

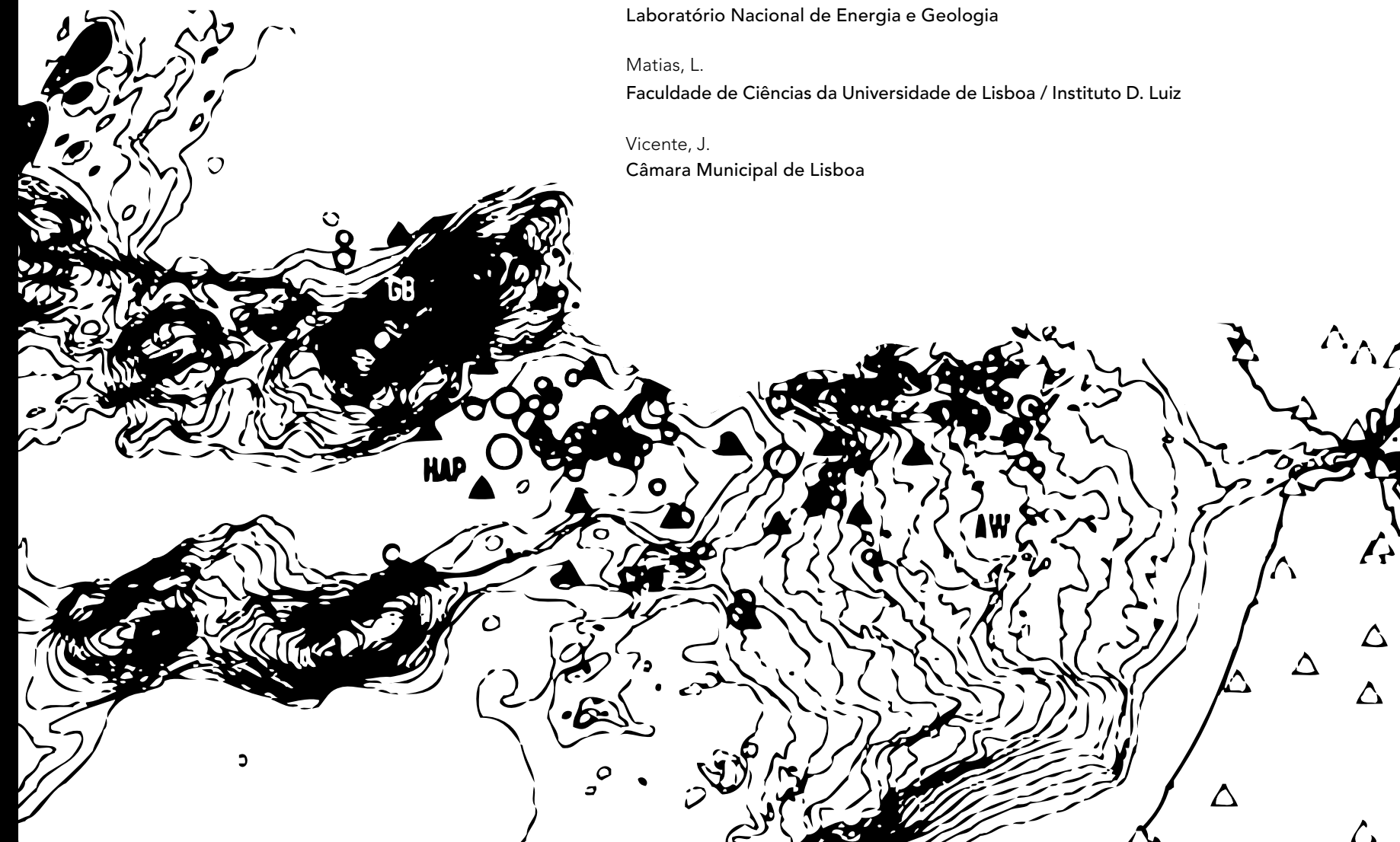
CAPÍTULO 2

SISMOTECTÓNICA DO ALGARVE

Dias, R. P. | Terrinha, P. | Carvalho, J. | Cunha, T. | Ressurreição, R.
Noiva, J. | Silva, S. | Ramalho, E. | Pinto, C. | Roque, C. | Duarte, J.
Valadares, V. | Carrara, G. | Duarte, H. | Batista, L. | Rego, J.
Gomes, F. | Caneiras, F. | Marquilhas, J. | Catrapona, J.
Laboratório Nacional de Energia e Geologia

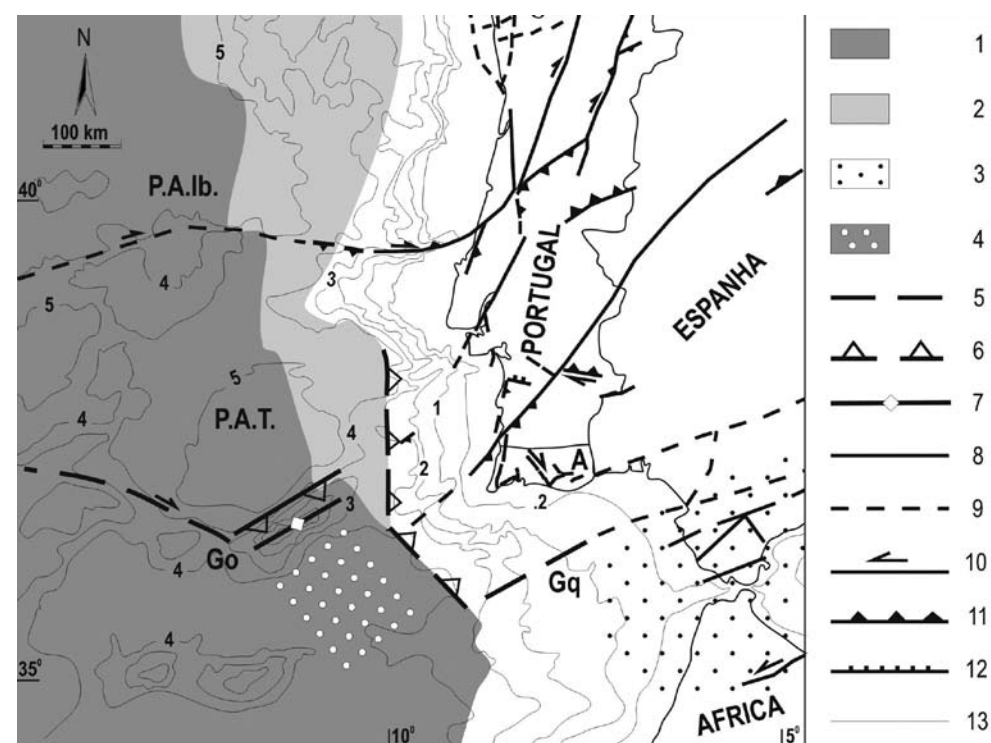
Matias, L.
Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa / Instituto D. Luiz

Vicente, J.
Câmara Municipal de Lisboa



1. INTRODUÇÃO

A região do Algarve, a zona mais meridional do território português, localiza-se no extremo sudoeste da parte continental da placa litosférica Eurásia (Figura 1). O Algarve forma, conjuntamente com o sudoeste de Espanha, o limite norte do Golfo de Cádiz, região onde se localiza o limite entre as placas litosféricas Eurásia e África, entre a montanha submarina de Gorringe e o arco orogénico de Gibraltar. Este limite, tradicionalmente referido como a parte oriental do limite de placas Zona de Fractura Açores-Gibraltar permaneceu críptico durante décadas (e.g., McKenzie, 1970; Purdy, 1975) até que o esforço da comunidade científica na solução tectónica deste limite de placas trouxe à luz o mapeamento das estruturas tectónicas da região e novas propostas sobre a natureza deste limite, ainda controverso mas, com soluções tectónicas baseadas em estruturas tectónicas reconhecidas e mapeadas. Sartori *et al.* (1994) descreveram este limite como uma zona de deformação distribuída a sul da montanha submarina de Gorringe,



Gutscher *et al.* (2002) propôs a existência duma subducção activa sob o arco de Gibraltar e Zitellini *et al.* (2009) propuseram um limite transpressivo – a zona de falha SWIM - entre a Falha de Glória e o noroeste de Marrocos onde se encontra o limite transpressivo sismogénico do sistema orogénico Rif-Tell (Morel e Meghraouie, 1996). Estes limites litosféricos propostos assentam, ao contrário dos da década de 1970 em estruturas reconhecidas e mapeadas e oferecem novos constrangimentos à geração da sismicidade da região (Sartori *et al.*, 1994; Gutscher *et al.*, 2002; Gràcia *et al.*, 2003; Terrinha *et al.*, 2003; Medialdea *et al.*, 2004; Zitellini *et al.*, 2004; Rosas *et al.*, 2009; Terrinha *et al.*, 2009).

De acordo com outros modelos propostos a margem sudoeste portuguesa poderá encontrar-se num estado de transição de margem passiva para margem activa compressiva, eventualmente associada à nucleação de uma zona de subducção (Cabral e Ribeiro, 1989; Ribeiro *et al.*, 1996; Ribeiro, 2002; Terrinha *et al.*, 2009) (Figura 1).

Este enquadramento geodinâmico é responsável pela ocorrência de tectónica regional importante ocorridas no intervalo correspondente ao Pliocénico e Quaternário e por uma sismicidade significativa, fornecendo um cenário de importante potencial sismogénico com sismos de magnitude instrumental elevada (M~7.9, evento de 1969) e catastróficos como o de 1 de Novembro de 1755.

2. SISMICIDADE

A região do Algarve tem sido afectada por uma sismicidade instrumental importante (Figura 2), cuja distribuição evidencia uma sismicidade intensa localizada na área imersa, a S e SW do território continental, numa faixa que se estende desde o Banco de Gorringe, a W, até ao estreito de Gibraltar, a E, e uma sismicidade histórica com sismos fortes que causaram danos avultados, dos quais se destacam sismos distantes, de tipo interplacas, de que o sismo de 1755 é o evento melhor caracterizado (Dias, 2001; Dias e Cabral, 2000) (Figura 2). Este sismo de magnitude estimada M~8.4-8.9 (Baptista *et al.*, 2003) e tsunami associado de efeitos devastadores, foi sentido em regiões tão remotas como a Finlândia e o tsunami provocou danos na costa do Brasil, sul de Inglaterra e *seiches* nos lagos da Escócia. A sua fonte sismogénica, alvo de grande discussão na comunidade científica, foi certamente gerada na região que abrange o Golfo de Cádiz, a parte sul da margem sudoeste portuguesa e a montanha submarina de Gorringe. Diversas fontes sismogénicas foram propostas, das quais se salientam, os cavalgamentos dos bancos submarinos de Gorringe e Guadalquivir, a Falha Marquês de Pombal, a Falha de Ferradura ou a zona de subducção a oeste do Golfo de Cadiz (Zitellini *et al.*, 1999, 2001; Gutscher *et al.*, 2002; Gràcia *et al.*, 2003; Terrinha *et al.*, 2003; Baptista *et al.*, 2003).

Registam-se ainda sismos próximos do tipo intraplaca como, por exemplo, os sismos ocorridos nas áreas de Portimão (1719, IMM max. IX), litoral de Tavira (1722, IMM max. X) e Loulé (1856, IMM max. VIII) (Carrilho, 2005; Carrilho *et al.*, 2004).

A actividade sísmica não se propaga significativamente para o interior do território algarvio, correspondendo mesmo, a uma fronteira que limita a sul uma área de sismicidade muito fraca, correspondente ao Baixo Alentejo, corroborando que as estruturas geológicas submarinas absorvem a parte mais importante da deformação interplacas e reduzem a importância da actividade intraplaca (Dias, 2001; Dias e Cabral, 2000). A sismicidade instrumental no território emerso é distribuída. Contudo, existem três zonas de maior concentração de sismicidade, designadamente a área que se estende da Serra de Monchique até Portimão, a área entre Albufeira-Loulé-Faro, e a área de Tavira-Vila Real de S. António-Castro Marim.

Na parte imersa a sul do Algarve a sismicidade ocorre associada às principais estruturas tectónicas (Figura 2).

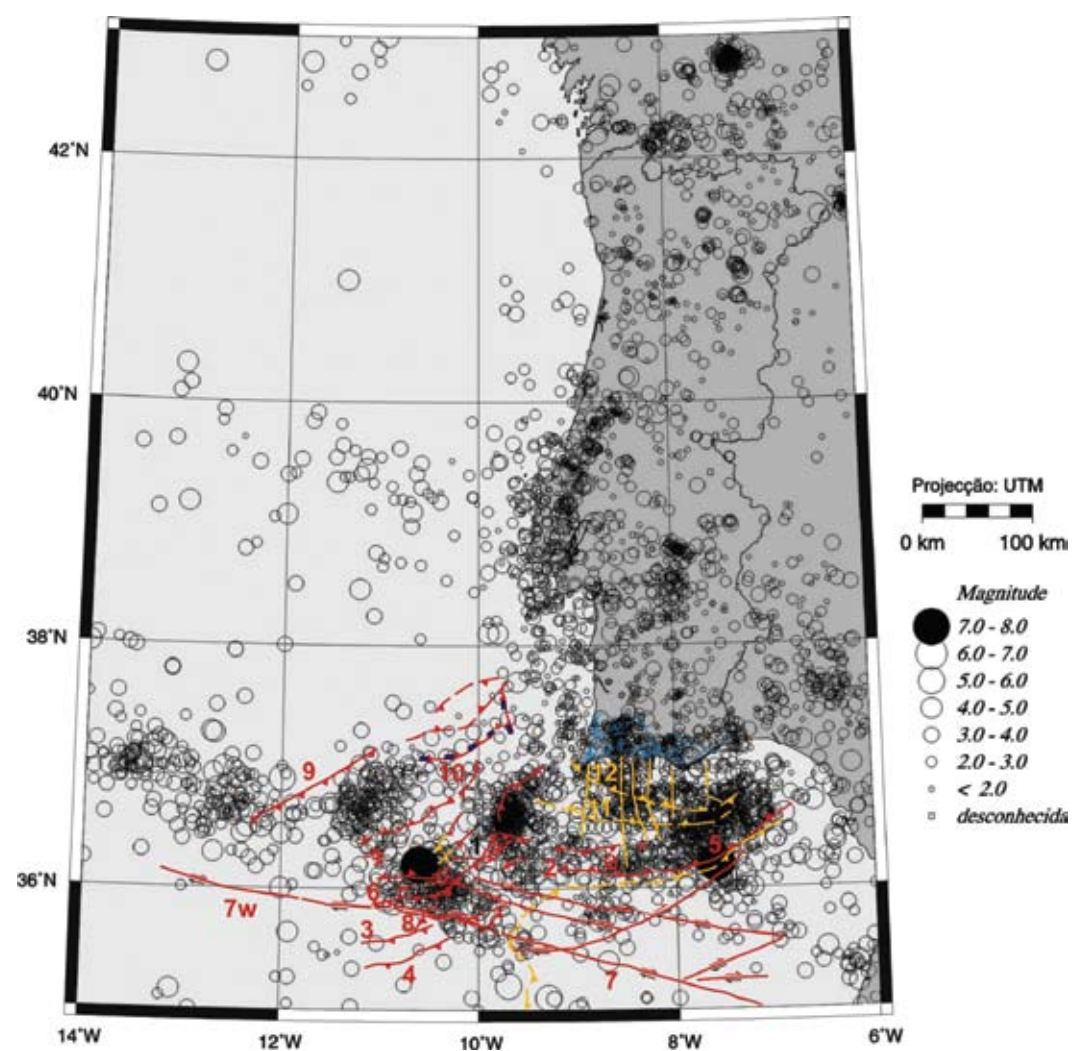


FIGURA 2
Mapa da distribuição de epicentros de sismos instrumentais, na região do Algarve e áreas adjacentes, no período 1961-2003 (Carrilho, 2005) e das principais falhas activas actualmente identificadas na região do Algarve (zona emersa e imersa). Área imersa: vermelho, falhas activas no Holocénico; castanho, falhas activas cegas; azul, componente extensional mesozóica; castanho tracejado, falhas activas no Pliocénico ou inferidas. Área emersa: cheio, falhas reconhecidas no campo; tracejado, inferidas.

3.

PRINCIPAIS ESTRUTURAS TECTÓNICAS ACTIVAS

3.1 ÁREA EMERSA

A actividade neotectónica, entendida como as deformações tectónicas ocorridas desde o final do Pliocénico, é evidenciada por deslocamentos verticais da crosta, pela presença de deformação frágil (falhas e diaclases) e dúctil (dobramentos) que afectam os sedimentos plio-quadernários (Dias, 2001; Dias e Cabral, 2000, 2002; Dias *et al.*, 1999; Terrinha, 1998; Terrinha *et al.*, 1998) (Figura 3). Os sedimentos plio-quadernários são constituídos por depósitos detríticos, siliciclásticos, com litologias variadas, de granulometria diferente, variando de sedimentos finos e conglomerados (Moura, 1998; Moura e Boski, 1999), que assentam discordantemente sobre rochas do Paleozóico, e numa superfície erosiva, quase sempre carsificada de rochas do Mesozóico e do Miocénico.

A idade destes sedimentos é controversa. De facto, com excepção dos depósitos mais recentes, do Holocénico (aluviões fluviais, areias de duna e areias de praia), o limite inferior dos depósitos mais antigos é atribuído, pelos diversos autores, quer ao Pliocénico, quer ao Plio-Quadernário, quer ao Plistocénico.

Deste modo, a deficiente datação dos sedimentos plio-quadernários afectados pelas deformações neotectónicas não permitiu diferenciar ou ordenar cronologicamente os diversos eventos tectónicos nem, consequentemente, os diferentes campos de tensão a que estas estruturas estiveram sujeitas (Dias e Cabral, 2000, Dias, 2001).

A ausência também de uma correlação clara entre as estruturas tectónicas observadas à escala mesoscópica com as macro-estruturas regionais reconhecidas e a morfologia dificulta a sua interpretação. Contudo, a presença de uma sismicidade instrumental significativa na região do Algarve sugere que, pelo menos, parte das falhas consideradas activas por critérios geológicos e geomorfológicos sejam responsáveis pela actividade sísmica.

Ocorrem ainda estruturas relacionadas com liquefacção dos sedimentos plio-quadernários, nomeadamente dobramento de níveis conglomeráticos, fracturas preenchidas por sedimentos colapsados por gravidade na sequência de abertura súbita (filões neptunianos), e sedimentos injectados de baixo para cima (filões detríticos), sugerindo actividade sísmica com magnitude superior a 5 (filões detríticos) (Rodríguez Pascua, 1998; Dias e Cabral, 2000; Dias *et al.* 2004; Ressurreição, 2009) (Figuras 3, 4). Na Carta Geológica da Região do Algarve à escala 1:100 000 estão representados diversos acidentes tectónicos de maior envergadura, dos quais se destacam, de oeste para este, o Sistema de Fracturas S. Teotónio – Aljezur – Sinceira – Ingrina, e as falhas

Barão de S. João, Lagos, Espiche – Odiáxere, Portimão, Baleeira, Albufeira, S. Marcos – Quarteira, Carcavai, Loulé, Faro, Eira, S. Brás de Alportel e S. Estevão. Alguns destes acidentes foram considerados activos por diversos autores (Manuppella *et al.*, 1987; Manuppella, 1988, 1992; Manuppella e Dias, 1992; Cabral e Ribeiro, 1989; Cabral, 1995; Kullberg *et al.*, 1992; Terrinha, 1998; Terrinha *et al.*, 1999; Dias e Cabral 2000; Dias *et al.*, 1999; Dias 2001, Carvalho *et al.*, 2006, 2007) (Figura 3).

Estes acidentes são reconhecidos no terreno principalmente por relações geométricas entre as diferentes unidades (Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico); existência de elementos geomorfológicos associados, nomeadamente escarpas de falha; e ocorrência de brecha ao longo da zona de falha. A escassez de afloramentos ao longo do traçado destas macro-estruturas regionais dificultou a sua correlação com a intensa fracturação que afecta os sedimentos plio-quadernários. Contudo, foi possível identificar algumas evidências de actividade neotectónica relacionadas com as principais estruturas regionais atrás referidas, nomeadamente (Dias e Cabral, 2000; Dias 2001) (Figura 3): falhas com componente de movimentação inversa dominante, de direcção diversificada (falhas de Marinhãl, Lagos, Relvas, Ribeira de Espiche, Montejustos, Vale Rabelho, Baleeira, Mosqueira e Areias de Almancil) (Figura 5, A); falhas com componente de movimentação horizontal dominante esquerda (Sistema de fracturas S. Teotónio–Aljezur–Sincera–Ingrina, falhas de Barão de S. João, Ribeira de Odiáxere, Portimão (?), Ferragudo, Albufeira, Faro (?), Loulé e Carcavai), ou direita (falhas de Espiche–Odiáxere, S. Marcos–Quarteira e S. Estevão) (Figura 5, B); falhas com componente de movimentação normal (Figura 5, C); falhas verticais e com movimento indeterminado (falhas de Alvor, Oura, Eira de Agosto e S. Brás de Alportel) (Figura 3, Quadro 1).

FIGURA 3

Mapa sintético das principais falhas activas identificadas na região do Algarve com a localização dos paleosismos actualmente identificados. 1, depósitos plio-quadernários; 2, falha provável; 3, falha inversa (marcas no bloco superior); 4, desligamento; 5, falha com componente de movimentação vertical de estilo desconhecido (traços no bloco abatido); 6, dobra; A - Baiona; B - Sincera (A e B correspondem ao sistema de falhas S. Teotónio-Aljezur-Sincera-Ingrina); C - Martinhal; D - Barão de S. João; E - Espiche - Odiáxere; F - Lagos; G - Rib.ª de Odiáxere; H - Alvor; I - Portimão; J - Ferragudo; K - Sr.ª do Carmo; L - Relvas; M - Rib.ª de Espiche; N - Vale Rabelho; O - Baleeira; P - Albufeira; Q - Mosqueira; R - Oura; S - S. Marcos-Quarteira; T - Carcavai; U - Areias de Almancil; V - Faro; Y - S. Estevão; X - Loulé; W - Eira de Agosto; Z - S. Brás de Alportel (Dias, 2001; Dias e Cabral, 2002)

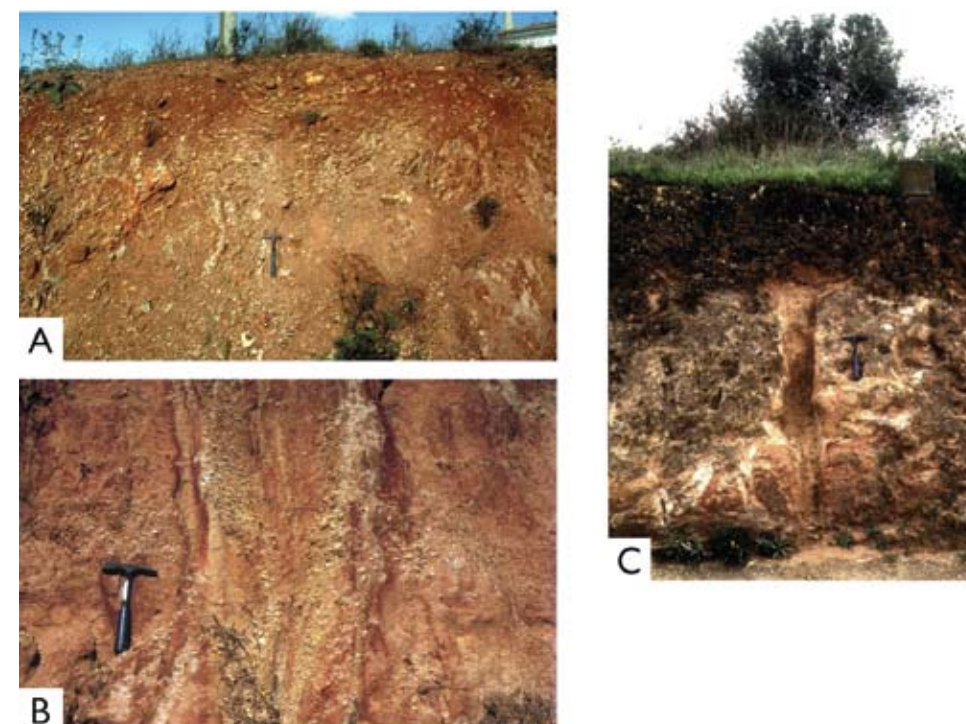
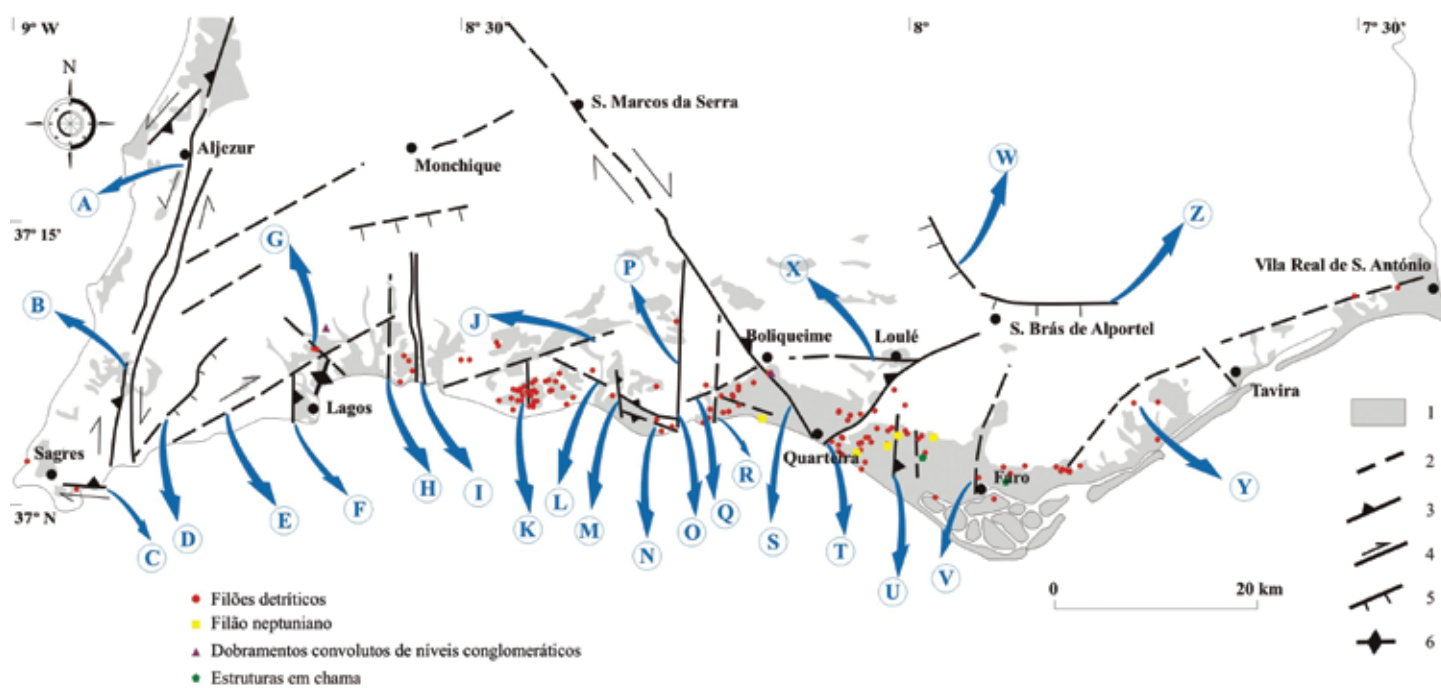


FIGURA 4

Estruturas relacionadas com liquefação dos sedimentos, provavelmente em relação com actividade sísmica. A, deformação em depósito conglomerático apresentando níveis dobrados, em Eiras Velhas; B, aspecto das fracturas preenchidas por depósitos devido ao colapso de sedimentos saturados em água, incoerentes, na dependência de fracturas que terão sofrido abertura súbita – filões neptunianos, na estrada para a Praia da Falésia; C, filão de material silto-argiloso com grãos de quartzo, de direcção NNW-SSE, cortando um arenito fino a médio de cor vermelha que passa lateralmente a um arenito grosseiro (Areias de Faro-Quarteira), em Aldeia das Sobreiras (Dias e Cabral, 2002).

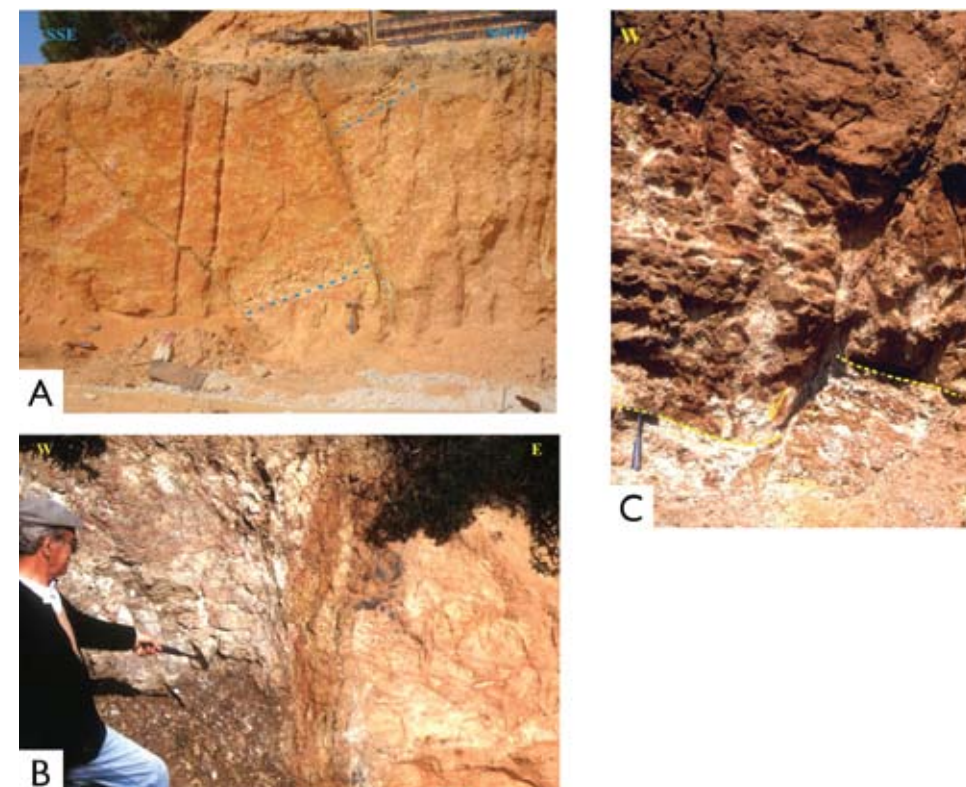


FIGURA 5

Falhas em depósitos Plio-Quadernários. (as linhas a tracejado indicam a estratificação) A, falhas, 350 m a W de Lagoa, com geometria inversa. A falha principal tem orientação (N58°E, 67°NW) e separação vertical inversa de aproximadamente 1,30m; B, falha, 50 m a oeste do Monte da Sincera, entre xistos do Paleozóico, a W, e Areias de Faro-Quarteira, a E., O plano tem orientação de (N11°E, 80°E); C, falha, na zona de Boliqueime, com geometria normal e orientação (N10°W, 75°W), estrias com pitch de 90° e separação vertical de 46 cm.

3.2 ÁREA IMERSA

O mapa de estruturas tectónicas activas para a área imersa (Figura 6) foi elaborado com base na interpretação da topografia submarina e perfis sísmicos de reflexão multicanal (Figura 7).

A área mapeada excede largamente a plataforma continental algarvia, abrangendo as zonas onde se concentram os enxames de epicentros instrumentais (Figura 2). O traçado das falhas resulta da interpretação da batimetria multifeixe SWIM, publicada por Zitellini *et al.* (2009) e da interpretação de perfis sísmicos de reflexão multicanal obtidos em diversas campanhas de investigação em geologia marinha (Iberian Atlantic Margin, Banda *et al.*, 1995; Arco Rifano, Torelli *et al.*, 1997; Big Sources for Earthquakes and Tsunamis, Zitellini *et al.*, 2001; VOLTAIRE) e, ainda, por companhias petrolíferas, ESSO, CHALLENGER, CHEVRON, nas décadas de 1970 e 1980, na Bacia Algarvia. Estas campanhas realizaram ainda sondagens mecânicas profundas cujos resultados foram utilizados para identificação e cartografia de horizontes sismostratigráficos. As falhas que estão representadas no mapa de estruturas tectónicas activas (Figura 6) foram classificadas com base nas evidências claras de deslocamento dos horizontes sísmos tratigráficos estabelecidos para o intervalo temporal Pliocénico-Presente ou que, na ausência destas evidências, apresentassem correspondência geométrica ou cinemática com “nuvens” de sismicidade (Figura 2).

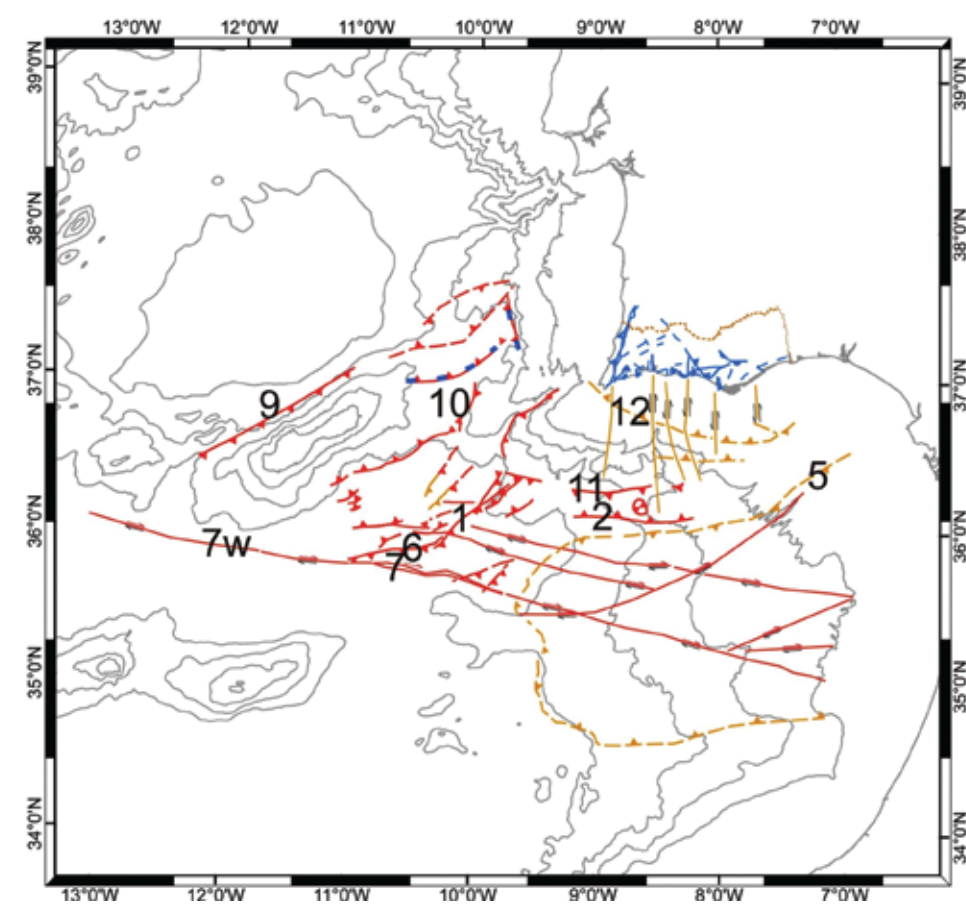


FIGURA 6
Mapa sintético das principais falhas activas actualmente identificadas na região do Algarve (zona emersa e imersa). Área imersa: vermelho, falhas activas no Holocénico; castanho, falhas activas cegas; azul, componente extensional mesozóica; castanho tracejado, falhas activas no Pliocénico ou inferidas. Área emersa: cheio, falhas reconhecidas no campo; tracejado, inferidas.

A maior parte das estruturas encontra-se publicada em Sartori *et al.* (1994), Tortella *et al.* (1997), Gutscher *et al.* (2002), Gràcia *et al.* (2003), Terrinha *et al.* (2003), Zitellini *et al.* (2004), Duarte *et al.* (in press), Rosas *et al.* (2009), Terrinha *et al.* (2009).

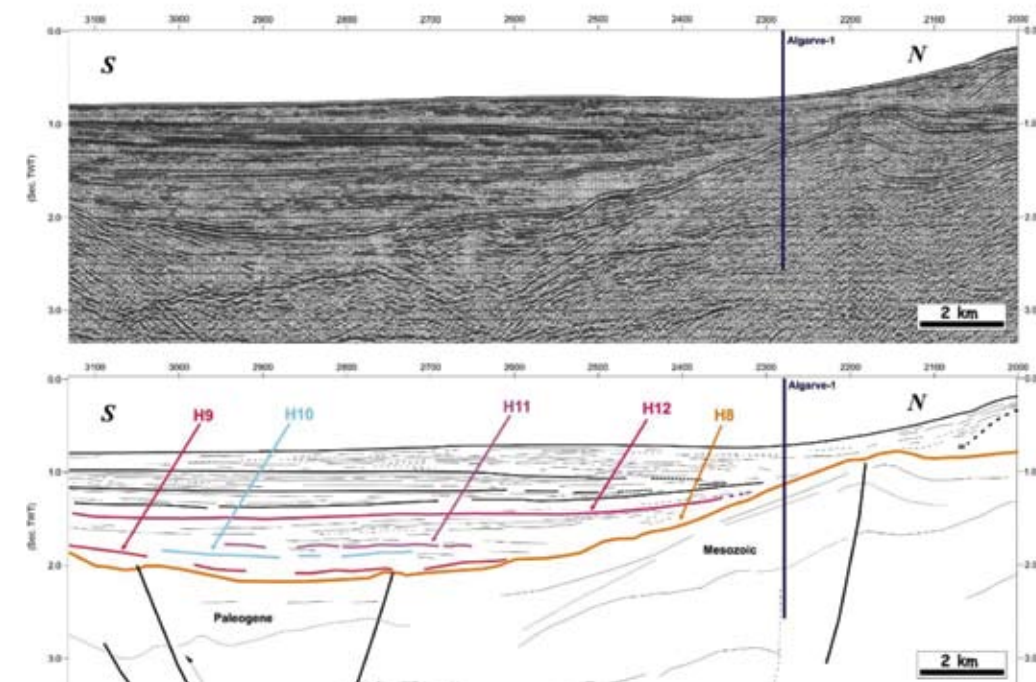


FIGURA 7
Exemplo de interpretação sismostratigráfica e calibração do perfil multicanal ESSO P-81-11 com dados da sondagem Algarve-1.

4.

RELAÇÃO SISMICIDADE – ESTRUTURAS GEOLÓGICAS ACTIVAS

A presença de uma sismicidade instrumental significativa na região do Algarve sugere que, pelo menos, parte das falhas consideradas activas por critérios geológicos e geomorfológicos sejam responsáveis por esta actividade sísmica, embora esta sismicidade tenha sido gerada em profundidade, na crosta sismogénica. Com efeito, segundo os “Boletins Sismológicos preliminares do Continente e Madeira” do Instituto de Meteorologia baseados numa rede de observatórios terrestres, isto é, estacionados em terra e não no mar, grande parte dos sismos na região do Algarve têm o hipocentro a profundidades superiores a 5 km, atingindo profundidades da ordem dos 50 km. Na zona emersa algarvia os hipocentros estão localizados a profundidades que variam entre 2,4 km e 25 km, indicando que os eventos sísmicos são gerados em acidentes tectónicos, localizados em profundidade no soco varisco.

Com excepção dos sismos históricos que atingiram intensidade elevada, a sismicidade instrumental raramente atinge magnitude superior a 5, sugerindo que a sismicidade registada não foi acompanhada por ruptura superficial nas falhas sismogénicas.

Na região do Algarve a profundidade a que se gera a sismicidade, bem como a sua dispersão geográfica, dificultam o estabelecimento de uma correlação entre os sismos e as estruturas reconhecidas à superfície, consideradas activas. Contudo é possível, nalgumas zonas, estabelecer uma relação entre as falhas e os epicentros dos sismos (Figura 2) e, de um modo geral, nas zonas de maior concentração de sismicidade, existem estruturas activas que se podem relacionar com essa sismicidade, com excepção da zona do Guadiana, onde se identificaram escassas evidências de actividade neotectónica.

Na área entre Albufeira-Loulé-Faro identificaram-se diversos exemplos de deformação neotectónica a afectar os depósitos plio-quadernários, gerada pelas falhas reconhecidas activas nesta zona, nomeadamente as falhas de Rib.^a de Espiche, Relvas, Montejustos, Vale Rabelho, Baleira, Albufeira, Oura, Mosqueira, S. Marcos – Quarteira, Carcavai, Loulé, Areias de Almansil, Torre, estrutura de Faro, Eira e S. Brás de Alportel (Figura 2), que são provavelmente responsáveis pela sismicidade actual.

Na área que se estende da Serra de Monchique até Portimão reconheceram-se também diversos exemplos de deformações neotectónicas a afectarem os depósitos plio-quadernários, nomeadamente falhas, fracturas, paleossismos e dobras. Na zona de Monchique reconhece-se uma concentração importante de sismicidade, que se localiza predominantemente nos bordos e no interior do maciço intrusivo. A profundidade dos sismos varia entre os 5 km e os 20 km.

A disposição dos epicentros dos sismos, de um modo geral circunscritos aproximadamente ao maciço eruptivo, sugere que haja uma relação entre a litologia aflorante e os epicentros, devido a um contraste das propriedades mecânicas entre litologias diferentes (xistos e grauwagues do Paleozóico e os sienitos do maciço eruptivo), desencadeando uma concentração de tensões numa heterogeneidade crustal e/ou cedência preferencial por menor resistência do material ígneo.

No litoral ocidental a sismicidade é escassa e distribui-se ao longo do sistema de fracturas S. Teotónio – Aljezur – Sinceira – Ingrina, que tem boas evidências de actividade neotectónica (Figura 1). No prolongamento deste acidente para a zona imersa (S de Sagres) reconhece-se um alinhamento de epicentros de direcção N-S sugerindo que esta estrutura se prolonga para S (Figura 2). Existem ainda outras estruturas nesta área, que afectam os depósitos plio-quadernários, eventualmente responsáveis por alguma desta sismicidade, como por exemplo o sistema de falhas da Messejana, a N, cujo prolongamento para o mar, a partir de Aljezur, é sugerida pelo alinhamento de epicentros, de direcção NNE-SSW, ao longo do canhão de S. Vicente, e a falha do Martinhal, a S (Figura 2).

A S do Algarve, na área imersa, os sismos geram-se a profundidades que variam, geralmente, entre os 5 km e os 50 km. Os alinhamentos dos epicentros parecem definir um padrão de direcção predominantemente ENE-WSW a NE-SW, NW-SE, E-W e N-S, semelhante à direcção das principais estruturas tectónicas activas da bacia algarvia. É de notar também a concentração

e o alinhamento de epicentros de direcção N-S a NNW-SSE, a S de Faro, e NE-SW, a N do Banco de Guadalquivir e S de Tavira (Figura 2).

A sismicidade da Figura 2, definida pelos epicentros encontra-se agrupada em clusters. Na área imersa distinguem-se 4 agrupamentos de epicentros, a saber: um localizado sobre a montanha submarina de Gorringe, provavelmente associado ao respectivo cavalgamento para NW; dois agrupamentos na Planície Abissal da Ferradura; provavelmente associados à Falha da Ferradura e Falha Marquês de Pombal, nos locais onde se cruzam estes cavalgamentos com as Falhas de desligamento dextrógiro SWIM de direcção WNW-ESE e cavalgamento do Banco de Guadalquivir. A distribuição de epicentros a norte do Banco de Guadalquivir e na área emersa é mal definida, possivelmente fruto de diferenças reológicas importantes em relação aos domínios oceânicos (ou de crosta continental estirada ou de transição) e acomodação da deformação sísmica em maior número de falhas.

Os mecanismos focais calculados para diversos sismos localizados na região do Algarve e na área atlântica adjacente apontam para um predomínio de mecanismos com uma componente dominante em falha de desligamento ou em falha inversa (Ribeiro *et al.*, 1996; Borges *et al.*, 2001, Carrilho, 2005; Terrinha *et al.*, 2006), mostrando-se relativamente consistentes com os dados sobre as falhas activas estudadas no território emerso.

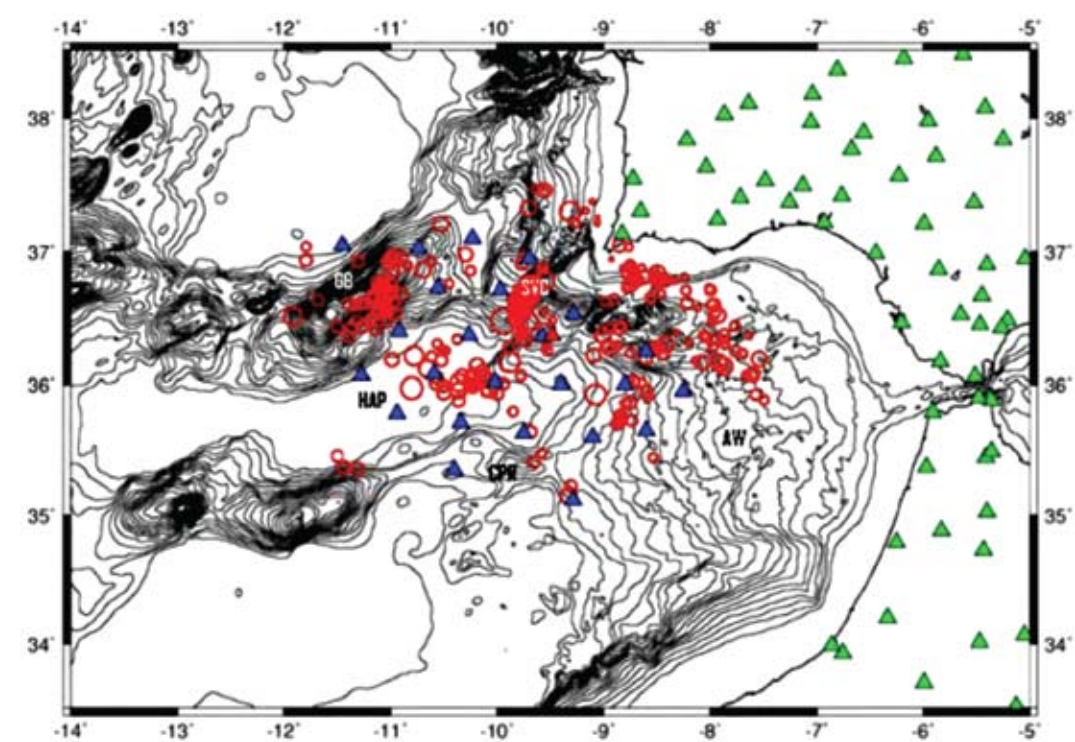


FIGURA 8
Distribuição geográfica da Rede Sísmica NEAREST (triângulos a azul, LOBSTER; e a vermelho, GEOSTAR) e da Rede de Estações em Terra (triângulos verdes) no Golfo de Cádiz. Distribuição de epicentros de sismos instrumentais adquiridos pelas estações em terra, para o mesmo período de aquisição da Rede Sísmica NEAREST, numa distância de 75 km da vizinhança das OBS (círculos vermelhos, dados de F. Carrilho (IM) e do Relatório Preliminar do Cruzeiro NEAREST, 2008).

Entre Setembro de 2007 e Julho de 2008 o projecto europeu NEAREST (*Integrated observation from NEAR shore sourceES of Tsunamis: towards an early warning system*) realizou o registo da sismicidade através de 24 sismógrafos de fundo (OBS, ocean bottom seismometers) e de uma estação multiparamétrica GEOSTAR (*Geophysical and Oceanographic Station for Abyssal Research*) depositados no Golfo de Cádiz (Figura 8). Os dados, que se encontram neste momento em análise forneceram os primeiros resultados, a saber: a) Os hipocentros localizam-se a profundidades superficiais e intermédias, encontrando-se a maior parte deles a >30 km, abaixo da discontinuidade de Mohorovičić. As magnitudes locais variam entre 1.2 a 4.5; b) Os mecanismos focais determinados apresentam predominantemente soluções inversas e de desligamento, no entanto estão também presentes algumas soluções normais e oblíquas.

5.

POTENCIAL SISMOGÉNICO DAS PRINCIPAIS FALHAS ACTIVAS NA REGIÃO DO ALGARVE

Na avaliação do potencial sismogénico de uma falha existem diversos condicionalismos que interferem numa avaliação correcta, podendo implicar numa sobrestimativa ou subestimativa do valor encontrado, designadamente: o comprimento total da falha, os diferentes segmentos, a geometria e cinemática; deslocamento não estacionário no tempo a longo prazo, imprecisão na idade das referências estratigráficas utilizadas para inferir os deslocamentos acumulados, entre outros. Apesar destes condicionalismos, efectuou-se para as principais falhas activas da região do Algarve, zona emersa e imersa, sempre que possível, uma estimativa aproximada da magnitude mais provável do sismo máximo credível que estas estruturas podem gerar, os seus intervalos de recorrência, e as taxas médias de deslocamento. O comprimento total das falhas foi determinado a partir da Carta Geológica da Região do Algarve, à escala 1:100.000 (zona emersa) e a partir do mapa de estruturas tectónicas activas (zona imersa), que como já foi referido, foi elaborado com base na interpretação da topografia submarina e perfis sísmicos multicanal (Quadro 1 e 2).

Os critérios de segmentação basearam-se em evidências morfológicas de actividade, descontinuidades no traçado cartográfico e na intersecção com estruturas tectónicas regionais importantes. Para o cálculo do intervalo de recorrência e taxas de actividade consideraram-se dois períodos, 3 Ma (Pliocénico superior) e 1,8 Ma (base do Quaternário), atendendo à idade provável considerada para as Areias de Faro-Quarteira. Deste modo, calculou-se a magnitude de momento, deslocamento máximo, deslocamento médio, intervalo de recorrência e taxas médias de actividade utilizando-se as equações de correlação de Wells e Coppersmith (1994).

Os resultados assim obtidos estão expressos no Quadro 1 e 2. Pela análise deste quadro verificou-se que a magnitude de momento máxima expectável para as falhas activas da região do Algarve varia entre 5,8 e 7,1 na zona emersa, o que está de acordo com as várias estruturas identificadas, nomeadamente:

- Falhas que sofreram ruptura superficial, o que implica sismos com magnitude superior a cerca de 6;
- Dobramentos convolutos em níveis conglomeráticos (Dias e Cabral, 2000), o que implica ocorrência de sismos com magnitude superior a 7,5 (Rodríguez Pascua, 1998);
- Injecções de sedimentos finos em depósitos arenosos (filões detríticos) (Dias e Cabral, 2000), o que implica ocorrência de sismos com magnitude superior a 5,5 (Rodríguez Pascua, 1998);
- Preenchimentos de fracturas por colapso súbito (Dias e Cabral, 2000), o que implica ocorrência de sismos com magnitude superior a 5,5 (Rodríguez Pascua, 1998).

As taxas médias de deslocamento estimadas são baixas, correspondendo a falhas cuja actividade varia de muito baixa a baixa, com escassas evidências geomorfológicas (Slemmons, 1977), confirmando-se, assim, as observações de campo referentes à morfologia e à sua relação com os acidentes considerados activos, que é pouco evidente.

Na zona imersa a magnitude máxima expectável para as falhas identificadas varia entre 7,21 e aproximadamente 8,5 o que também está de acordo com a sismicidade histórica.

6.

PERÍODOS DE RECORRÊNCIA

Foi utilizado um código de elementos finitos de aproximação *thin-shell* da litosfera (SHELLS - Bird, P. 1999) para estudar a neotectónica na região do Golfo de Cádiz e Margem SW Ibérica e constranger os períodos de recorrência de grandes sismos e tsunamis na região (Cunha *et al.*, 2009). Os resultados, em termos do deslocamento médio anual nas falhas mapeadas, são apresentados na Figura 9 para diferentes modelos.

A falha 7+7w representada na Figura 1 (Falha SWIM segundo Zitellini *et al.*, no prelo), que nos modelos da Figura 10 aparece com diferentes comprimentos e diferentes graus de segmentação trata-se duma estrutura recentemente mapeada (Zitellini *et al.*, 2009, Rosas *et al.*, 2009, Terrinha *et al.*, 2009) e ainda em fase de investigação. As taxas que lhe são associadas são, portanto, resultados de modelos especulativos sobre a sua segmentação e devem ser interpretados como tal. Assim, na Falha SWIM de orientação WNW-ESE, é de esperar que se gerem sismos associados a mecanismos focais de desligamento. Os períodos de retorno e magnitudes máximas esperadas estão altamente dependentes do grau de segmentação dos

QUADRO 1 - Síntese das principais falhas activas identificadas, respectivamente com a sua caracterização e avaliação do potencial sismogénico. Cinemática - E, esquerda; D, direita; I, inversa; N, normal.

FALHA	ORIENTAÇÃO	CINEMÁTICA	COMPRIMENTO TOTAL (km)	SEGMENTO MAIOR (km)	DESLOCAMENTO VERTICAL (m)	CRITÉRIO	Mmax.	DESLOCAMENTO MÁXIMO ESTIMADO (m)	DESLOCAMENTO MÉDIO ESTIMADO (m)	INTERVALO DE RECORRÊNCIA ESTIMADO (ano)	TAXA DE ACTIVIDADE (mm/ano)
Sistema de fractura - S. Teotónio; Alzejur; Sinceira; Ingrina	NNE - SSW	E**1	50**		100*	Morfológico	7,1	1,40	1,07	32017 - 19210	0,03 - 0,06
Barão de S. João	NE - SW	EN	17	6	≈50	Morfológico	6 - 6,5	0,88	0,73	44009 - 26405	0,02 - 0,03
Espiche - Odiáxere	ENE - WSW	DN	26	11			6,3 - 6,7	1,05	0,85		
Lagos	N - S	1	8				6,1	0,65	0,56		
Portimão	N - S	E (?)	11				6,3	0,74	0,63		
Baleeira	WNW - SSE	1	14	4	30 - 70	Morfológico	5,8 - 6,4	0,82	0,69	29383 - 17630	0,02 - 0,04
Albufeira	N - S	E	14,5				6,4	0,83	0,69		
S. Marcos - Quarteira	NW - SE	D1	>40	≈12			6,3 - 7	1,26	0,99		
Carcavai	NW - SE	E1	20		15	Estratigráfico	6,6	0,90	0,57	157330 - 94400	0,005 - 0,008
Loulé	E - W	EN	12		1,2	Estratigráfico	6,3	0,76	0,65		
Faro	N - S	E (?)									
S. Estevão	ENE - WSW	D (?)	>40	11	40 - 60	Morfológico	6,3 - 7	1,26	0,99	49378 - 29627	0,02 - 0,03

*Perreira, 1990 | **Cabral, 1995

QUADRO 2 - Cinemática, comprimento e magnitude do sismo máximo para as falhas representadas na Figura 9.

ID FIGURA 9	CINEMÁTICA DAS FALHAS	COMPRIMENTO (km)	MAGNITUDE MAX.
1	Inversa	96	7,38
2	Inversa e desligamento dextrógiro	98	7,39
3	Inversa	70	7,22
4	Inversa	85	7,32
5	Inversa	112	7,46
6	Inversa e desligamento dextrógiro	85	7,32
7	Desligamento direito	561	-8,27
8	Inversa	38	6,91
9	Inversa	129	7,53
10	Inversa	68	7,21
11	Inversa	180	7,70
12	Inversa	166	7,66
2+5		213	7,78
1+8		130	7,53
1+6		165	7,65
1+8+10		198	7,74
1+6+7w		350	8,03

Prisma acrecionário (Gutscher et al., 2002)

mesmos (Modelos 1 a 4). Assumindo as relações Mw-L-D propostas por Stirling *et al.* (2002), para sismos de magnitude 7, 7.5 e 8 os períodos de retorno poderão oscilar entre 400-4000, 700-7000 anos e 1700-17000 anos, respectivamente, para taxas de deformação que variam entre 0.35 e 3.5 mm/a (Modelos 3 e 4). Considerando que a Falha SWIM não inibe a sismicidade nas restantes localizadas a norte e, que a deformação sísmica que acomoda é menor em comparação com as restantes, devem considerar-se como mais prováveis os períodos de retorno maiores e segmentação maior, ou seja, menor continuidade da falha, do ponto de vista sismogénico.

Para os deslocamentos mapeados no sistema de falhas inversas NE-SE (falhas de Ferradura, n.º1 no Quadro 2, Marquês de Pombal n.º10 e Planície Abissal do Tejo), e de acordo com uma relação deslocamento-comprimento da falha adaptada de Manighetti *et al.* (2007), um período de recorrência de 1150-2300 anos, 3620-7240 anos e 9900-19800 anos pode ser inferido para sismos de magnitude (Mw) 7, 8 e 8.75, respectivamente (Modelos 1-3). Períodos semelhantes poderão também ser inferidos para uma falha ENE-WSW a sul do Algarve (Guadalquivir-Portimão; Modelo 1 na Figura 9, falhas 2+5 na Figura 2).

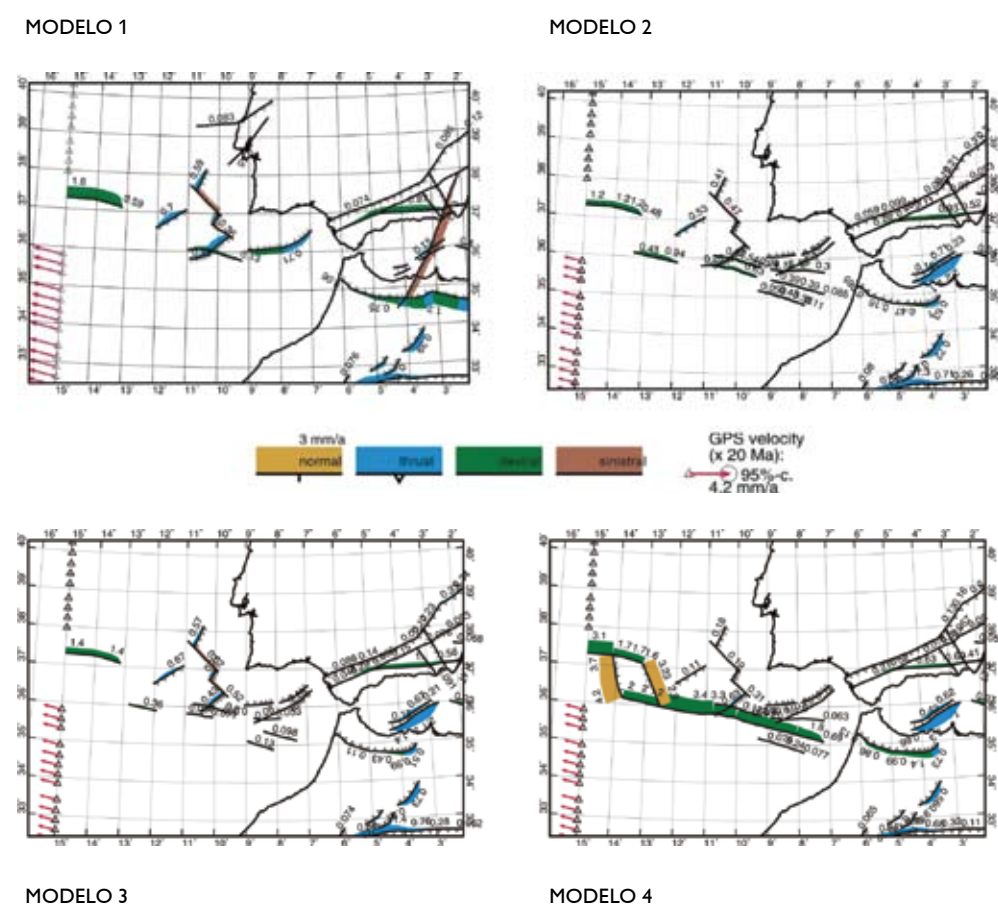


FIGURA 9
 Modelos numéricos segundo Cunha *et al.* (2009) para a taxa de deslocamento em falhas activas no Golfo de Cádiz e Mar de Alborán. Os números associados a cada falha correspondem à taxa de movimentação calculada em mm/ano. Os diferentes modelos das falhas correspondem a variações na segmentação e coalescência das mesmas.

AGRADECIMENTOS

Estamos gratos aos Doutores G. Manuppella, J. Cabral, A. Ribeiro, F. Rosas e a todos que de algum modo contribuíram para a realização deste trabalho.

Os estudos realizados desenvolveram-se no âmbito de diversos projectos, nomeadamente os projectos PIDACC do Instituto Geológico e Mineiro: Investigação da Neotectónica do País e Risco Sísmico e Investigação em Geologia Urbana, Neotectónica e Risco Sísmico; os projectos PRAXIS “Elementos para Caracterização do Risco Sísmico na Região Meridional do Continente Português (ECARISCOPO)” e “*Geodynamical Monitoring and Seismic Characterization of the Algarve Region*” e o projecto SAPIENS (*Costal Change in Algarve Since Last Interglacial (COCHA)*) financiados pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia (FCT); o projecto “Caracterização do Potencial Sismogenético de Falhas na Região do Algarve Ocidental Meridional (CAPSA)”, financiado pela FCT no âmbito do Programa de Apoio à Reforma dos Laboratórios do Estado; o projecto PDCTE/CTA/49989/2003 (*Natural Hazards Evaluation by SAR Interferometry in seismically active zones in Portugal*); o Protocolo “Sismotectónica do Algarve para o Estudo do Risco Sísmico e de Tsunamis do Algarve” assinado com a Autoridade Nacional de Protecção Civil.

Os resultados da área imersa beneficiaram também da colaboração com o projecto financiado pela EU, NEAREST (*Integrated observations from NEAR shore sources of Tsunamis: towards an early warning system* através do programa “Global Change and Ecosystems”, contract n. 037110) e pela FCT, TOPOMED (*Plate re-organization in the western Mediterranean: lithospheric causes and topographic consequences*, TOPOEUROPE/0001/2007), SWITNAME (Modelação Tectónica Numérica e Analógica da Fronteira de Placas a SW da Península Ibérica, PDCT/CTE-GIN/59244/2004) e TECTAP (Estrutura, Estratigrafia e Evolução Tectono-Térmica da Planície Abissal do Tejo, PTDC/CTE-GIN/68462/2006). Agradece-se o apoio da Landmark Graphics Corporation via “the Landmark University Grant Program”.

João Duarte, Vasco Valadares e Sónia Silva beneficiaram de bolsas de doutoramento da Fundação para a Ciência e a Tecnologia (SFRH/BD/31188/2006, SFRH/BD/17603/2004 e SFRH/BD/46227/2008).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BANDA E.; TORNÉ, M. & THE IBERIAN ATLANTIC MARGINS GROUP (1995) – Iberian Atlantic Margins group investigates deep structure of ocean margins, 1995. *Eos trans. AGU* 76 (3), 25-28-29.
- BAPTISTA, M.A.; MIRANDA, J. M.; CHIERICI, F. & ZITELLINI, N. (2003) – New study of the 1755 earthquake source based on multi-channel seismic survey data and tsunami modeling. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, 333-340.
- BIRD, P. (1999) – Thin-plate and thin-shell finite element programs for forward dynamic modeling of plate deformation and faulting. *Comp. Geosci.*, 25: 383-394.
- BORGES, J. F.; FITAS, A. J. S.; BEZZEGHOUD, M. & TEVES-COSTA, P. (2001) – Seismotectonics of Portugal and its adjacent Atlantic area. *Tectonophysics*, 337, 373-387.
- CABRAL, J. (1995) – Neotectónica em Portugal Continental. *Mem. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, 31, 265 p.
- CABRAL, J. & RIBEIRO, A. (1989) – Incipient subduction along the West-Iberia continental margin. In: Abstracts, 28th International Geological Congress, Washington, D. C.; USA, 1/3, 223 p.
- CARRARA G.; MATIAS L.; GEISSLER, W.; D'ORIANO F. & NEAREST WORKING GROUP (2008) – NEAREST 2008 Cruise Preliminary Report r/v Urania, 1st Aug 2008 - 4th Sept 2008, <http://nearest.bo.ismar.cnr.it>
- CARRILHO, F. (2005) – Estudo da Sismicidade da Zona Sudoeste de Portugal Continental. Dissertação de mestrado, Fac. Ciências da Univ. de Lisboa, 160 p.
- CARRILHO, F.; TEVES-COSTA, P.; MORAIS, I.; PAGARETE, J. & DIAS, R. P. (2004) – GEOALGAR Project: First Results on Seismicity and Fault-plane Solutions. *Pure appl. Geophys.*, 161, 589-606.
- CARVALHO, J.; TORRES, L.; ROCHA, R.; DIAS, R. & MENDES-VICTOR, L. (2006) – A Geophysical Study of the S. Marcos-Quarteira Fault, Portugal. *Journal Applied Geophysics*, Vol. 60, 2, 153-164.
- CARVALHO, J. G.; RAMALHO, E. C.; DIAS, R. & PINTO, C. (2007) – Characterization of Active Faults in the Algarve. *Eos Trans. AGU*, 88 (52), Fall Meet. Suppl., Abstract NS11D-0795.

CAPÍTULO 2 SISMOTECTÓNICA DO ALGARVE

- CUNHA, T.; MATIAS, L. M.; TERRINHA, P.; NEGREDO, A.; ROSAS, F.; FERNANDES, R. & PINHEIRO L.M. (2009) – Assessing the recurrence period of large earthquake and tsunami in the Gulf of Cadiz and SW Iberia Margin using thin-sheet neotectonic modelling. European Geosciences Union, General Assembly, Vienna, Austria, 19 – 24 April 2009. Poster.
- DIAS, R. P. (2001) – Neotectónica da Região do Algarve. Dissertação de doutoramento, Fac. Ciências, Univ. Lisboa, 369 p.; pol..
- DIAS, R. P. & CABRAL, J. (2000) – Evidências de Paleosismicidade na região do Algarve. Resumos, 2ª Assembleia Luso Espanhola de Geodesia e Geofísica, Lagos, 143-144.
- DIAS R. P. & CABRAL, J. (2002) – Neotectónica da região do Algarve. Comun. Inst. Geol. e Mineiro, t. 89, 193-208.
- DIAS, R. P.; CABRAL, J. & TERRINHA, P. A. (1999) – Sismotectónica da Região de Faro. 4º Encontro Nacional sobre Sismologia e Engenharia Sísmica, Sísmica 99, 28-30 de Outubro de 1999, Edt. Carlos A. P. Martins, Faro, 11-18.
- DIAS, R. P.; CABRAL, J. & PENA REIS, R. (2004) – Paleoseismites and structures related to karst evolution in the Algarve region. In: Dinis, J. L. and Proença Cunha, P. (eds): Cretaceous and Cenozoic Events in West Iberia Margins. 23rd Meeting of Sedimentology, Coimbra, 2004, Field Trip Guidebook, vol. 2, 73-91.
- DUARTE, J.C.; VALADARES, V.; TERRINHA, P.; ROSAS, F.; ZITELLINI, N. & GRÀCIA, E. (IN PRESS) – Anatomy and tectonic significance of WNW-ESE and NE-SW lineaments at a transpressive plate boundary (Nubia-Iberia). Trabajos de Geología.
- GRÀCIA, E.; DANOBEITIA, J.; VERGÉS, J.; CORDOBA, D. & TEAM, P. (2003) – Mapping active faults offshore Portugal (36°N–38°N): implications seismic hazard assessment along the southwest Iberian margin. *Geology* 31 (1): 83-86.
- GUTSCHER, M. A.; MALOD, J.; REHAULT, J. P.; CONTRUCCI, I.; KLINGELHOEFER, F.; MENDES-VICTOR, L. & SPAKMAN, W. (2002) – Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology* 30(12): 1071-1074.
- KULLBERG, J. C.; PAIS, J. & MANUPPELLA, G. (1992) – Aspectos gerais da tectónica alpina no Algarve. *Ciências da Terra*, Lisboa, n.º 11, 293-302.
- MANIGHETTI, I.; CAMPILLO, M.; BOULEY S.; & COTTON F. (2007) – Earthquake scaling, fault segmentation and structural maturity. *Earth Plan. Sci. Lett.*: 429-438.
- MANUPPELLA, G. (1988) – Litoestratigrafia e Tectónica da Bacia Algarvia. *Geonovas*, Lisboa, vol. 10, 67-71.
- MANUPPELLA, G. (COORDENADOR) (1992) – Carta Geológica da Região do Algarve, escala 1/100 000, Notícia Explicativa. *Serv. Geol. Port.*; Lisboa, 15 p.
- MANUPPELLA, G.; MARQUES, B.; RAMALHO, M. & ROCHA, R. B. (1987) – Le jurassique de L'Algarve; stratigraphie et évolution sédimentaire. 2nd Intern Symp. Jurassic Stratigraphy, Excursion C, September, 19-21, Lisboa, 3-33.
- MANUPPELLA, G. & DIAS R. (1992) – Tectónica das bacias sedimentares Meso-Cenozóicas, Bacia Algarvia. In: Oliveira J. T. (coord.), *Carta Geológica de Portugal*, Folha 8. *Serv. Geol. Port.*, Lisboa.
- MCKENZIE, D.P. (1970) – Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature (London)* 226 (5242), 239–243.
- MEDIALDEA, T.; VEGAS, R.; SOMOZA, L.; VAZQUEZ, J.T.; MALDONADO, A.; DIAZ-DEL RIO, V.; MAESTRO, A.; CORDOBA, D. & FERNANDES-PUGA, M.C. (2004) – Structure and evolution of the "Olistostrome" complex of the Gibraltar Arc in the Gulf of Cádiz (eastern Central Atlantic): evidence from two long seismic cross-sections. *Marine Geology*, 209 (1-4), 173-198.
- MOREL, J.L. & MEGHRAOUI, M. (1996) – Goringe–Alboran–Tell tectonic zone; a transpression system along the Africa–Eurasia plate boundary. *Geology (Boulder)* 24 (8), 755–758.
- MOURA, D. (1998) – Litoestratigrafia do Neogénico Terminal e Plistocénico, na Bacia Centro-Algarve, evolução paleoambiental. Dissertação de doutoramento, Universidade do Algarve, Faro, 256 p., pol.
- MOURA, D. & BOSKI, T. (1999) – Unidades litoestratigráficas do Pliocénico e Plistocénico no Algarve. *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, t. 86, 85-106.
- RESSURREIÇÃO, R. (2009) – Estudos de Neotectónica na falha de Carcavai (Algarve): contribuição para a caracterização desta estrutura e de paleossismos prováveis associados. Dissertação de mestrado, Universidade de Lisboa, Portugal, 121 p., pol.
- PURDY, G.M., (1975) – The eastern end of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Gophys. J.R. Astr.Soc.*, 43, 973-1000.
- RIBEIRO, A. (2002) – Soft Plate and Impact Tectonics. Springer Verlag, 324 p.
- RIBEIRO, A.; CABRAL, J.; BATISTA, R. & MATIAS, L. (1996) – Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, 15, (2), 641-659.
- RODRÍGUEZ PASCUA, M. A. (1998) – Paleosismicidad en emplazamientos nucleares (estudio en relación con el cálculo de la peligrosidad sísmica). Consejo de Seguridad Nuclear, Madrid, 286 p.
- ROSAS, F.M.; DUARTE, J.C.; TERRINHA, P.; VALADARES, V. & MATIAS, L. (2009) – Morphotectonic characterization of major bathymetric lineament in NW Gulf of Cadiz (Africa-Iberia plate boundary): insights from analogue modelling experiments. *Marine Geology*, 261, 33-47.
- SARTORI, R.; TORELLI, L.; ZITELLINI, N.; PEIS, D. & LODOLO, E. (1994) – Eastern segment of the Azores-Gibraltar Line (Central-Eastern Atlantic): an oceanic plate boundary with diffused compressional deformation. *Geology*, v. 22, 555-558.
- SLEMMONS D. B. (1977) – Faults and earthquake magnitude. U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Experimental Station, Miscellaneous Papers S-73-1, Report 6, 1-129 p..
- STERLING, M.; RHOADES, D. & BERRYMAN, K. (2002) – Comparison of earthquakes scaling relations derived from data of the instrumental and preinstrumental era. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 2: 812-830.
- TERRINHA, P. A. G. (1998) – Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal. PhD Thesis, Imperial College, London, 430 p. pol.
- TERRINHA, P.; DIAS, R. P. & CABRAL, J. (1998) – Neogene and Quaternary evolution of the South Portugal margin. *Actas do V Congresso Nacional de Geologia (Resumos alargados)*, Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro, T. 84, Fasc. I, D-81-D-84.
- TERRINHA, P.; DIAS, R. P.; RIBEIRO, A. & CABRAL, J. (1999) – The Portimão Fault, Algarve Basin, South Portugal. *Com. Inst. Geo. Min.*; Lisboa t. 86, 107-120.
- TERRINHA, P.; PINHEIRO, L. M.; HENRIET, J.-P.; MATIAS, L.; IVANOV, M. K.; MONTEIRO, J.H., AKHMETZHANOV, A.; VOLKONSKAYA, A.; CUNHA, T.; SHASKIN, P.; ROVERE, M. & THE TTR10 SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (2003) – Tsunamigenic-seismogenic structures, neotectonics, sedimentary processes and slope instability on the southwest Portuguese Margin. doi:10.1016/S0025-3227(02)00682-5. *Marine Geology* 3266 1-19.

TERRINHA, P.; ROCHA, R.; REY, J.; CACHÃO, M.; MOURA, D.; ROQUE, R.; MARTINS, L.; VALADARES, V.; CABRAL, J.; AZEVEDO, M. R.; BARBERO, L.; CLAVIJO, E.; DIAS, R. P.; GAFEIRA, J.; MATIAS, H.; MADEIRA, J.; MARQUES DA SILVA, C.; MUNHÁ, J.; REBELO, L.; RIBEIRO, C.; VICENTE, J. & YOUNBI, N. (2006) – A Bacia do Algarve: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. Em: Geologia de Portugal no contexto da Ibéria, (Dias R.; Araújo, A.; Terrinha, P. e Kullberg, J. C., Editores), Univ. Évora, 247-316.

TERRINHA, P.; MATIAS, L.; VICENTE, J.; DUARTE, J.; LUÍS, J.; PINHEIRO, L.; LOURENÇO, N.; DIEZ, S.; ROSAS, F.; MAGALHÃES, V.; VALADARES, V.; ZITELLINI, N.; ROQUE, C.; MENDES VÍCTOR L. & MATESPRO TEAM (2009) – Morphotectonics and strain partitioning at the Iberia–Africa plate boundary from multibeam and seismic reflection data, Mar. Geol.

TORELLI, L.; SARTORI, R. & ZITELLINI, N. (1997) – The giant chaotic body in the Atlantic Ocean of Gibraltar: new results from a deep seismic reflection survey. Marine and Petroleum Geology 14, 125-138.

TORTELLA, D.; TORNE, M. & PÉREZ-ESTAÚN, A. (1997) – Geodynamic evolution of the eastern segment of the Azores-Gibraltar Zone: the Gorringe bank and the Gulf of Cadiz Region. Mar. Geophys. Res. 19, 211-230.

WELLS, D. L. & COPPERSMITH, K. J. (1994) – New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. Seismological Society of America Bulletin, v. 84 (4), 974-1002.

ZITELLINI, N.; CHIERICI, F.; SARTORI, R. & TORELLI, L. (1999) – The tectonic source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunamis. Annali di Geofisica, 42 (1), 49-55.

ZITELLINI, N.; MENDES, L.A.; CORDOBA, D.; DANOBEITIA, J.; NICOLICH, R.; PELLIS, G.; RIBEIRO, A.; SARTORI, R.; TORELLI, L.; BARTOLOMÉ, R.; BORTOLUZZI, G.; CALAFATO, A.; CARRILHO, F.; CASONI, L.; CHIERICI, F.; CORELA, C.; CORREGGIARI, A.; DELLA VEDOVA, B.; GRACIA, E.; JORNET, P.; LANDUZZI, M.; LIGI, M.; MAGAGNOLI, A.; MAROZZI, G.; MATIAS, L.; PENITENTI, D.; RODRIGUEZ, P.; ROVERE, M.; TERRINHA, P.; VIGLIOTTI, L. & ZAHINOS-RUIZ, A. (2001) – Source of 1755 Lisbon earthquake and tsunamis investigated, EOS, Transactions, Am. Geophys. Union, 82, 26, 282-285.

ZITELLINI, N.; ROVERE, M.; TERRINHA, P.; CHIERICI, F.; MATIAS, L. & BIGSETS TEAM (2004) – Neogene through Quaternary Tectonic reactivation of SW Iberian passive margin. Pure appl. Geophys.; 161, 565-587.

ZITELLINI, N.; GRÁCIA, E.; MATIAS, L.; TERRINHA, P.; ABREU, M. A.; DEALTERIIS, G.; HENRIET, J.-P.; DANOBEITIA, J. J.; MASSON, D. G.; MULDER, T.; RAMELLA, R.; SOMOZA, L. & DIEZ, S. (2009) – The quest for the Africa-Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar, Earth and Planetary Science Letters, 28 p.

CAPÍTULO 3

SISMICIDADE

Carrilho, F. | Pena, J. A. | Nunes, J. C.
Departamento de Sismologia e Geofísica, Instituto de Meteorologia, I.P.

Nunes, J. C.
Aposentado, Instituto de Meteorologia, I.P.