Tectónica da Ponta de São Lourenço, Ilha da Madeira

Tectonics of Ponta de São Lourenço, Madeira Island

RAMALHO, R.[1], MADEIRA, J.[1], FONSECA, P.E.[1], SILVEIRA, A.[1], PRADA, S.[2], RODRIGUES, C. F.[3]

Abstract

The tectonics of Madeira Island is, in its generality, still quite unknown. A structural characterization together with the formulation of hypothesis contributing to this problematic is, in our opinion, of extreme importance to relate this context with the regional and global tectonic models. The Ponta de São Lourenço, in Madeira Island, exhibited an unusual situation for studies of this nature, due to the diversity of lithologies found there, as well as the presence of excellent natural cross-sections originated by marine erosion. In terms of tectonic, the studied area is dominated by accidents of distensive nature, organized in two outstanding families: E-W and NW-SE. From these structures the most important are: a dyke swarm, very dense and with an approximate WNW-ESE direction; and a fracture pattern where we highlight the Seixal-Machico (N50ºW, subvertical), Pedra Furada (E-W, 70ºN) and Estreito (N50ºW, 70ºN) faults. The analysis of those structures suggests a distensive tension field with minimum compression axis (σ_3) oriented with NNE-SSW direction, and maximum compression axis (σ_1) subvertical, related with the weight of the lythostatic column (gravitical origin). This tension field suggests an hotspot rift model, similar to the one proposed by WALKER (1987), for shield volcanoes of the Hawaiian kind. This tension field seams to have a constant space-temporal orientation, with probable neotectonic activity. It is also proposed a tectonic control of volcanism, confirmed by the presence of aligned volcanic structures with the same directions previously described. It is equally proposed the existence of a structural control of the coast line and the landforms in the area.

Key words: structure, tectonics, orientation of tension field, Madeira Island.

(1) Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental (LATTEX). Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Ed. C6, 2º piso, Campo Grande, 1749-016 Lisboa, Portugal (*E-mail: rramalho@netcabo.pt*).

(2) Departamento de Biologia e Centro de Estudos da Macaronésia da Universidade da Madeira, Campus Universitário, Penteada, 9000-390 Funchal, Madeira.

(3) ZAGOPE-ENGIL

INTRODUÇÃO

A ilha da Madeira encontra-se localizada no seio da porção oceânica da placa Africana, a cerca de 900km a SW de Portugal Continental. Não obstante os diversos trabalhos realizados sobre a geologia da Ilha da Madeira, dos quais se destacam ZBYSZEWSKI *et al.* (1974a, b), MITCHELL-THOMÉ (1979), PORTUGAL FERREIRA (1985), PORTUGAL FERREIRA *et al.* (1988), GALOPIM DE CARVALHO & BRANDÃO (1991), MATA *et al.* (1995), MATA (1996), GELDEMACHER *et al.* (2000), PRADA (2000), NASCIMENTO PRADA & SERRALHEIRO (2000) e L. RIBEIRO (2001), ainda pouco se conhece relativamente à tectónica da ilha da Madeira.

Os trabalhos de FONSECA *et al.* (1998a, 1998b, 2000) vieram trazer a primeira luz sobre o assunto, ao procederem à identificação, utilizando imagem de satélite e recorrendo a uma limitada posterior verificação *in loco*, dos principais lineamentos tectono-vulcânicos da ilha. Estes trabalhos vieram demonstrar a existência de diversos acidentes importantes, com expressão quilométrica, organizados segundo um conjunto de direcções preferenciais, das quais se destacam, por ordem decrescente de importância: N72ºW, N12ºE, N76ºE e N45ºW (FONSECA *et al.* 1998a, 1998b, 2000).

Contudo a falta de dados de campo, principalmente ao nível da cinemática, não permitia ainda uma interpretação consistente para a dinâmica que concorreu para a formação destes acidentes.

Os trabalhos realizados no âmbito do Projecto Cartografia Geológica da Madeira, iniciados em 2002 pela parte oriental da ilha da Madeira, vieram entretanto trazer alguns contributos para esta temática, apresentando-se assim os dados e interpretações relativos à Ponta de São Lourenço, terminação leste da ilha da Madeira.

ENQUADRAMENTO GEODINÂMICO

Edificada a partir da planície abissal da Madeira, aos 4000 metros de profundidade, a ilha da Madeira encontra-se localizada no seio da porção oceânica da placa Africana.

Num quadro morfológico as ilhas da Madeira, do Porto Santo e das Desertas, encontram-se no extremo sul da chamada crista de Tore-Madeira, acidente batimétrico de grande expressão que apresenta orientação geral NNE-SSW e prolonga-se por mais de 1000 km, desde a latitude aproximada da Nazaré, até à latitude da ilha da Madeira. Este relevo submarino consiste numa estrutura alongada que se destaca da planície abissal circundante, elevando-se cerca de 3500 m acima da mesma, sendo o seu ponto imerso mais alto a 150m de profundidade, à latitude 36ºN.

A natureza e origem da crista Tore-Madeira ainda não estão firmemente estabelecidas, sendo que RIBEIRO *et al.* (1996) e KULLBERG & KULLBERG (2000) interpretam-na como um macroflexura resultante de um processo de '*buckling*' litosférico.

A ilha da Madeira poderá ser descrita como um edifício vulcânico do tipo Havaiano, resultado de um vulcanismo intraplaca em ambiente oceânico, que se desenvolveu segundo um eixo principal E-W, associado a uma situação de '*rift de hotspot*' (GELDEMACHER *et al.* 2000, L. RIBEIRO, 2001).

A Ponta de São Lourenço, terminação leste deste edifício, é caracterizada como uma península longa e estreita, de baixa altitude, que se prolonga para SE nos Ilhéus do Desembarcadouro e do Farol. Esta região comporta uma variedade de litologias pertencentes às unidades do Complexo Vulcânico Principal (CP), Formação do Porto da Cruz (FPC) e Vulcanismo Moderno (VM), apresentando-se

numa situação privilegiada no que toca a observação estrutural, devido ao grande número de cortes naturais proporcionados pelas arribas de erosão marinha (RAMALHO *et al.* 2003c). Os esforços conduzidos no sentido da caracterização estrutural desta região, vieram assim demonstrar a existência de considerável número de acidentes, que seguidamente se interpretam.

GEOMETRIA

Do ponto de vista tectónico o sector estudado encontra-se afectado por uma tectónica frágil que gerou grande número de acidentes de importância variável que afectam de uma maneira desigual as várias unidades. Estes acidentes encontram-se materializados por dois tipos de estruturas: estruturas do tipo falha; filões, que se instalaram segundo direcções compatíveis com o campo de tensões em vigor na altura da sua instalação, e localmente materializados à superfície por alinhamento de cones vulcânicos.

As estruturas do tipo falha, em especial na zona da Baía d'Abra, onde melhor se observam, cortam essencialmente litologias do complexo principal. Estes acidentes encontram-se distribuídos essencialmente em duas famílias principais: E-W e NW-SE (a WNW-ESE).

Estruturas do tipo falha

O sector em estudo, encontra-se afectado por diversas falhas importantes, que se observam preferencialmente nas unidades mais antigas. Destes acidentes destacam-se a falha de Seixal-Machico e as falhas do sector da Baía d'Abra, das quais as mais importantes parecem ser a Falha do Estreito e a Falha da Pedra Furada (RAMALHO *et al*. 2003a,b).

Falha Seixal-Machico

A Falha Seixal-Machico foi primeiramente identificada por FONSECA *et al.*(1998a,b), após um trabalho de análise de imagem de satélite na escala 1/50.000, recolhidas pelo satélite SPOT (CNES-SPOT IMAGE). Estes autores procederam à análise de lineamentos através da utilização de imagens de detecção remota, e posterior validação no campo, com base em diversos critérios (tectónicos, geomorfológicos, hidrológicos, etc).

Dos muitos lineamentos detectados, o de Seixal-Machico, mais tarde identificado como uma falha, destacou-se pelo sua extensão e expressão geomorfológica. Com efeito o acidente, segundo aqueles autores, apresenta um comprimento de 38.5 km e direcção aproximada de 108º (N72ºW), de pendor muito elevado, e é associado a um degrau geomorfológico contínuo com abatimento do bloco norte. A identificação e análise feita por aqueles autores (expressa no mapa de lineamentos publicado) evidencia uma possível ramificação deste acidente, na sua terminação leste, para o sector Machico-Caniçal.

Trabalhos realizados no âmbito deste projecto, vieram corroborar que a terminação leste da Falha de Seixal-Machico intersecta a sequência do Complexo Principal no interflúvio Machico-Caniçal, muito embora neste troço a mesma não apresente a sua direcção média N70ºW, mas encontrando-se ligeiramente rodada para N50ºW.

Na área sul do interflúvio Machico-Caniçal é possível observar esta falha, em especial num afloramento situado no esporão rochoso que separa o Córrego do Ilhéu do Córrego do Pejal, a cerca de 250 metros de altitude, ligeiramente acima da vereda que liga o Pico do Facho ao Caniçal. Este

afloramento é caracterizado pela presença de um nível piroclástico (com cerca de 1m de espessura) intercalado em escoadas lávicas (espessura média de 2m), cortado por um plano de falha de direcção N50ºW, subvertical, provocando cerca de 1m de separação aparente com abatimento do bloco norte. A observação cuidada deste afloramento não revela a existência de estrias ou caneluras que materializem a direcção e sentido de movimento, contudo foi possível notar uma caixa de falha de espessura reduzida (cerca de 10 a 15cm entre bordos) preenchida por material bastante fragmentado.

O sector da Baía d'Abra

O CP na zona da Baía de Abra encontra-se densamente cortado por falhas que se distribuem por duas famílias com direcções NW-SE (N45ºW – N55ºW) e E-W (N80ºW – N90º), apresentando inclinações fortes frequentemente para o quadrante Norte, nos acidentes mais importantes (Fig.1). De entre estes acidentes, destacam-se:

- **Falha da Pedra Furada** (F1 na Fig.2) – de direcção E-W, inclinando 70º para norte. Esta falha apresenta um plano muito bem definido, que constitui inclusivamente um liso de falha que, neste local, coincide com a arriba. Com um deslocamento aparente em falha normal e abatimento do bloco norte superior a 15 metros, esta falha apresenta uma caixa de falha irregular com cerca de 20 cm entre bordos, preenchida por uma brecha. É igualmente possível observar que a caixa de falha se encontra localmente preenchida por um filão, que aproveitou assim a zona de fraqueza estrutural proporcionada por este acidente, para a sua instalação. Esta falha cria, neste local, uma zona de intensa fracturação de geometria complexa. Esta situação deve-se ao facto do seu plano de falha cruzar outros acidentes menores (secundários) com atitude geral N50ºW. Com efeito, esta faixa de intensa fracturação que se observa entre os planos de falha principais, apresenta planos menores com orientações e movimentações variadas. A sistematização destes planos não foi possível devido à ausência de marcadores verticais que auxiliem este estudo. Num plano subsidiário da Falha da Pedra Furada, 2 metros a sul, é possível observar estrias e caneluras oblíquas, o que de facto permite inferir uma certa componente horizontal associada ao movimento. A denominação de "Falha da Pedra Furada" deve-se ao facto de no seu prolongamento para oeste se localizarem os rochedos da Pedra Furada.
- **Falha do Estreito** (F2) – com atitude N50ºW; 70º NE, a Falha do Estreito apresenta abatimento do bloco norte superior a 100 metros. Este acidente é o mais importante neste sector, apresentando caixa de falha com cerca de 50 cm de espessura, evidenciando intensa cataclase. À semelhança da Falha da Pedra Furada, encontra-se parcialmente preenchida por uma estrutura filoniana. Paralelamente a esta falha, cerca de 8 metros a sul, existe outra falha (F3) de características semelhantes (N55ºW; 70ºN), com separação inferior, apresentando igualmente abatimento do bloco norte. Este último acidente apresenta uma separação vertical aparente com cerca de 5 m. Outras falhas menores com planos de orientações semelhantes são frequentes nas imediações destes acidentes. As suas movimentações verticais relativas podem ser inferidas, usando como marcadores os níveis piroclásticos que as mesmas deslocam. A Falha do Estreito, assim como os outros planos mais discretos a ela associados, podem ser

facilmente observados no corte natural proporcionado pelos troços de arriba da baía norte do Estreito, perpendiculares à estrutura. Este corte natural, que se encontra limitado a norte pela falha da Pedra Furada, evidencia a estreita relação entre estes acidentes e os filões que cortam a estrutura.

Rede filoniana

A instalação da rede filoniana encontra-se claramente controlada pela fracturação gerada por um regime de tectónica frágil. Por conseguinte é possível considerar uma rede filoniana orientada como uma estrutura de origem tectónica, e lícito relacionar a sua geometria com o campo de tensões que está na sua origem.

Na área estudada, tal como descrito anteriormente, existem dois sectores onde é possível observar a existência de uma rede filoniana muito densa: na costa norte no alinhamento Espigão Amarelo - Ponta do Bode – Baía d'Abra; e na costa sul, nas arribas do lado ocidental do interflúvio Machico-Caniçal – em ambos os locais a cortar a sequência do CP.

A medição sistemática de filões em toda a área estudada, entre o Ilhéu do Farol e a Portela, revelou uma elevada constância no que toca à geometria e atitude destas estruturas ao que parece independentemente da geração a que os mesmos pertencem. Verificou-se a existência de filões subverticais ou de pendor elevado (70-90º) com orientações distribuídas por duas famílias principais - NW-SE e E-W - tal como se pode observar na projecção em rosa vectorial das orientações para a área total, e para o sector da Baía d'Abra. É possível igualmente identificar uma terceira família menos importante, de direcção WNW-ESE. Muito raramente é possível observar a existência de filões com atitudes próximas da N-S, tal como se observa em dois exemplos na Baía d'Abra, e na zona da Ribeira Seca.

Alinhamento de cones

Tal como os filões (expostos por erosão), também a expressão superficial do vulcanismo fissural (cones ou outros edifícios vulcânicos monogenéticos) tenderá a alinhar-se segundo as direcções dos acidentes tectónicos que os condicionaram sendo assim igualmente representativos do campo de tensões em vigor durante o período eruptivo em que se formaram.

Na área estudada verificou-se a existência de alinhamentos dos cones havaiano-estrombolianos existentes no topo da sequência do VM. Estas estruturas vulcânicas apresentam uma localização que define alinhamentos segundo as mesmas duas direcções preferenciais já observadas nos filões e falhas: NW-SE e E-W.

Deste modo, os cones de Cancela I, Srª da Piedade e Casa do Sardinha (Fonte do Geraldo) encontram-se alinhados segundo direcção próxima de NW-SE (N50ºW ±10º); e os cones de Cancela I e Cancela II alinham-se segundo direcção E-W.

A coincidência de estruturas vulcânicas (rede filoniana, alinhamento de cones) e tectónicas, permite formular a hipótese de existir importante controlo tectónico do vulcanismo nesta região.

CINEMÁTICA

Falha de Seixal-Machico

A Falha de Seixal-Machico é descrita por FONSECA *et al.* (1998a, 1998b) como um acidente de desligamento direito normal com abatimento do bloco norte, confirmado em alguns afloramentos localizados. Estes autores referem que a maioria das estrias observadas indicam movimentação oblíqua em desligamento direito associado a componente vertical. A abertura em regime direito é, também comprovada pelo padrão cartográfico dos filões da região central da ilha, com atitude N30ºW, compatíveis com uma abertura de fendas escalonadas.

Os autores referem igualmente que o acidente parece afectar, na ribeira do Faial, uma escoada datada de 1.09 a 1.26 Ma (MATA, 1996), que correu dentro de um vale, sugerindo actividade neotectónica nesta estrutura.

Os dados de campo obtidos no sector a leste de Machico revelam uma movimentação, contudo, mais discreta. Nos afloramentos onde esta foi estudada, não foi possível identificar qualquer tipo de marcadores cinemáticos seguros, passíveis de utilização para uma quantificação segura do sentido e valor do deslocamento deste acidente. A ausência de estrias e/ou caneluras é, infelizmente, uma realidade até à data.

Contudo, a observação deste acidente nestes afloramentos permite, utilizando os limites e a atitude dos depósitos vulcânicos — níveis piroclásticos e escoadas lávicas — uma estimativa grosseira de separações horizontais e verticais máximas. Assim o afloramento presente no esporão entre o Córrego do Ilhéu e o Córrego do Pejal, revela abatimento do bloco norte resultante de movimentação com separação máxima vertical de cerca de 1m, separação máxima horizontal em regime direito, com cerca de 1.5m, ou movimentação oblíqua intermédia entre aquelas duas situações.

O sector da Baía d'Abra

Os acidentes presentes no sector da Baía d'Abra demonstram características muito semelhantes entre si. Estes são, na sua generalidade, acidentes de pendor muito elevado, de atitudes muito constantes, e em geral inclinando para norte. Em termos de cinemática a análise é contudo complexa. Mais uma vez a ausência de marcadores seguros (estrias ou caneluras) ou a inacessibilidade dos planos de falha tornam difícil uma correcta caracterização dos movimentos associados a estes acidentes.

A análise cuidada de cada falha, permite apenas uma quantificação aproximada das separações verticais e horizontais máximas.

Assim, temos:

- **Falha da Pedra Furada** (F1) (E-W, 70ºN) – nos afloramentos acessíveis a Falha da Pedra Furada não apresenta qualquer tipo de estrias ou caneluras; contudo, utilizando a estratificação dos materiais vulcânicos que constituem a sequência neste local, é possível inferir um deslocamento vertical máximo aparente de cerca de 15 metros, com abatimento do bloco norte. Quanto à componente de desligamento, se existir, é bastante difícil a sua quantificação. Ainda assim, utilizando a inclinação da estratificação (N5ºW; 25ºE) deduz-se que esta poderá ter sido na ordem de alguns metros em regime direito. Junto da vereda que liga a Porta d'Abra

à Casa do Sardinha, no colo que se situa em frente ao Ilhéu do Guincho, existe um plano subsidiário de atitude N55ºW; 90º. Este plano morre de encontro a um dos planos que constituem a Falha da Pedra Furada, e neste local é possível observar caneluras oblíquas, com ligeira componente de desligamento esquerdo. Como já foi mencionado este local é uma zona de cruzamento de falhas, encontrando-se intensamente fracturado; identificam-se dezenas de planos menores com orientação muito variada, e pequena movimentação.

- **Falha do Estreito** (F2) (N50ºW; 70ºN) – a Falha do Estreito é a estrutura de maior importância neste sector. Esta falha, que exibe uma caixa de falha importante, preenchida por brecha de falha, também não exibe estrias ou caneluras. Apresenta, contudo, separação normal aparente de cerca de 100m com abatimento do bloco norte. É possível quantificar esta separação, ainda que de um modo grosseiro, utilizando uma escoada lávica de grande espessura, identificada em ambos os bordos do acidente (identificada com a letra M no corte da Fig.3). Quanto à existência de movimentação horizontal é difícil concluir; contudo, utilizando a inclinação dos materiais vulcânicos, é possível estimar que, a existir, poderá atingir um máximo de 5 dezenas de metros em desligamento esquerdo. Com efeito, nesta zona e na zona da Falha da Pedra Furada, existem alguns planos secundários, mais discretos, que aparentam este tipo de movimentação, além de que uma mesma falha apresenta movimentações verticais aparentes opostas consoante o nível de referência considerado; isto sugere uma componente de desligamento mesmo que ligeira. A falha F3, quase paralela a esta, mas com separação inferior (cerca de 6m), apresenta igualmente um abatimento do bloco norte, sendo muito difícil perceber a componente de desligamento possível, devido à ausência de níveis de referência seguros.

Esta geometria sugere que uma cinemática em falha normal, com componente horizontal reduzida, é a mais provável para estes acidentes.

DINÂMICA

Em termos da interpretação dinâmica levantam-se três questões principais: qual a orientação do campo de tensões que deu origem às estruturas presentes na área? Tratar-se-á de um campo de tensões regional, local ou uma sobreposição dos dois? Terá havido uma evolução temporal do campo de tensões, ou manteve-se estável no tempo?

A geometria e cinemática dos acidentes presentes na área, sugere que as estruturas tenham sido geradas por tectónica essencialmente distensiva, que originou uma estrutura em *horsts* e *grabens*, tal como é possível de observar no sector da Baía d'Abra. Por conseguinte propomos um campo de tensões com a direcção de compressão principal vertical, e direcção de compressão mínima orientada segundo a direcção aproximada de NNE-SSW. A existência de grande número de acidentes (de direcção geral NW-SE e E-W, subverticais ou de pendor elevado) preenchidos por uma densa rede filoniana, permite inferir que a direcção de compressão mínima compatível é perpendicular à direcção média destes acidentes — distensão segundo a direcção NNE-SSW — como atesta a presença de deslocamentos importantes em falha normal, presente na maioria dos acidentes existentes na área.

A presença de raros filões de orientação N-S, e uma movimentação essencialmente de componente

vertical, em falha normal, na maioria dos acidentes, parece indicar que a direcção de compressão principal, se apresentou segundo uma atitude subvertical.

Este campo de tensões, deduzido para o sector a leste de Machico, parece ser compatível com o campo de tensões idêntico para a totalidade da ilha da Madeira, tendo em conta que a morfologia da ilha sugere um crescimento segundo um eixo aproximadamente E-W, originado por um vulcanismo do tipo fissural, muito provavelmente controlado tectonicamente.

Considerando que:

- A rede filoniana e a maioria dos acidentes afecta o CA e, menos intensamente o CP, e que apresentam atitudes semelhantes;
- Parece existir um controlo tectónico das estruturas vulcânicas contemporâneas do VM (provavelmente quaternária).

Então será lícito pensar que o campo de tensões que deu origem aos acidentes tectónicos e que propiciou as intrusões filonianas se manteve mais ou menos constante ao longo do tempo e se prolongou, embora com menos intensidade, até à época do vulcanismo mais recente encontrada na área estudada (VM). Devemos chamar a atenção para o facto de que os cones vulcânicos alinhados se encontram no topo da sequência, apresentando morfologia razoavelmente preservada, o que indica actividade recente.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Esta relação entre as estruturas vulcano-tectónicas e o campo de tensões inferido é bastante similar ao modelo proposto por WALKER (1987) para a estrutura de um braço de *rift* de *hotspot*, estudado na ilha de Oahu, Havai.

A ilha de Oahu é, tal como a Madeira, um exemplo de edifício vulcânico formado por uma situação de *rift* de *hotspot*, tal como as restantes ilhas havaianas. Estes edifícios vulcânicos são geralmente estruturas muito volumosas, com grande desenvolvimento vertical e vertentes de pendores elevados, que se desenvolvem geralmente até dimensões de vários quilómetros de espessura em pequenas extensões horizontais (5-6 km de altura a partir do fundo oceânico, em cerca de 60-70 km de extensão). Este facto condiciona claramente o campo de tensões, devido aos esforços verticais resultantes do peso do empilhamento vulcânico gerado. Existe assim um tensor gravitacional importante que não pode ser ignorado.

WALKER (1987) descreve a estrutura interna do braço de *rift* materializado pelo campo filoniano de Koolau, na ilha de Oahu: este campo filoniano é caracterizado por: uma constância de atitudes, segundo a direcção geral do braço de *rift*; inclinações de pendor elevado em sentidos opostos (60-85º); grande concentração ao longo desta estrutura (situação análoga à observada no sector a leste de Machico). Este autor baseou-se em estudos pormenorizados da geometria deste enxame filoniano (atitude, concentração, espessura, sentidos de abertura), e comparou-o com sistemas filonianos do leste da Islândia (dominados por uma situação de *rift* de alastramento oceânico em contraste com a situação de *rift* de *hotspot*) (Fig.4).

Com efeito, WALKER (1987) refere que "*In many dike swarms elsewhere in the world the dikes are vertical or approximately so, as documented in Iceland by Gudmundsson (1983, 1984). The problem is*

why the dikes of the Koolau complex systematically depart from verticality. Dikes are conventionally interpreted to lie in the plane containing the maximum and intermediate principal stress axes and thus at right angles to the minimum principal stress axis. On the other hand, in an extensional tectonic setting in which horsts and grabens form, sets of normal faults form on planes oriented at about 20º on either side of the vertical plane that contains the maximum and intermediate stress axes. Vertical dikes like those in Iceland and complementary sets of faults both form in an extensional setting."

Então como se poderá relacionar uma situação com diques de orientação vertical, com uma situação similar à de Koolau, onde a atitude das falhas normais e dos filões se desvia da vertical?

Este autor propõe ainda que *"the explanation for this is that Hawaiian volcanoes, being high-standing and comparatively steep structures (the Koolau volcano rises 5 km above the deep ocean floor in 60 km), have a strong tendency to spread laterally (Fyske and Jackson, 1972) and have axes of minimum and intermediate stress both lying on the horizontal plane. The maximun stress axis is vertical and greatly exceeds the other two. In contrast fissure eruptions in Iceland occur in a setting in which the tendency for gravitationally induced lateral spreading is small (Iceland rises only 3 km above the deep ocean floor in 300-400 km), and under these conditions the maximum stress axis may be horizontally oriented in this direction and if vertical will not be much greater in magnitude than the other two (compare with Keith, 1981). It is postulated that dikes in this situation tend to be vertical."*

Comparando as dimensões gerais do edifício vulcânico que constitui a ilha da Madeira (edifício que inclui as Desertas e provavelmente Porto Santo, apesar de esta ilha ser mais antiga), com as dimensões de Oahu (ou outras ilhas havaianas como a de Havai, onde estruturas idênticas se observam), temos:

- Edifício vulcânico da Madeira – sobe cerca de 2.5 km acima da crista Tore-Madeira (caso se considere esta estrutura como o nível a partir do se edificou), ou cerca de 5.3 km acima da planície abissal da Madeira (caso se considere esta como o nível de base), numa extensão aproximada de 50 km. Este edifício, segundo SCHMINCKE (1982), apresenta um volume aproximado de 9.2×10^3 km^3, em que apenas 4.2% se encontra emerso.
- Edifício de Koolau (Oahu) – eleva-se cerca de 5 km de altura, em 60 km de extensão.
- Edifício de Mauna Kea (Havai) – sobe cerca de 10 km em 80 km de extensão, o maior vulcão da terra, e provavelmente a maior montanha da terra.

Assim, sendo a Madeira considerada como um grande vulcão (ou conjunto de vulcões) em escudo – vulcão do tipo Havaiano (Fig. 5). Se atendermos com pormenor às características do campo filoniano do sector a leste de Machico (e provavelmente do conjunto da ilha), reparamos que este é muito semelhante a campo de Koolau. Tendo em conta o modelo formulado por WALKER (1987), este facto poderá estar relacionado com o menor volume do edifício vulcânico da Madeira, comparativamente ao da ilha de Oahu (e da maioria das ilhas havaianas referenciadas). Esta situação poderá implicar uma menor carga vertical, e consequentemente um menor σ_1, condicionando a geometria dos acidentes, originando maiores pendores. Tendo em conta este raciocínio defendemos para a Madeira um modelo análogo, onde o peso da coluna vulcânica gerada condiciona um campo de tensões em que a direcção de compressão principal é subvertical, ou seja, de origem essencialmente gravitacional.

AGRADECIMENTOS

À Secretaria Regional do Ambiente e ao Centro de Estudos da Macaronésia, da Universidade da Madeira, entidades financiadoras do Projecto "Cartografia Geológica da Ilha da Madeira", no qual se inseriu este trabalho. Um agradecimento especial ao Professor A. Serralheiro (FCUL, Lisboa) pela revisão crítica do manuscrito original.

REFERÊNCIAS

FONSECA, P.E.; MATA, J. & RODRIGUES, D. (1998a). Preliminary data on the tectonic lineaments from Madeira island. In: CHAMINÉ, H.I.; DIAS, G.; RIBEIRO, M. & BORGES, F.S. (coords.), Resumos Alargados da 4ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica, GGET'98. *Geologos*, Rev. Dep. Geol. Univ. Porto, 2: 89-90.

FONSECA, P.E.; MATA, J. & MUNHÁ, J. (1998b) Tectonic lineaments from Madeira island evidenced from satellite image analysis and preliminary geological data. *Comun. Inst. Geol. Min.*, Lisboa 84 (1): D101-D104.

FONSECA, P.E.; MADEIRA, J.; SERRALHEIRO, A.; RODRIGUES, C.F.; PRADA, S.N. & NOGUEIRA, C. (2000). Dados geológicos preliminares sobre os lineamentos tectónicos da Ilha da Madeira. *2ª Assembleia Luso Espanhola de Geodesia e Geofísica*, Lagos. S09-02, pp. 351-352.

GALOPIM DE CARVALHO, A. & BRANDÃO, J. (1991). Geologia do Arquipélago da Madeira. *Mus. Nac. Hist. Nat. Univ. Lisboa*. 170 pp.

GELDEMACHER, J.; BOGAARD, P.; HOERNLE, K. & SCHMINCKE, H. (2000). Ar age dating of the Madeira Archipelago and hot spot track (Eastern and North Atlantic). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Vol.1.

KULLBERG, M.C. & KULLBERG, J.C. (2000). Tectónica das regiões de Sintra e Arrábida. *Memória de Geociências*, Mus. Nac. Hist. Nat. Univ. Lisboa, nº2.

MATA, J.S. (1996) *Petrologia e Geoquímica das Lavas da Ilha da Madeira: implicações para os modelos de evolução mantélica*. Universidade de Lisboa. 471 pp. (Tese de Doutoramento).

MATA, J.S.; BOSKI, T.; BOVEN, A. & MUNHÁ, J. (1995). Geocronologia das lavas da Madeira: novas datações K-Ar. *Gaia*, Rev. Mus. Nac. Hist. Nat. Univ. Lisboa, 11: 53-56.

MITCHELL-THOMÉ, R. C. (1979). Notes on the Geomorphology of Madeira. *Boletim Museu de Municipal do Funchal (História Natural)*, 32: 5-18.

NASCIMENTO PRADA, S. & SERRALHEIRO, A. (2000). Stratigraphy and evolutionary model of Madeira Island. *Bocagiana, Museu de Municipal do Funchal (História Natural)*, 200: 1-13.

PRADA, S.N. (2000) *Geologia e recursos hídricos subterrâneos da ilha da Madeira*. Universidade da Madeira, 351 pp. (Tese de Doutoramento).

PORTUGAL FERREIRA, M. P.; MACEDO, C. R. & FERREIRA, J. F. (1988). K-Ar Geochronology in the Selvagens, Porto Santo and Madeira Islands (Eastern Central Atlantic): a 30 My spectrum of submarine and subaerial volcanism. *Lunar Plan. Inst*., 19: 325-326.

PORTUGAL FERREIRA, M. P.(1985) Evolução geocronológica e paleomagnética das ilhas do arquipélago da Madeira – uma síntese. *Mem. & Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 99: 213-218.

RAMALHO, R.; MADEIRA, J.; FONSECA, P.; PRADA, S.; SERRALHEIRO, A. & RODRIGUES, C.F. (2003a). Cartografia geológica da Ilha da Madeira: dados preliminares da estratigrafia e estrutura da região de Machico-Ponta de São Lourenço. *Ciências da Terra*, Volume Especial V, VI Congresso Nacional de Geologia, Universidade Nova de Lisboa, pp. 18.

RAMALHO, R.; MADEIRA, J.; FONSECA, P.; PRADA, S.; SERRALHEIRO, A. & RODRIGUES, C.F. (2003b) Volcanic and Tectonic structure of Ponta de São Lourenço (Madeira Island). *II Symposium of Island Ecosystems*, Funchal.

RAMALHO, R.; MADEIRA, J.; FONSECA, P.; PRADA, S.; SERRALHEIRO, A. & RODRIGUES, C.F. (2003c). The importance of erosive episodes in the evolution of Madeira Island – preliminary data. *II Symposium of Island Ecosystems*, Funchal.

RIBEIRO, A.; CABRAL, J.; BAPTISTA, R. & MATIAS, L. (1996) Stress pattern in Portugal and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, 15 (2): 641-659.

RIBEIRO, L. (2001). *Estudo Petrológico e Geoquímico de três sequências lávicas da Ilha da Madeira – Implicações petrogenéticas*. Universidade de Lisboa. (Tese de Mestrado).

SCHMINCKE, H. U. (1982). Volcanic and chemical evolution of the Canary islands. In: RAD, U. *et al.* (eds.), Geology of the Northwest African continental margin. *Springer-Verlag*. pp 273-305.

WALKER, G. P. L. (1987). The dike complex of Koolau Volcano, Oahu: internal structure of a Hawaiian Rift Zone. In: DEQUER, R. W.; WRIGHT, T. L. & STAUFFER, P. H. (eds.), Volcanism in Hawaii. *USGS Professional Paper Nº 1350*, 2: 961-993.

WALKER, G. P. L. (2000) Basaltic volcanoes and volcanic systems. In: SIGURDSSON, H. (ed.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press. pp. 283-290.

ZBYSZEWSKI, G.; MEDEIROS, A.C. & FERREIRA, O.V. (1974a). *Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000, Folha "A" (Ilha da Madeira).* Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

ZBYSZEWSKI, G.; MEDEIROS, A.C. & FERREIRA, O.V. (1974b) *Carta Geológica de Portugal na escala*

1/50.000, Folha "B" (Ilha da Madeira). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

ZBYSZEWSKI, G.; FERREIRA, O.V.; MEDEIROS, A.C.; AIRES-BARROS, L.; Silva, L.C.; MUNHÁ, J. & BARRIGA, F. (1975). *Notícia Explicativa das Folhas "A" e "B" da Ilha da Madeira. Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. 53pp.

Figuras

Figura 1 – **A)** Projecção estereográfica dos principais planos de falha, da zona da Baía d'Abra (n=17, rede de *Schmidt*). Note-se a existência de duas famílias principais (E-W e NW-SE) e a predominância de planos a inclinar para o quadrante norte; **B)** Projecção em rosa vectorial dos principais planos de falha, da zona da Baía d'Abra (n=17, média=109.86). Note-se a existência de duas famílias principais (E-W e NW-SE).

Figura 2 – Cartografia das falhas presentes no sector da Baía d'Abra. É possível observar a existência de duas famílias de falhas neste sector.

Figura 3– Arriba W da baía a N do Estreito. Observam-se as separações normais aparentes destacando-se a falha do estreito (F2), com cerca de 100 m de separação normal, com abatimento do bloco norte. Este corte revela igualmente a relação entre as estruturas filonianas e os acidentes tectónicos.

Figura 4 – Representação do campo de tensões, associado aos acidentes tectónicos e estruturas vulcânicas identificados no sector estudado.

Figura 5 – Comparação de zonas de *rift* em dois contextos tectónicos distintos, exibindo as direcções de compressão máxima (σ_1), intermédia (σ_2) e mínima (σ_3) inferidas. Um *rift* de alastramento oceânico é exemplificado pela Islândia, que se ergue 3 km acima do fundo oceânico numa extensão de 300-400 km. Um edifício vulcânico intraplaca é exemplificado pelo vulcão de Koolau em Oahu (Havai), que se ergue a 5 km do fundo oceânico em 60 km de extensão. A zona de *rift* islandesa poderá ser vista como sendo confinada em ambos os extremos, sendo favorecida a formação de filões verticais. O edifício havaiano não se encontra lateralmente confinado, sendo livre de se mover no leito de sedimentos de fundo oceânico subjacente; Deste modo σ_1 é muito maior que σ_2 e σ_3 e a formação de filões inclinados, em duas famílias complementares, é favorecida (adaptado de WALKER, 1987).