observar-se os efeitos das três últimas. A fase submarina (de montanha submarina não emersa) só foi identificada em Porto Santo (Desenhado a partir de *Mata*, 1996).

Durante a formação de uma ilha oceânica por este processo, distinguem-se, geralmente, várias etapas que se podem resumir em quatro fases principais –

A fase submarina com formação de uma montanha que cresce a partir do fundo oceânico através da emissão do material fundido no manto terrestre. Tem-se considerado que durante esta fase, as lavas provenientes do manto, ao atingirem o fundo do mar necessitam de vencer importantes pressões hidrostáticas para se instalar, o que faz com que adquiram estruturas especiais, as designadas lavas em almofada ou “*pillows* lavas”, como são, geralmente, conhecidas;

A fase de transição quando a altura da coluna de água acima da montanha submarina já não exerce a pressão suficiente para impedir a explosão dos materiais vulcânicos que atingem as crateras dando origem ao aparecimento de grande quantidade de materiais piroclásticos muito heterogêneos;

A fase aérea ou de consolidação insular com períodos de emissão lávica a sobreporem-se aos episódios explosivos e, finalmente;

A fase madura ou de rejuvenescimento que ocorre depois de alguma acalmia vulcânica, seguida de concomitante erosão da ilha, correspondendo aos últimos episódios vulcânicos através da reactivação de estruturas anteriores (Fig.s 8, 9 e 11).

Na Madeira, podem observar-se os efeitos das três últimas fases, apenas a fase de montanha submarina, não emersa, não é visível.

Em Porto Santo, pelo contrário, foram identificadas lavas em almofada ou “*pillows lavas*”, indicativas de se terem desenvolvido em meio aquoso, pelo que, todas as fases puderam ser reconhecidas.

Se o destino final das ilhas vulcânicas é a sua erosão total e consequente desaparecimento, pode dizer-se que ambas as ilhas, terão, ainda, longos anos de vida mas que não é avisado contribuir para facilitar esse processo!

Tectónica

Em vulcões do tipo que se estima terem existido no Arquipélago da Madeira os materiais, sempre muito diversos, são expulsos da câmara magmática, onde se acumularam, através de uma conduta central, e, muitas vezes, também por condutas secundárias. As condutas que não atingem a superfície proporcionam a formação de filões (Fig.16).

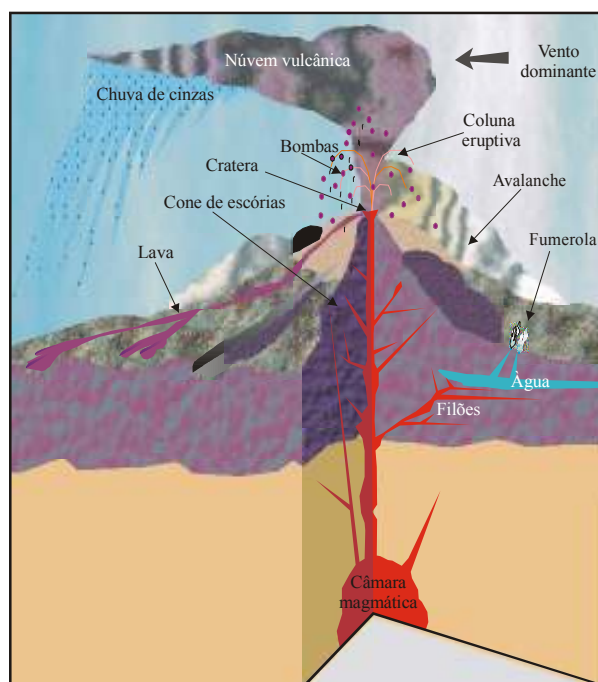


Fig. 16 – Corte esquemático num aparelho vulcânico com identificação das diferentes estruturas, tipos de materiais expelidos e rochas associadas.

A conduta central corresponde, muitas vezes, à intersecção de grandes falhas litosféricas ou de uma grande falha com outras falhas secundárias ou, ainda, a pontos de escape no percurso dessas estruturas, sucessivamente activados com a subida dos magmas.

Na Ilha da Madeira, alinhamentos de filões, cones vulcânicos mais tardios, secundários, têm sido assinalados por diversos autores, assim como grandes falhas, geralmente orientadas E-W e NNE – SSW. Contudo, existe forte controvérsia relativamente às funções desempenhadas por essas estruturas tectónicas. Enquanto, alguns autores lhes atribuem um papel fundamental no transporte dos magmas, e, reconhecem nelas as estruturas originais que levaram ao aparecimento de um “ponto quente”, outros consideram que correspondem, apenas, a movimentos de extensão, eventualmente relacionados com o relaxamento térmico e respectivos ajustamentos gravíticos. Um bom local para observar falhas deste tipo, pelo rejeito que produzem em filões e camadas de piroclastitos, é a Ponta de S. Vicente.

Relativamente a Porto Santo várias estruturas foram evidenciadas sugerindo diversas movimentações tectónicas (Fig. 17).

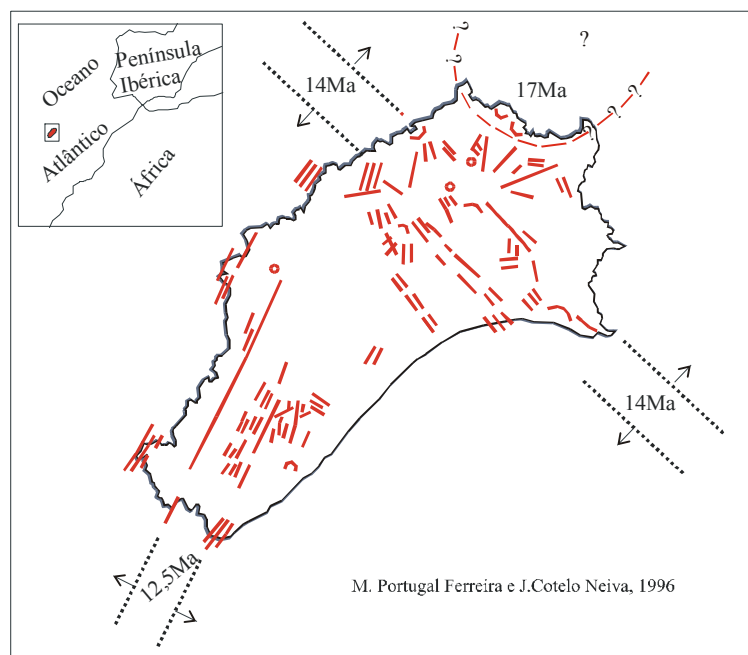


Fig. 17 – Esboço estrutural da ilha de Porto Santo, mostrando os principais alinhamentos filonianos, chaminés e caldeiras (a vermelho) e a movimentação tectónica deduzida, no intervalo de tempo entre 20 e 12, 5 milhões de anos.

Na região norte da ilha dominam filões com direcções NW-SE enquanto na parte sul, as direcções dominantes dos filões são NNE-SSW. Estes dados, associados às respectivas

idades geocronológicas, permitem pensar que houve extensão crustal segundo aquelas idades, respectivamente, aos 14 e 12,5Ma. Além disso, aquela figura evidencia a provável existência de uma grande cratera, na parte norte da ilha, que terá funcionado há 17Ma.

Embora até ao momento não haja uma explicação cabal para o aparecimento de plumas mantélicas na região do Arquipélago da Madeira, alguns modelos têm sido avançados por geólogos e geofísicos.

Os “pontos quentes”, ou plumas mantélicas, correspondem a fenómenos no interior do manto terrestre que se mantêm activos por longos períodos de tempo, várias dezenas ou centenas de milhões de anos, em determinados locais, fixos, do manto. Geralmente formam alinhamentos, ou melhor, deixam o seu rasto segundo alinhamentos porque as placas tectónicas sobrejacentes se movem nos seus percursos normais. Assim, se medirmos o sentido do alinhamento de um ponto quente do mais antigo para o mais moderno, podemos dizer que o movimento da placa tectónica sobrejacente é no sentido inverso.

Alguns geólogos, consideram que, os vários alinhamentos paralelos de vulcões do mesmo tipo, existentes na parte oriental do Atlântico onde se situa a Madeira, se terão formado, sucessivamente, desde há 70 milhões de anos (Fig.18). O alinhamento do Arquipélago da Madeira teria, segundo esses autores, começado em Monchique (Algarve, Portugal) e teria passado por uma sucessão de montanhas actualmente submersas até chegar a Porto Santo e finalmente, à Madeira. Estes autores prevêem, assim, uma deslocação da Placa Africana em sentido inverso (como referido anteriormente) segundo um polo de rotação situado a norte dos Açores.



Fig. 18 - Corresponderá o Arquipélago da Madeira a testemunhos deixados por um “ponto quente” sob a Placa Africana que se move para NNE?

Por outro lado, o esforço da subida dos magmas produz forças de tensão de baixo para cima, o que geralmente leva à instalação de estruturas de “rift” (designação geralmente dada a uma estrutura correspondente a depressão alongada). As mais comuns destas estruturas são os “rift” triplos (com três ramos fazendo ângulos de 120°). Os geólogos utilizam as estruturas tectónicas observáveis a nível regional e local – falhas, fracturas,



Fot.s 61 e 62 - Aspecto da deformação das rochas nas imediações de Fajã da Ovelha (à direita, pormenor mostrando uma estrutura planar desenvolvida no contacto norte do filão).

alinhamentos filonianos e de vulcões, etc., para determinarem as estruturas originais que permitam perceber o fenómeno, problema que, no entanto, não é fácil de resolver.

A estrutura de “rift” fica, assim, por provar no Arquipélago da Madeira, bem como o alinhamento de pontos quentes desde o sul de Portugal até ao Arquipélago da Madeira.



Fot.63 – Alguns aspectos estruturais observados na Ilha de Porto Santo sugerem forte movimentação tectónica, como, por exemplo, os basaltos da Ponta da Calheta que se apresentam laminados, com planos sublinhados por carbonato de cálcio, ligeiramente encurvados.

Aspectos da alteração das rochas e outros

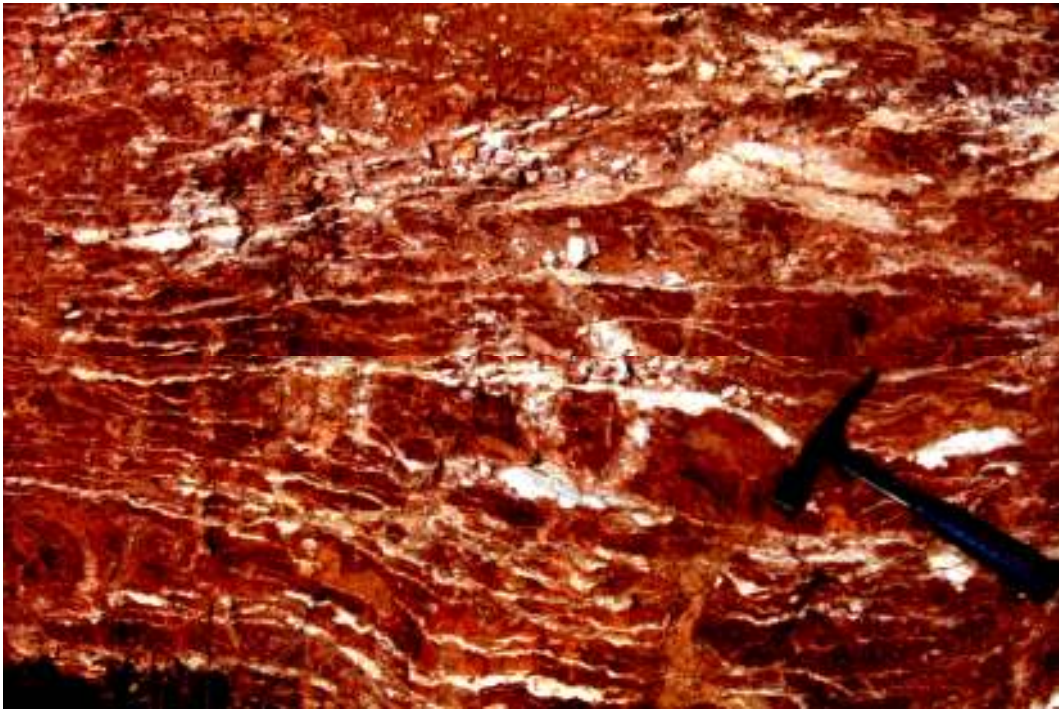
A alteração das rochas vulcânicas produz, muitas vezes, aspectos verdadeiramente interessantes, que chegam a servir de inspiração a criadores. Seguidamente, apresentam-se algumas imagens, e respectivas localizações, que nos surgiram durante a elaboração deste trabalho



Fot. 64 – Aspecto da alteração dos basaltos da Ponta de S. Lourenço (Ilha da Madeira) que se podem observar nos afloramentos que confrontam com o parque do final da estrada que leva àquela ponta. O material esbranquiçado corresponde a carbonato de cálcio (elemento muito abundante nestas rochas e que durante o processo de alteração em clima seco é incluído em carbonatos).



Fot.65 - Outro aspecto da alteração dos basaltos da Ponta de S. Lourenço (Ilha da Madeira). Nestes casos, algumas estruturas da escamação esferoidal resistiram relativamente a outras de menores dimensões.



Fot. 66 - Outro tipo de estruturas relacionadas com alteração corresponde à precipitação de carbonato de cálcio, dissolvido pelas águas das chuvas, em concentrações lamelares entre níveis de depósitos piroclásticos. Aspectos como o figurado acima podem observar-se de cada lado da estrada para a Ponta de S. Lourenço (Ilha da Madeira) e nas bermas das estradas da Ilha de Porto Santo.



Fot. 67 - Filão basáltico do Pico do Areeiro, fortemente fracturado e apresentando ligeira alteração com minerais argilosos de cores variadas nos planos de fracturação (Ilha da Madeira).



Fot.s 68 - Estas interessantes estruturas de substituição orgânica podem observar-se na Ponta da Piedade (Madeira). Correspondem a verdadeiros fósseis, aparentemente de raízes e caules, substituídos por calcite. Em cima observa-se um conjunto e a sua distribuição no espaço, em baixo, um detalhe.



Fot. 69 - Disjunção prismática em Marroços (Ilha da Madeira). Notar a definição poligonal da base das colunas truncadas. A exígua alteração que apresentam permite a instalação de alguma vegetação que lhes empresta magníficas tonalidades.

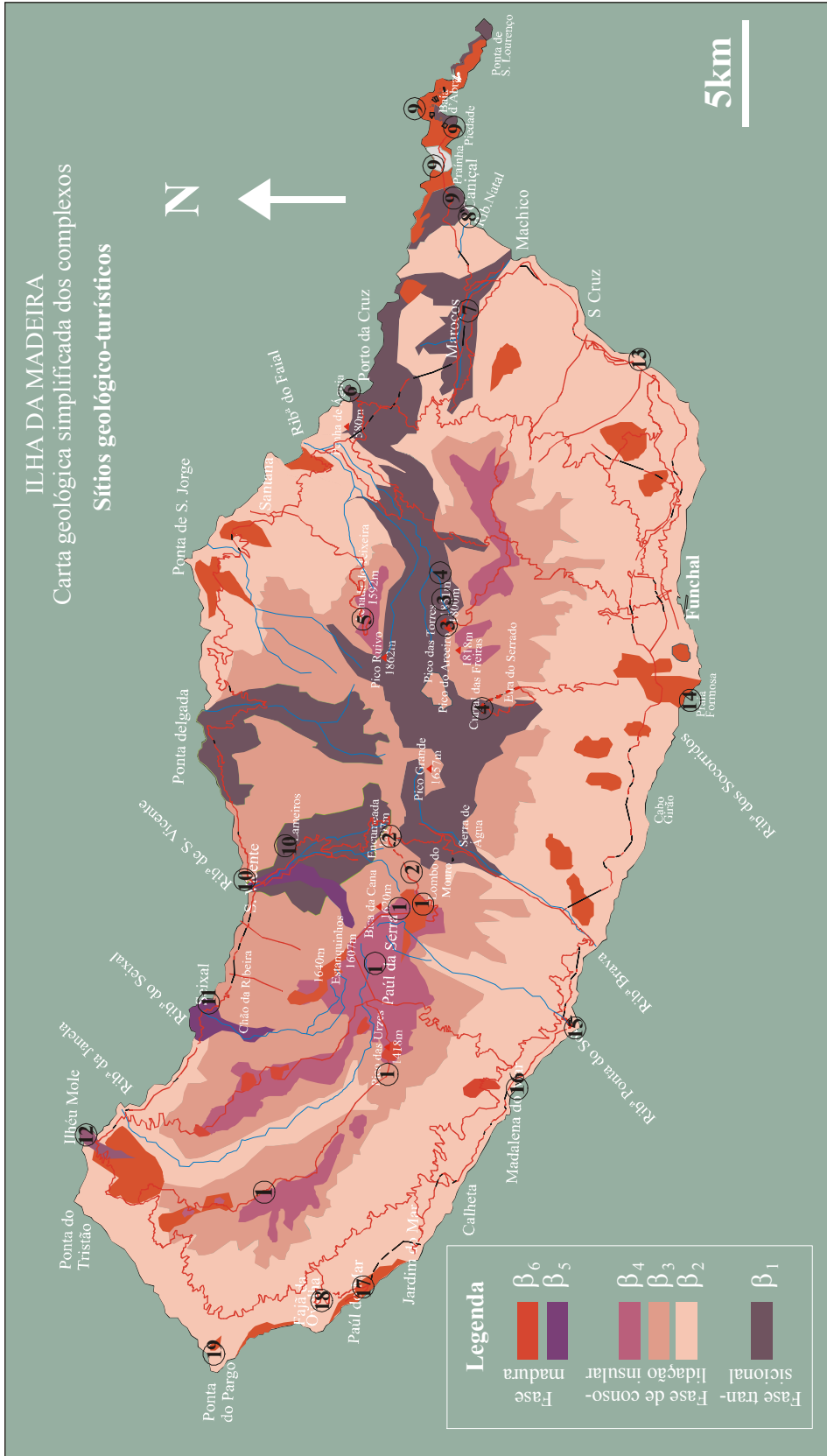


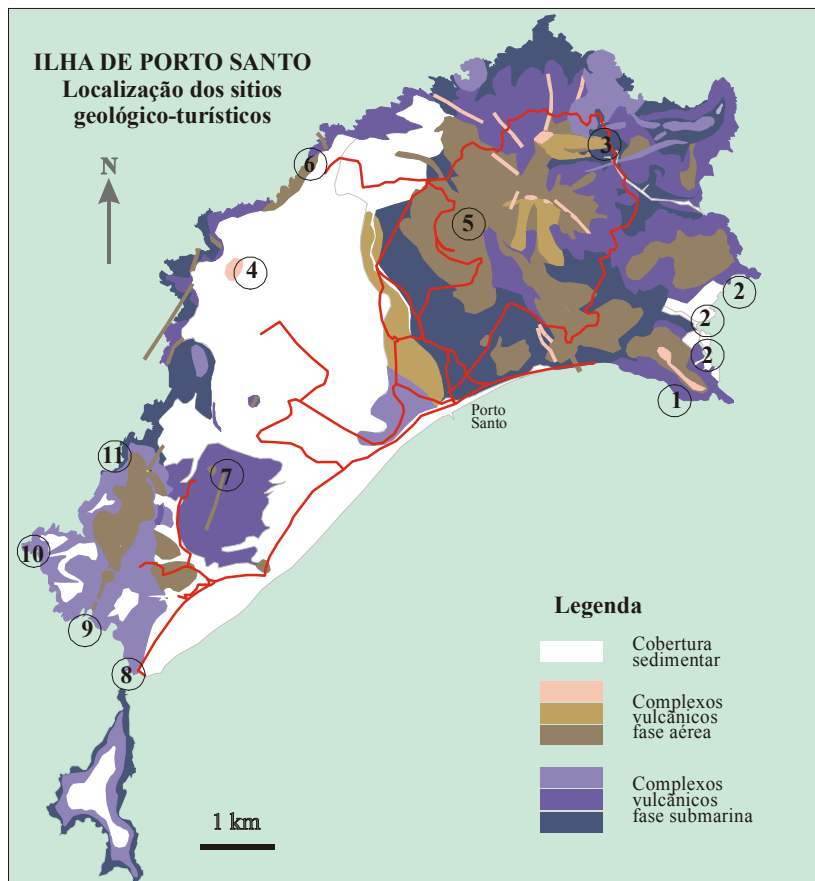
Fot. 70 - Sedimento argiloso actual, com fendas de retracção devidas á perda de água por evaporação. (Alguns autores têm defendido que as estruturas colunares dos basaltos resultam de processo equiparável, retracção nas superfícies expostas durante o arrefecimento)



Fot. 71 – Na região de Ribeiros, SE da ilha de Porto Santo, pode observar-se um curioso fontanário revestido com inúmeras estruturas de substituição orgânica (raízes e caules) por carbonatos de cálcio que deverão ter sido recolhidas nos depósitos sedimentares.

ILHA DA MADEIRA
 Carta geológica simplificada dos complexos
 Sítios geológico-turísticos





Principais sítios de interesse geológico

Ilha da Madeira

1 - Paul da Serra – O Paul da Serra é um planalto, correspondente a uma superfície de erosão condicionada pela resistência de uma escoada lávica que capeia rochas facilmente desagregáveis pelos agentes atmosféricos. Esta espectacular superfície é perfeitamente evidente quando se atingem as altitudes de 1400/1500m, como por exemplo, através da estrada que sobe da Encumeada a partir de S. Vicente ou de Ribeira Brava, podendo ser fotografada a partir da estrada que corre na margem sul da Ribeira da Janela (Fot.1). Nas barreiras desta mesma estrada, são visíveis pequenos canais que serviram no transporte de lavas (Fot. 18). Nos leitos dos pequenos cursos de água deste planalto e na barreira das estradas podem observar-se aspectos da erosão dos basaltos da escoada lávica com marcada escamação esferoidal (Fot.s 38 e 39). Deste planalto elevam-se pequenos cones vulcânicos das erupções mais tardias da ilha (as datações mais recentes até ao presente foram determinadas no de Bica da Cana, com 6 000 mil anos) (Fot. 41). Recentemente, aspectos geomorfológicos têm levado alguns autores a inferir a existência, durante o Período Würm (há cerca de 18000 anos) de que terá havido, nomeadamente na região do Paul da Serra, pelo menos neves persistentes em determinados locais. Sinais de anterior existência de anfiteatros de gelos e moreias glaciares, são citados a sul da Fonte do Juncal, onde grandes blocos prismáticos de uma escoada basáltica foram aparentemente removidos do seu local de deposição original, por efeitos combinados do gelo-degelo das rochas encaixantes.

2 – Encumeada – Este sítio é um dos mais significativos pontos da morfologia da ilha da Madeira. Aqui se pode observar como o recuo das ribeiras Brava e de S. Vicente, a 1ª correndo para Sul e a 2ª, para Norte, estão a passos de se encontrar e, assim, dividir a ilha em duas partes. O Complexo Vulcânico ($\beta 3$) que ainda aflora nesta região, possui forte intercalação de escoadas lávicas que capeiam e protegem da erosão as rochas subjacentes, essencialmente piroclásticas, do complexo de base ($\beta 1$). Os agentes atmosféricos terão, pois, o trabalho facilitado logo que essas camadas mais resistentes do Complexo ($\beta 3$) tenham desaparecido. Outros pontos igualmente elucidativos deste processo mas, menos acessíveis, situam-se, por ex., na região entre o Pico da Torrinhas e Pico das Eirinhas, no topo dos vales das ribeiras de Boa Ventura e de Socorridos. Por outro lado, nesta mesma região, logo que se inicia a subida para o Paul da Serra, encontra-se, em primeiro lugar, na berma da estrada, uma antiga pedreira em rochas basálticas com belas estruturas de disjunção prismática (Fot.36). Seguindo na mesma estrada para o Paul da Serra, na região do Lombo do Mouro, tem-se uma ideia aproximada da natureza do Complexo Vulcânico ($\beta 3$) e da persistência de escoadas lávicas relativamente às suas intercalações piroclásticas que, sendo mais brandas à erosão, sobressaiem menos bem na paisagem (Fot. 37).

3 - Pico do Areeiro – O Pico do Areeiro, a altitude de 1818m, é um ponto turístico muito importante, acessível todo o ano. Aqui se pode observar a natureza e a estrutura do Complexo Vulcânico mais antigo da ilha (Fot 2 e 29). Este complexo é essencialmente constituído por rochas piroclásticas com intercalações de escoadas lávicas, num conjunto atravessado por intensa rede de filões basálticos. Estes filões, que assumem direcções e inclinações variáveis, cortando-se mutuamente (Fot.2), proporcionam grande resistência ao complexo vulcânico mais antigo desta região e permitem-lhe contrariar os agentes de erosão. No largo de estacionamento, junto ao acesso ao vértice trigonométrico, pode ver-se um filão de basalto cujos planos de fracturação apresentam interessante alteração argilosa (Fot.67)

4 - Curral das Freiras

O Curral das Freiras corresponde a uma enorme depressão que resultou da intensa erosão de rochas piroclásticas (do complexo vulcânico mais antigo) que afloravam na região. Estas rochas, sendo mais friáveis que as envolventes, cederam com maior facilidade aos agentes erosivos proporcionando a actual depressão. O melhor ponto de observação desta estrutura morfológica é a partir da Eira do Serrado (Fot.3). A enorme depressão do Curral das Freiras, com a sua especial configuração geomorfológica de abruptos declives (à volta de 300m) levou alguns autores a considerar a hipótese de corresponder a uma caldeira vulcânica. Contudo, actualmente, sabe-se que estas fundas depressões são, apenas, consequência da forte erosão diferencial entre as lavas e os piroclastos que aí afloram. Outra depressão importante, do mesmo tipo, é a da Serra d'Água, na parte alta da Ribeira Brava.

5 – **Achada do Teixeira** – Vulgarmente designado como "homem em pé", corresponde a um filão basáltico, de espessura métrica, que permanece *in situ*, "descarnado" do seu encaixante. Surpreende pela altura que conserva e pela extensão de afloramento (umas dezenas de metros). É o testemunho da sua maior resistência à erosão relativamente às rochas piroclásticas do seu primitivo encaixante (Fot.4).

6– **Porto da Cruz** – Neste local podem observar-se vários aspectos geológicos interessantes, sendo o mais conhecido, a presença de escoadas mugearíticas, cuja cor clara contrasta com as das restantes rochas vulcânicas da ilha da Madeira. Estas rochas podem observar-se de cada lado da praia da foz da ribeira do Juncal, no Rochão e em Cães. Neste último ponto, os mugearitos cobrem sedimentos com estratificações oblíquas e grande diversidade de componentes líticos (Fot.s 21 e 22). Embora raros, foram encontrados vegetais fósseis nestes sedimentos. A idade indicada pelas datações geocronológicas para os mugearitos foi de 1,5Ma milhão de anos.

Neste local, na base do morro correspondente ao Cães podem, ainda, observar-se sedimentos argilosos actuais. Estes sedimentos apresentam, geralmente, fendas de retracção devidas á perda de água por evaporação (Fot. 70).

7 - Maroços

Em Maroços (Machico), próximo da entrada para o novo túnel das Cales, pode observar-se um enorme afloramento de rocha basáltica em espectacular estrutura colunar (Fots.33 e 69). Estas estruturas desenvolvem-se, segundo alguns autores, à semelhança das fendas de retracção nos sedimentos recentes, como as do sítio anterior, a partir das superfícies expostas durante o arrefecimento progressivo dos líquidos que deram origem às rochas basálticas.

8 - Caniçal e a foz da Ribeira do Natal

A observação geológica na região da foz da ribeira do Natal, no Caniçal, dá-nos uma ideia aproximada da violência das explosões vulcânicas da fase de transição de montanha submarina a ilha, através do aspecto mal calibrado dos depósitos, por vezes com calhaus de dimensões métricas que, ao tempo, se originaram (Fot.s 30 e 31). Este tipo de depósitos constituem os "lahar", designação dada pelos indonésios para descrever misturas de fragmentos de rocha e água que deslizam pelas vertentes dos vulcões e, ou pelos vales das ribeiras. Ao mover-se, estes depósitos, têm o aspecto de uma massa de cimento pastoso que transporta calhaus rochosos com granularidades que vão desde a da argila à dezena de metros de diâmetro. Estes depósitos, podendo atingir grandes velocidades na sua movimentação, são muito temidos pelas populações que podem ser apanhados no seu percurso.

9 - Ponta de S. Lourenço

Esta Ponta corresponde a uma península estreita e recortada que prolonga o Maciço Oriental (Fot.5). Do lado norte, pequenas ilhotas, os leixões, por vezes deixando ver rochas de belas cores contrastantes, testemunham a rápida erosão de anteriores falésias (Fot. 9).

Toda esta região, onde o clima seco favorece a observação geológica, apresenta múltiplos sítios de interesse:

O pequeno cone vulcânico da S^{ra} da Piedade é um relevo primário, referente às mais recentes manifestações vulcânicas da ilha que, tendo sido cortado para instalação da marina, nos deixa ver o interior com a sua conduta central (Fots.20 e 42);

Nos terrenos situados imediatamente a oeste do cone vulcânico da Sra da Piedade, podem observar-se belas estruturas de substituição orgânica. Correspondem a verdadeiros fósseis de raízes e caules substituídos por calcite (Fots 68);

A vista do Porto da Abra (a grande enseada voltada a SE) abrange esplêndidas escarpas ostentando variadas e coloridas rochas (lavas e tufos) e recortadas por vários filões de espessura métrica. Os geólogos encontrarão, ainda, neste ponto, sinais da tectónica distensiva regional;

Uma duna, de areia clara e fina, constituída por grande quantidade de partículas de conchas, instalou-se na região abrigada da Prainha, a partir da acumulação das areias transportadas pelos ventos marítimos (Fot.26). Esta duna conserva, ainda, as correspondentes estratificações oblíquas bem visíveis;

Outros aspectos interessantes têm que ver com a alteração das rochas nesta região de clima mais seco que o da restante ilha. Nos afloramentos que confrontam com o parque do final da estrada que leva à Ponta de S. Lourenço podem observar-se belos aspectos da escamação esferoidal ou em “cebola”. O material esbranquiçado corresponde a carbonato de cálcio, elemento muito abundante nas rochas regionais e que durante o processo de alteração em clima seco é incluído em carbonatos (Fots. 64 e 65). Outro tipo de estruturas relacionadas com alteração, muito comum, por ex. na estrada que leva à Ponta de S. Lourenço, corresponde à precipitação de carbonato de cálcio, dissolvido pelas águas das chuvas, em concentrações lamelares entre níveis de depósitos piroclásticos (Fot. 66).

10 - São Vicente

A povoação de São Vicente situa-se na foz da ribeira com o mesmo nome. Esta ribeira, a montante, chega à região da Encumeda onde está preste a encontrar a ribeira Brava, que descendo em sentido contrário, desagua na costa sul. É interessante observar o alinhamento dos vales destas duas ribeiras a partir da região das respectivas nascentes e sentir como a erosão levará, inexoravelmente, à divisão da ilha, em duas partes, através dos dois vales.

Por outro lado, as Grutas e o Centro de Vulcanismo de São Vicente são, por si mesmos, motivo de visita a esta povoação. Aqui, alguns túneis de lava, deixados vazios pelo material que por eles fluiu, foram aproveitados para proporcionarem um interessante percurso pedonal de 700m subterrâneos e evidenciar alguns aspectos do vulcanismo madeirense.

Outros aspectos geológicos a ter em conta neste sítio são a grande escarpa contígua à praia de S. Vicente que permite ter uma ideia da natureza essencialmente piroclástica, com intercalações lávicas, do Complexo (β_1), o mais antigo da ilha (Fot. 28).

Contudo, do ponto de vista da geologia da ilha da Madeira há, ainda, um outro ponto de muito interesse nas imediações. Trata-se de um afloramento, bastante degradado, de dimensões métricas – os calcários recifais de Lameiros (Fot.s 27).

Este afloramento é o que resta de uma mancha de maiores dimensões utilizada, no passado, para a produção de cal. Este calcário recifal, actualmente à altitude de 475m, põe problemas interessantes relativamente ao desenvolvimento da ilha da Madeira e das ilhas oceânicas em geral, pois, as estruturas recifais formam-se no mar, muito abaixo da sua altitude actual. Isto significa que a ilha sofreu forte

levantamento depois do Pliocénico. Contudo, a amplitude desse levantamento, considerando que terá havido contribuição de algum recuo no nível do mar, é um problema para que ainda não existe uma única resposta.

11 - Seixal

Nesta povoação, situada na foz da ribeira com o mesmo nome, podem observar-se, na praia, as estruturas e textura da escoada de lavas (β_5) que, de uma altitude de cerca de 550 m, atingiu o mar através do vale da daquela ribeira. Estas lavas, relativamente recentes (datações existentes indicam 390 000 mil anos) apresentam estrutura escoriácea, tipo A'a' (do havaiano, pedregosa ou, que queima), caracterizada por superfícies irregulares, vesiculosas, resultante da perda rápida de gases.

Por outro lado, nesta região o rápido recuo das arribas litorais por efeito dos ventos alísios levou ao desenvolvimento de vales suspensos das altas escarpas. O exemplo mais conhecido em toda a ilha – a cascata do Véu de Noiva, situa-se nesta região (Fig. 8).

12 - Porto Moniz

Aqui, como no Seixal, observa-se uma escoada de lavas (β_5) e o que resta de um cone vulcânico (Fot.40). As datações geocronológicas desta escoada indicam 120 000 mil anos de idade, ainda mais recente que no Seixal. A vista do alto da estrada quando se chega a Porto Moniz é espectacular permitindo ver como a escoada caminhando de Sul se despenhou no mar. Também aqui se podem observar as estruturas correspondentes ao mesmo tipo de lava viscosa e escoriácea do Seixal.

Por outro lado, o pequeno cone vulcânico do Ilhéu Mole, junto ao litoral, é, como o próprio nome indica, constituído de rochas mais brandas, essencialmente rochas piroclásticas e contrasta, por isso com as lavas em seu redor.

13 - Porto Novo

As margens da ribeira de Porto Novo, junto à foz, permitem boa observação das espessas escoadas da lávica do Complexo β_2 e da sua expressão no terreno (Fot. 32).

14 - Praia Formosa

Nesta região o complexo vulcânico regional β_2 foi localmente cortado e sobreposto por litologias do complexo mais recente β_6 . A este último pertencem os cones vulcânicos de Pico S. Martinho, Pico de Parcelo, Pico da Cruz, etc. Um passeio pela praia Formosa permite aos geólogos observar o contacto entre os dois complexos. Contudo, os menos experientes podem observar, nas escarpas, as litologias, sobretudo do complexo mais recente, dispostas em alternâncias de escoadas e piroclastos, algumas brechas vulcânicas, aspectos vacuolares de algumas lavas e, ainda, a presença de escórias e brechas vulcânicas de base das escoadas, formadas e arrastadas durante o movimento da lava (Fots. 58).

15 - Ponta do Sol

Neste local, a grande escarpa que contém o túnel merece alguma atenção. Corresponde, de facto, a um imenso canal por onde fluíu a lava como se pode verificar pela grande variação de espessuras do centro para as margens da estrutura bem visível. É, também, interessante a existência de incipiente estruturação, grosseiramente colunar e aproximadamente vertical, na zona mais espessa do canal que parece indicar maior permanência *in situ* da lava nesta zona (Fot. 19).

16 - Madalena do Mar

Neste sítio confluem duas linhas de água que limitam a praia. Do lado oeste pode observar-se uma bela escarpa litoral talhada no Complexo Vulcânico β_2 . É constituída por alternâncias, com colorações variadas, de lavas e piroclastos em bancadas de espessura métricas. A alternância litológica do Complexo β_2 neste ponto é um pouco diferente do que se vê, por exemplo, no Porto Novo, onde as escoadas basálticas são espessas e muito mais frequentes.

17 e 18 - Paul do Mar e Fajã da Ovelha

Na estrada que sobe do Paul do Mar para a Fajã da Ovelha, logo que a altitude permita a observação em sentido contrário, vale a pena parar. A vista que se obtém sobre o Paul do Mar é espectacular (Fot.25). A enorme escarpa não deixa dúvidas sobre a existência de desmantelamento e desabamento com a formação de depósitos de vertente que podem proporcionar a instalação de povoações como é o caso de Paul do Mar. Outro aspecto a ter em conta nesta estrada é o afloramento de filões com sinais de forte (Fot.s 61 e 62).

19 - Ponta do Pargo

Da povoação da Ponta do Pargo existe uma estrada que leva ao Farol. Neste ponto obtém-se uma esplêndida vista sobre a formidável escarpa litoral, rectilínea a perder-se no horizonte (Fot.6). O pequeno alto com um vértice trigonométrico corresponde a um pequeno cone vulcânico recente. Por outro lado, observam-se, ainda, pequenos depósitos de base das escarpas, como por exemplo o da Fajã Nova, imediatamente a NE.

Ilha do Porto Santo

1 – Bilra - Incão

Um passeio entre a marina da Vila do Porto Santo à Ponta da Galé e daqui a Porto de Frades permite-nos fazer uma primeira ideia da geologia da ilha de Porto Santo.

Partindo da marina, são os depósitos essencialmente piroclásticos, com intercalações de escoadas basálticas, dos complexos vulcânicos relacionados com a evolução submarina da ilha e os depósitos de vertente que primeiro se deparam ao visitante. Estes últimos depósitos são constituídos pelos produtos da alteração das rochas vulcânicas, em especial dos tufos, que tendo sido transportados por gravidade e pela acção das chuvas, etc., se acumulam junto à parte inferior das vertentes. Incluem, muitas vezes, blocos de rochas vulcânicas de dimensões variadas e, por vezes, com intercalações de areias dunares.

Olhando a paisagem, no sentido das cristas sobranceiras à arriba, sobressaem escoadas basálticas e filões de basaltos e traquitos pertencentes aos complexos vulcânicos subaéreos (Fot. 54). Blocos provenientes do desmantelamento daquelas estruturas podem ser observados pela escarpa e chegam ao caminho.

Continuando o percurso, entre Bilra e Incão podem observar-se as brechas calcárias fossilíferas, também designadas depósitos pararecifais. Estas rochas que ocorrem sempre associadas aos complexos vulcânicos submarinos constituem afloramentos estreitos um pouco dispersos por toda a ilha. Ocorrem incrustadas no substrato vulcânico, a cotas determinadas e seguindo as respectivas curvas de nível, frequentemente sob a forma de brechas de cimento carbonatado com elementos de rochas vulcânicas e grande quantidade de fósseis, inteiros ou partidos, dos quais se salientam corais, que podem ocorrer em blocos decimétricos (Fot.45).

2 – Porto de Frades

Continuando o passeio anteriormente proposto entre passa-se da Ponta da Galé para a foz da Ribeira do Calhau (Porto de Frades). Neste sítio é interessante observar as dunas calcareníticas consolidadas e a areias soltas, estas constituindo frequentemente dunas móveis.

Neste local as areias eólicas consolidadas atingem cotas variadas e mostram estratificação horizontal, oblíqua ou entrecruzada (Fot. 13, 48 e 49). O estudo da estratificação interna das dunas fósseis permite determinar a direcção e o sentido dos ventos no passado.

A consolidação das dunas deve-se à dissolução, pela água das chuvas, do carbonato de cálcio dos fragmentos das conchas, o qual precipitando serve de aglomerante dos grãos, embora deixando muitos espaços vazios, o que lhe confere grande porosidade a estas rochas. Esse carbonato de cálcio pode originar, igualmente, níveis de crostas calcárias (“laginhas de cal”). Neste sítio, junto à foz da ribeira existe, ainda, um forno de cal, atestando a exploração destas rochas como recurso geológico, no passado.

Se continuarmos o passeio para norte, até à Praia do Gastão, reencontraremos as rochas dos complexos vulcânicos antigos (fase submarina) com belas exposições de piroclastitos intercalados de escoadas e atravessados por filões basálticos por vezes imponentes (Fot. 52).

3 – Ribeira da Serra de Dentro

Neste sítio encontra-se o melhor afloramento de calcários areníticos e margas, da ilha de Porto Santo. Situa-se na margem esquerda da Ribeira da Serra de Dentro, junto à estrada, a cerca de 500 m a N da povoação de Serra de Dentro. Cerca de 60 m de espessura de calcários areníticos e margas amareladas com fósseis e concreções centimétricas esferoidais de algas calcárias incrustantes (“laranjas”), seguidas de níveis conglomeráticos e argilosos e de calcários conglomeráticos, inclinam para NW (aproximadamente 30°). Aqueles níveis de calcários areníticos são fossilíferos, ocorrendo, entre outros: coraliários, bivalves, gastrópodes, equinodermes, crustáceos, algas calcárias incrustantes (*Lithothamnium*) e, ainda, dentes de tubarão (Fot.s 47). Todos estes fósseis, são considerados de águas quentes e de pequena profundidade o que sugere que os respectivos depósitos resultaram da acumulação dos esqueletos e fragmentos de organismos carbonatados que viveram no fundo da vasta plataforma que se desenvolveu à volta da ilha (a maioria) ou, fixos ao substrato vulcânico litoral. Não é de excluir a contribuição do desmantelamento de alguns pequenos edifícios recifais que teriam crescido, mais ou menos próximo da antiga costa. A idade destes níveis é atribuída ao Miocénico, tendo sido obtida através do estudo dos fósseis e, também, por métodos isotópicos. Rochas do mesmo tipo destes níveis afloram, também, nos Ilhéus de Cima, de Baixo e de Ferro.

4 – Pico de Bárbara Gomes

O Pico Bárbara Gomes, constitui como que um afloramento-ilha de material vulcânico na região central da ilha, coberta, essencialmente por depósitos eolianíticos calcareníticos.

Os vulcanitos que afloram no Pico Bárbara Gomes são essencialmente basalto, escória e piroclastos, correspondentes às sequências subaéreas da ilha (Fot. 55).

5 – Miradouro do Pico do Castelo

Para se obter uma vista geral da Ilha do Porto Santo o Pico do Castelo é um bom sítio. A região central, aplanada, surge-nos, então, entre a base das elevações da região norte, a que pertence este imponente Pico e os da região sul (Fot.10 e 11). Pode, ainda, obter-se uma bela vista do imenso areal que se estende pela costa SW da Ilha e que constitui uma das suas maiores atracções turísticas (Fot. 14).

6 – Fonte da Areia

Embora as dunas consolidadas afluem em vários pontos da ilha, como na sua zona central, um dos locais em que melhor se pode observar a sua estruturação interna é na Fonte da Areia (Fots.12, 50).

Neste local, a espessura desta unidade atinge cerca de 60 m e corresponde a uma bela sequência de areias eólicas consolidadas que mostram estratificação horizontal, oblíqua ou entrecruzada bem como níveis de

antigos solos que podem apresentar crostas carbonatadas, acumulações de conchas de caracóis (*Helix*) ou marcas de raízes.

Os níveis de antigos solos marcam episódios de interrupção na sedimentação eólica e, provavelmente, correspondem a períodos de clima mais húmido. Ocorrem, ainda, níveis de calhaus não rolados, transportados em alturas de enxurradas devidas a pluviosidade intensa.

O sedimento das dunas consolidadas corresponde a areia, na sua maior parte (80-90%) constituída por fragmentos rolados de conchas calcárias marinhas e, uma fracção menor (10-20%), de clastos de rochas vulcânicas. Estes grãos são, geralmente, bem calibrados, com granularidade média a fina, apresentando à sua superfície sinais evidentes de longo transporte eólico. A fonte de fornecimento do material arenoso foi a vasta plataforma que se estendia para N da ilha que, durante os intervalos em que era posta a descoberto pelos baixos níveis do mar, ficava à mercê dos ventos do quadrante N que transportaram a areia por toda a Ilha onde se acumulou.

A idade das dunas consolidadas determinada por métodos isotópicos é atribuída ao final do último avanço glacial (Würm) do Quaternário, período durante o qual, como sabemos, se fizeram sentir grandes oscilações climáticas devido às glaciações, o que se reflectiu na subida e descida do nível do mar.

Estas dunas cobrem o substrato vulcânico densamente cortado por filões como se pode observar nas escarpas litorais (Fot. 50).

7 – Pico de Ana Ferreira

O filão traquítico, do Pico de Ana Ferreira merece referência especial pelo espectacular desenvolvimento da sua estrutura colunar. À direita, mostra-se o pormenor da alteração em “escama de cebola” que se pode observar no interior dos prismas basálticos truncados que se observam na base daquela estrutura (Fot.s 56 e 57). Actualmente alguns autores têm associado a formação destas estruturas a mecanismos equivalentes aos das fendas de dessecação, por retraimento a partir das superfícies mais frias com a inerente perda de fluidos.

8 – Ponta da Calheta

Neste sítio observam-se aspectos interessantes dos materiais, essencialmente, piroclásticos com escoadas basálticas intercaladas, das sequências submarinas, cortados por espectaculares filões basálticos de várias idades Fot. 51. Estruturas radiais denunciam a presença de lavas em almofada existentes neste sítio. Uma lumachela incrustando basaltos ocorre a escassos metros da praia da Ponta da Calheta (Fot 44). Podem, ainda, observar-se basaltos laminados, com planos de deformação, sublinhados por carbonato de cálcio, ligeiramente encurvados, sugerindo forte movimentação tectónica, justamente no contacto dos vulcanoclastitos com a praia (Fot.63)

9 – Zimbralinho

Nesta pequena praia podem observar-se litologias das sequências vulcânicas submarinas. Este é o melhor sítio para observar as lavas em almofada (*pillow lavas*) que apenas se conhecem nas sequências submarinas desta ilha do Arquipélago da Madeira. Possuem uma estrutura zonada, cortada por fissuração radiada que é aproveitada por organismos actuais para se instalarem (Fot. 53). É, também, possível reconhecer o filão traquítico que passando pelo Pico de Ana Ferreira chega até ao Zimbralinho. Na descida para a praia um filão métrico apresenta estrutura colunar bem desenvolvida.

10 – Morenos - Ribeiros

Nesta região são espectaculares os aspectos da arriba costeira mostrando os complexos vulcânicos antigos, da fase submarina da ilha, recortados por intensa profusão de filões. Dada a natureza mais ou

menos incoerente dos depósitos, essencialmente piroclásticos desta fase, compreende-se como os filões lhes podem servir de pilares de sustentação (Fot. 17).

No caminho para os Ribeiros pode observar-se um curioso fontanário revestido com inúmeras estruturas de substituição orgânica (raízes e caules) por carbonato de cálcio que deverão ter sido recolhidas nos depósitos sedimentares locais (Fot. 71). Neste local, junto ao mar, podem ver-se aspectos das brechas calcárias fossilíferas com vários tipos de conchas, blocos de basalto, etc., incrustadas nas rochas basálticas (Fot. 46).

11 – Marinas

Aqui, como em Morenos, na arriba litoral, podem ver-se interessantes aspectos dos complexos vulcânicos antigos cujas litologias, essencialmente piroclásticas, ocorrem recortadas por inúmeros filões constituindo como que uma rede de malha apertada (Fot. 16).

Bibliografia principal

- CARVALHO, A. M. GALOPIM & BRANDÃO, J.M. 1991 – Geologia do Arquipélago da Madeira. *Publicações Avulsas do Museu Nacional de História Natural* (Mineralogia e Geologia) da Universidade de Lisboa.
- FERREIRA, M.P.; MACEDO, C.R. & FERREIRA, J.F. (1988) – “K-Ar geochronology in the Selvagens, Porto Santo and Madeira islands (Western Central Atlantic): a 30 my spectrum of submarine and subaerial volcanism”. *Lunar Planet. Inst.* (abstract) 19: pp. 325 – 326.
- FERREIRA, A.B. (2001) – Geografia de Portugal, Volume I, ed. *Circulo de Leitores*. Lisboa
- FERREIRA, M.P. & NEIVA, J.M.C. 1996 – Carta Geológica de Portugal à escala 1/ 25 000, Folha da Ilha de Porto Santo. *Instituto Geológico e Mineiro*. Lisboa
- FONSECA, P.E., MATA, J. & MUNHÁ, J. 1989 – Tectonic lineaments from Madeira Island evidenced from satellite image analysis and preliminary geological data. *Comun. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, 84 – 1, pp. 101 – 104.
- GELDMACHER, J., BOGAARD, P., HOERNLE, K. & SCHMINCKE, H-U. 2000 – The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age dating of the Madeira Archipelago and hotspot track (eastern North Atlantic). *Geochem. Geophysics Geosystems*, G3, an Electronic Journ. of the Earth Sciences, Vol. 1.
- MACEDO, C.R., COSTA, V. & FERREIRA, M.M.P., 1974 – K/Ar ages on the central Atlantic islands. *Intern. Meet Geochronology Cosmochronology Isotope Geol.* Paris.
- MADEIRA, J. & RIBEIRO, A. 1990 - Geodynamic models for Azores triple junction: A contribution for tectonics. *Tectonophysics*, 184 : 405 – 415.
- MATA, J. 1996 - Petrologia e geoquímica das lavas da Ilha da Madeira: implicações para modelos de evolução do manto terrestre. Tese de doutoramento (não publicada), 471 pp. Univ. Lisboa.
- MATA, J., KERRICH, N.D., MacRAE, N.D. & WU, T.-W. 1989 - Elemental and isotopic (Sr, Nd and Pb) characteristics of Madeira Island basalts: evidence for a composite HIMU – EM I plume fertilizing lithosphere. *Can. J. Earth Sci.* 35: 980 – 997.
- MITCHELL-THOMÉ, R.C. 1979 – Notes on the geomorphology of Madeira. *Bol. Mus. Municipal do Funchal*, 32: 5 – 18.
- SCHMIDT, R. & SCHMINCKE, H-U., 2002 – From Seamount to oceanic island, Porto Santo, central East-Atlantic. *Int. J. Earth Sciences (Geol Rundsch)* V. 91 pp. 594- 614.

- SILVEIRA, A.B., MADEIRA, J.PRADA,S.,CANHA,R., FONSECA, P. & RAMALHO, R. 2006 – Glaciar landsforms in Madeira Island (Portugal). 3º Congresso de Geomorfologia, . Dinâmicas Geomorfológicas. Metodologias. Aplicação. Vol. De Resumos pp. 44. Ed. A.R.Pereira, J.Trindade, R.Garcia & S. Oliveira. Funchal.
- SOARES, A.F. 1973 – A formação eolianítica da ilha de Porto Santo. Memórias e Notícias (Publ. Museu, Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra) 75, p. 47-88.
- WEAVER,P.P.E., WOOD, D.A., TARNEY, J. & JORON, J.L. 1987 – Turbidite deposition and the origin of the Madeira abyssal plain. In: C.P. Summerhayes & N.J. Shackleton (eds.) – North Atlantic Paleooceanography. *Geol. Soc. London Special Publ.*,21:131-143.
- ZBYSZEWSKI, G., MEDEIROS, A.C., G. FERREIRA, O. V, RODRIGUES, L., RODRIGUES, A. 1974 - Carta geológica de Portugal à escala 1/ 50 000 – Ilha da Madeira, Folhas A e B. *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa.
- ZBYSZEWSKI, G. FERREIRA, O. V, MEDEIROS, A.C., AIRES-BARROS, L., SILVA, L.C. MUNHÁ, J.M. & BARRIGA, F., 1975 - Carta Geológica de Portugal à escala 1/ 50 000 - Notícia Explicativa das Folhas A e B da Ilha da Madeira. *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa.

GLOSSÁRIO

Achada. Região aplanada sobre uma montanha.

Andesito. Rocha de composição intermédia/ácida (54,5% <SiO₂ <64%), com baixo teor de álcalis (1,8% <Na₂O + K₂O <7%).

Azóicos. Diz-se dos sedimentos estéreis, sem fósseis.

Astenosfera. É a parte do manto superior da Terra que se situa entre os 250Km de profundidade e a camada mais externa do manto, a litosfera mantélica.

Benmorito. Do grupo do Traquibasalto: Rocha de composição intermédia (50% <SiO₂ <62%) rica em álcalis (9,1% <Na₂O + K₂O <11,5%).

Branqueiros. Também designados paus fósseis. São concreções calcárias em forma de raízes e troncos petrificados que ocorrem nas dunas das regiões – oriental, da ilha da Madeira (Ponta de S. Lourenço) e norte e nordeste de Porto Santo (neste caso, também ocorrem em bolas, sendo designadas de *bonecas*). Resultam da precipitação de carbonato de cálcio em relação com raízes e troncos presentes nos solos.

Cenozóico. Referente à Era Cenozóica a que corresponde o intervalo de tempo que teve início há 65 milhões de anos

Clasto-lavas. Rocha vulcânica onde é possível individualizar fragmentos de lava que expelidos da cratera no estado líquido foram ligeiramente arrefecidos antes de se acumularem.

Crusta continental. Parte da camada rochosa mais externa da Terra que cobre os continentes, incluindo as plataformas continentais, podendo atingir espessuras superiores a 80km.

Crusta oceânica. Parte da camada rochosa mais externa da Terra situada sob os oceanos. É essencialmente constituída por materiais ígneos, basaltos e gabros, geralmente cobertos por finas camadas de sedimentos.

Curral. Cercado.

Dacito: Rocha de composição intermédia/ácida (64,9% <SiO₂ <70%), com álcalis entre 3,5% <Na₂O + K₂O <9%).

Distais: diz-se de materiais depositados em regiões longínquas do seu protólito.

Eolianito. Rocha sedimentar detrítica, constituída por grãos de areia fina acumulada pelo vento e posteriormente consolidada por cimento calcário (duna consolidada).

Era Mesozóica. Período de tempo que decorreu desde há 250 milhões de anos até há 65 milhões de anos.

Erosão . Lenta desagregação e arrasamento do relevo pela acção dos agentes externos – água das chuvas e gelo, vento, diferenças de temperatura, etc.

Erosão diferencial. A erosão afecta diferentemente as camadas sedimentares conforme as respectivas litologias sejam mais ou menos vulneráveis à acção dos agentes atmosféricos fazendo com que as mais resistentes se salientem, no relevo, relativamente às outras.

Exessito: tal como o teralito, são variedades grosseiras de gabros alcalinos. É um gabro c/ feldspatóides, de composição e textura muito variadas. Os dois tipos têm a mesma composição mas em proporções diferentes. Não há consenso sobre essas proporções. Gradualmente passam a dioritos ou monzonitos com feldspatóides e às ultramáficas, por outro lado. O Exessito tem mais plagioclase e menos feldspatóides que o teralito. Ambos contêm quantidades equivalentes de feldspato potássico. Exemplo de composição

de um essexito: 20% de ortoclase sódica, 28% de plagioclase, 20% de nefelina, 30% de minerais máficos e 2% de apatite.

Facies. Aspecto ou série de aspectos de uma rocha (minerais, químicos, biológicos ou estruturais) que no conjunto definem ou descrevem as condições de formação dessa rocha.

Falhas. Superfície de descontinuidade nas rochas onde tenha havido movimentação de umas relativamente às outras. **Félsico/a.** Mnemónica constituída de "fel" correspondente a feldspatos e feldspatóides e "si" correspondente a sílica; usada para descrever as rochas de cor clara (quase exclusivamente usado em rochas ígneas) constituídas principalmente de minerais ricos de sílica; pode ser também aplicado em minerais ricos de sílica, como quartzo, feldspatos (principalmente ortose), feldspatóides e moscovites, independentemente dos tipo de rocha. O seu oposto é o termo máfico/a.

Fémico. Mnemónica constituída de "fe" correspondente a óxido de ferro e "m" para magnésio; descreve os minerais contendo estes dois elementos como componentes essenciais, tais como as olivinas, a maioria das piroxenas e anfíbolos, assim como minerais acessórios mais comuns das rochas ígneas, como a magnetite, hematite e ilmenite; É sinónimo de "ferromagnésiano"

Ferromagnésiano. Minerais contendo ferro e magnésio; aplica-se aos minerais máficos, especialmente olivinas, anfíbolos, biotites e piroxenas.

Figura geomorfológica característica. Relativo a geomorfologia, estudo das formas e da evolução do relevo da Terra. Figura geomorfológica - forma de relevo típica.

Fonólito: Rocha rica em álcalis ($11\% < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 16\%$) e sílica muito variável ($50\% < \text{SiO}_2 < 64\%$), composição básica/ácida.

Geodinâmica é a parte da Geologia que estuda a evolução das diversas unidades e regiões em termos da sua evolução no espaço e no tempo.

Hawaio. Do grupo do Traquibasalto: Rocha de composição basáltica ($44\% < \text{SiO}_2 < 54\%$) rica em álcalis ($5,9\% < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 7,2\%$)

Hialoclastitos Rochas volcanoclásticas geradas pela acumulação de vidro vulcânico não explosivo resultante do arrefecimento brusco de líquidos basálticos em contacto com água (Honnorez & Kirst, 1975 *in* Hughes,, 1982).

Hialotufos Rochas piroclásticas geradas por explosões freático-magmáticas e freáticas resultantes de vulcões basálticos em águas pouco profundas (Honnorez & Kirst, 1975 *in* Hughes,, 1982).

"Leixões". Penedos.

Litologias. Conjunto de características físicas de uma rocha.

Litosfera. Camada terrestre constituída pela crosta, continental e oceânica e, por pela parte do manto superior imediatamente abaixo e que pode ir até aos 200km de profundidade sob os continentes e a cerca de 80km sob os oceanos.

Máfico. Diz-se de uma rocha, geralmente ígnea, consistindo de minerais fémicos. Alguns autores não fazem qualquer distinção entre minerais máficos e fémicos.

Magmas básicos. Magmas cujo teor de sílica (SiO_2) é inferior a 54%. Provêm da fusão do Manto terrestre e estão na origem de rochas como, por exemplo, basaltos e gabros.

Manto terrestre. Camada rochosa interna da Terra situada entre o núcleo e a crosta ou crosta, estendendo-se até aos 2900km de profundidade. Tem sido subdividido em duas partes manto superior e

manto inferior conforme se situem respectivamente acima ou abaixo da descontinuidade sísmica dos 670Km de profundidade. O manto é geralmente sólido podendo ocorrer pequenas percentagens de fusão parcial que dão origem aos líquidos que sobem através da crosta.

Massapez ou salão. Designações dadas às massas argilosas (mistura de argilas e calcário) resultantes da alteração de cinzas vulcânicas. Foi utilizado como cimento nas construções mais rudimentares.

Mugearito. Termo do grupo do Traquibasalto: Rocha de composição básica/ intermédia (46% <SiO₂ <57%) rica em álcalis (7,2% <Na₂O + K₂O <9,2%).

Nefelinito. Rocha de composição básica (38% <SiO₂ <44%), rica em álcalis (4% <Na₂O + K₂O <9,5%).

Paul. Terreno alagadiço.

Rechã ou achada. Região aplanada sobre uma montanha.

Riolito. Rocha ácida (58% <SiO₂ ≤76%), com álcalis entre 5% <Na₂O + K₂O <12%.

Rochas calcárias. A composição mineralógica (e química) das rochas sedimentares é variável tendo-se definido, por comodidade de estudo, alguns grupos (ou sequências) mais comuns. Quando a quantidade de minerais de carbonato de cálcio constitui, pelo menos, 50 % da rocha esta designa-se calcária. Contudo, quando se estuda uma sequência maioritariamente não calcária, muitas vezes dá-se essa designação a uma rocha que se saliente pelo seu maior teor de carbonato de cálcio, relativamente às restantes, desde que este seja significativo.

Rochas ígneas. Rochas resultantes do arrefecimento de magmas

Tectónica. Respeita ao estudo da estrutura das rochas resultante dos movimentos de deformação da crosta.

Traquito: Rocha de composição intermédia/ácida (58% <SiO₂ <69,5%), rica em álcalis (9,1% <Na₂O + K₂O <11,5%).