

A fronteira de placas litosféricas África-Ibéria e a fonte do sismo de Lisboa de 1755

Pedro Terrinha

(Faculdade de Ciências da Univ. Lisboa /LATTEX)

1. FRONTEIRAS DE PLACAS: TIPOS E EXEMPLOS

A Terra é constituída por uma série de envolventes aproximadamente concêntricas, a mais externa das quais, se designa por litosfera. Segundo os paradigmas da tectónica de placas litosféricas e da deriva dos continentes, a litosfera é constituída por uma série de placas de contornos irregulares, geralmente muito mais vastas em comprimento e largura do que em espessura. Porque a Terra possui internamente fontes de calor (remanescente e de decaimento radioactivo) cujo gradiente é suficientemente forte para impedir a coalescência contínua e estável entre as placas litosféricas, estas movem-se de modo a poder acomodar a libertação do calor interno da Terra, por via de fusão do manto sub-litosférico, crescendo novo material litosférico nas zonas de ruptura e fusão. Este processo obriga a que as placas se fracturem e se afastem para que o novo material ascenda. A litosfera crescida é de natureza peridotita e basáltica, mais densa do que a litosfera dos continentes, por isso com menor flutuabilidade sobre a astenosfera, o que faz com que a nova litosfera criada gere zonas altimétricamente deprimidas, sobre as quais se encontram os oceanos, por isso designando-se litosfera oceânica. As zonas de acreção litosférica provocam o afastamento das placas e possuem relevo submarino positivo por serem menos densas que a restante litosfera oceânica que, à medida que se afasta, arrefece, aumentando de densidade, espessando-se e, consequentemente afundando-se mais na astenosfera. Estes limites designam-se divergentes, porque as placas se afastam mutuamente e construtivos porque é criada nova litosfera (ex.: as dorsais ou cristas médias oceânicas).

As zonas de transição da litosfera oceânica para litosfera continental (TCO, transição continente-oceano) estabeleceram-se onde se geraram as zonas de ruptura continental aquando da fracturação dos continentes(ex.: Pangea no fim do Paleozóico). Estas zonas já não constituem limites litosféricos activos, fazendo parte das margens continentais tectonicamente inactivas, normalmente designadas por *margens passivas* (ex.: a margem oeste ibérica e a equivalente norte-americana).

De modo a manter a volumetria do esferoide terrestre, as zonas de alastramento ou construtivas têm que ser compensadas por zonas de encurtamento ou destrutivas. Estas podem ser de vários tipos, consoante os tipos de litosfera que se aproximam relativamente. Para uma zona destrutiva acomodar destruição à escala do tempo geológico (i.e. dos ciclos de Wilson) e com uma taxa apreciável (i.e. de modo a poder significativamente compensar o alastramento das dorsais oceânicas), o mecanismo consiste na destruição ou consumo da litosfera oceânica criada em zonas, ao longo das quais a estas placas retornam ao manto astenosférico e sub-astenosférico, as *zonas de subducção*. Estas subductam a litosfera oceânica sob litosfera continental ou também sob litosfera oceânica. As zonas de colisão intra-continental devido à flutuabilidade dos continentes e ao sobre-espessamento da litosfera continental durante a colisão orogénica, não geram zonas de subducção com taxas de consumo e tempos de vida comparáveis às anteriores (ex.: colisão do Himalaias).

As zonas de contacto entre placas litosféricas em que não existe acreção nem destruição significativas designam-se *conservativas* e o movimento relativo entre as mesmas é essencialmente paralelo e em sentido contrário, gerando assim longuíssimas zonas de falhas de desligamento (Zona de Fractura Açores-Gibraltar, Falha de Santo André). Consoante a deformação desligante tenha associada uma componente de encurtamento ou de distensão, o regime tectónico designa-se por transpressivo ou transtensivo, respectivamente. A passagem entre o regime tectónico transtensivo para transpressivo, observa-se actualmente no limite ocidental entre as placas África e Eurásia, ao longo da Zona de Fractura Açores-Gibraltar (ZFAG).

2. A FRONTEIRA DE PLACAS AÇORES-GIBRALTAR ACTUAL LIMITE OCIDENTAL ÁFRICA-EURÁSIA

As pistas objectivas para compreender o limite de placas litosféricas África-Eurásia, desde os primórdios da sua individualização têm de ser procurados no registo geológico a ocidente da cintura orogénica alpina, ou seja a oeste do arco orogénico de Gibraltar. Este registo pode portanto ser procurado ou no extremo sudoeste ibérico, ou no noroeste de Marrocos e, na transição entre as duas regiões, com a dificuldade acrescida de que nesta última as evidências se encontram não apenas submersas, como ainda soterradas sob quilómetros de sedimentos pós-rifting mesozóico. Segue-se uma breve síntese dos estádios de deformação associados ao rifting mesozóico pós-rifting meso-cenozóico, baseada em geologia de terra emersa da Bacia Algarvia (compatível com observações equivalente no Alto Atlas) e no offshore da Margem Continental Sul Portuguesa (*Terrinha, 1998 e Terrinha et al., 2002*).

2.1. Estádio I: rifting inicial Triásico

A estreita franja de sedimentos triásicos e da transição triásico-jurássica não deixa grande espaço de observação. Contudo os trabalhos realizados por *Palain (1975)* e vários autores que se dedicaram à cartografia geológica da Bacia Algarvia parecem mostrar que a drenagem sedimentar continental anterior à invasão marinha da margem algarvia se operava no sentido de nordeste para sudoeste, ou seja, sugerindo que o depocentro triásico se situava para sudoeste da margem continental portuguesa. Como esta direcção é perpendicular à direcção das estruturas orogénicas paleozóicas, pode sugerir-se que este depocentro inicial estivesse associado a um ponto triplo litosférico a oeste do Algarve e que a distensão estivesse a ser acomodada pelo colapso das estruturas de empilhamento orogénico paleozóicas; isto é a zona de colisão varisca (ou hercínica) que tinha edificado uma cordilheira pelo empilhamento de blocos litosféricos ao longo de cavalgamentos, estaria no triásico a colapsar, funcionando os cavalgamentos como falhas distensivas.

2.2. Estádio II: rifting Jurássico-Cretácico

Durante o Jurássico e o Cretácico, o depocentro da Bacia Algarvia deslocar-se-ia para oriente, o que nos é revelado pelo extraordinário sobreessamento das séries sedimentares destas idades no Algarve oriental (> 4km) em comparação com as do Algarve ocidental (~0,5km). Este facto coaduna-se com as evidências de que o oceano Tétis se expandiu de oriente para ocidente segundo as coordenadas actuais. E que o ponto triplo a sudoeste de Portugal desenvolveu principalmente os seus ramos de tendência N-S e que vieram a dar origem ao Oceano Atlântico. O ramo de tendência E-

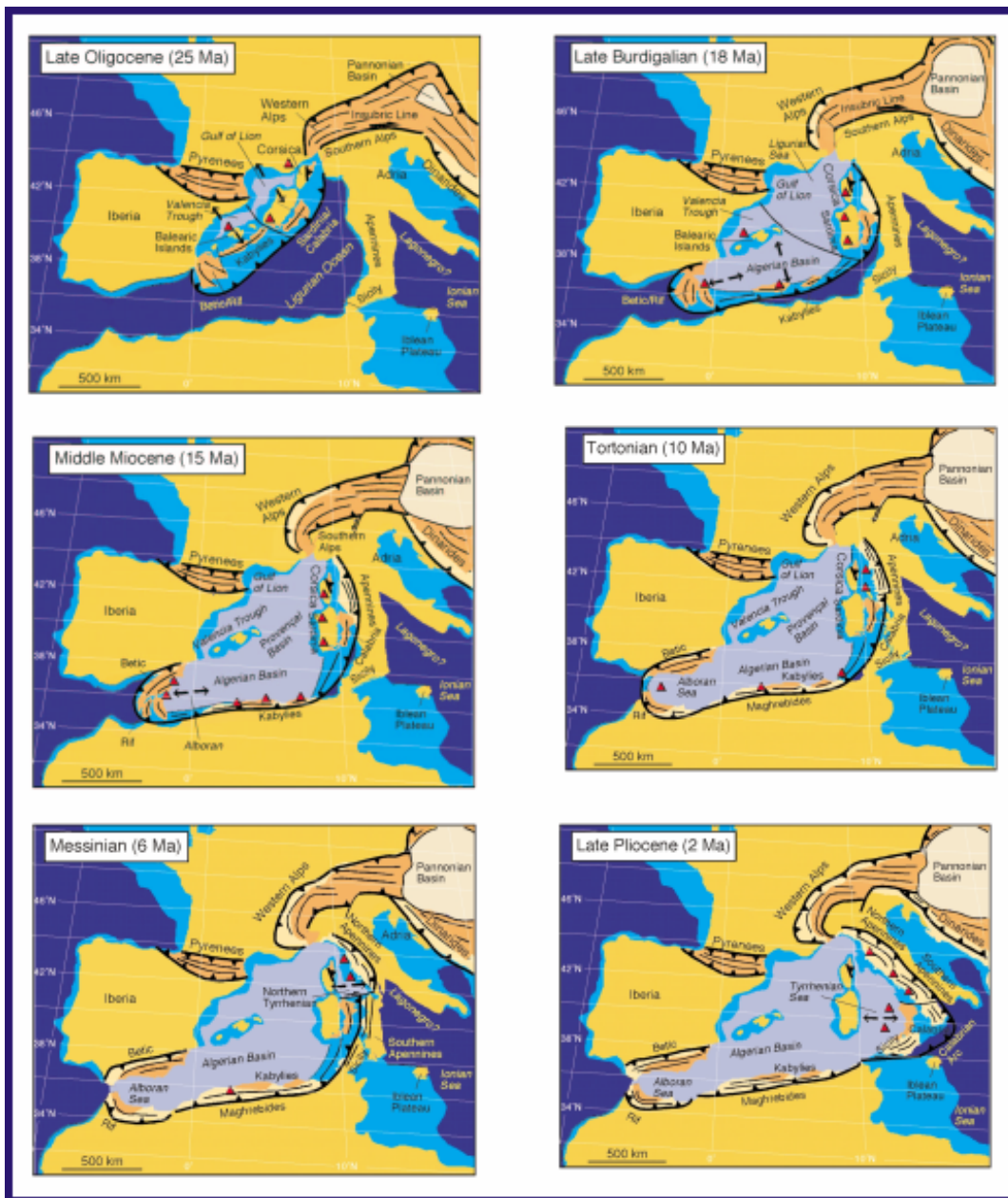


Figura 2 – Reconstituição da evolução tectónica do Mediterrâneo Ocidental desde o Oligocénico superior até ao Pliocénico superior. Desde o Oligocénico que a zona de subducção situada próximo da margem sul da Europa se retirou progressivamente para Oeste até atingir a sua configuração final no Arco da Calábria, Norte de África e Arco de Gibraltar. Esta migração envolveu um processo de *roll-back* que desencadeou o desenvolvimento de bacias *back-arc*. A distensão associada a este mecanismo iniciou-se no Oligocénico superior, conduzindo à formação de bacias *back-arc* no Golfo de Lion, no mar Liguriano, e na Fossa de Valência. No Miocénico inferior, a formação de bacias *back-arc* propagou-se para as bacias da Provença, Argélia e Alboran. No Miocénico superior começou a distensão no Mar Tirreno. (Extraída de Rosenbaum *et al.*, 2002).

A partir do Cenomaniano (~92Ma), base do Cretácico inferior, a África iniciou uma rotação anti-horária do seu movimento em relação à Ibéria, deslocando para NE, e continuando a rotação do seu vector de movimento no sentido anti horário, até aos nossos dias; actualmente a África desloca-se para WNW em relação à Ibéria. O primeiro resultado desta mudança foi o fim do regime de transtensão sentido na margem sul Portuguesa, provavelmente responsável do fim da subsidência da Bacia Algarvia e continuidade da sedimentação associada. Efectivamente, os sedimentos mesozóicos mais antigos encontrados no Algarve são de idade cenomaniana. Verifica-se também, que as estruturas compressivas na Bacia Algarvia, são na sua maioria pré-miocénicas e, de muito maior envergadura do que as pós-miocénicas.

O Paleogénico, ainda que ausente na área emersa, foi reconhecido em sondagens na área imersa e, perfis sísmicos de reflexão permitem pôr em evidência dobramentos pré-paleogénicos e pós-paleogénicos-ante-miocénicos.

No Miocénico, altura em que a deformação compressiva se torna mais importante no maciço central português (*pop-up* da serra da Estrela) e na Bacia Lusitânica (serra e cadeia de cavalgamentos da Arrábida) a deformação compressiva na Bacia Algarvia é praticamente inexistente. Contudo, na área imersa a sul do Banco do Guadalquivir (este monte submarino limita a sul, aproximadamente a 100km de Faro) a Bacia Algarvia, verifica-se que a compressão Miocénica continuou activa, assim como até à actualidade (figura 2).

2.4. Estádio IV: o Presente

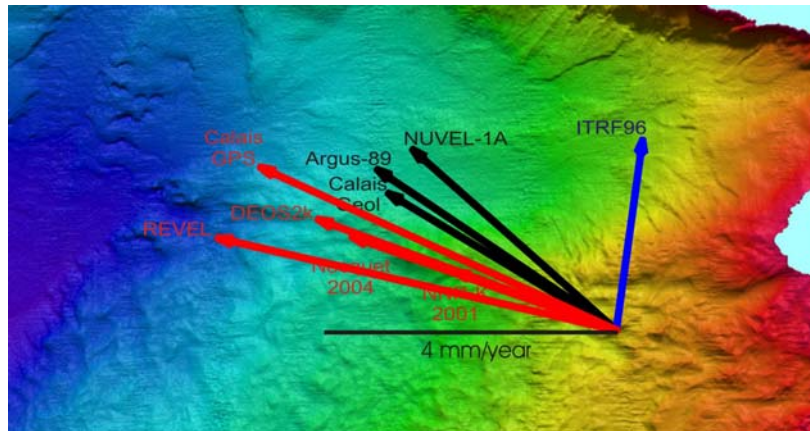
Hoje em dia podem realizar-se diferentes aproximações para tentar entender a dinâmica geológica dos limites de placas, desde conceptualizações teóricas ou experimentais, a observações e medições práticas de índole geológica, geofísica ou geodética. Aqui apresentam-se seguidamente três exemplos destes tipos de observações e que basicamente nos confirma de diferentes maneiras que o limite entre a África NW e a Ibéria SW é activo (figuras 3 e 4).

3. O campo de tensões, a cinemática de placas e as estruturas geológicas activas

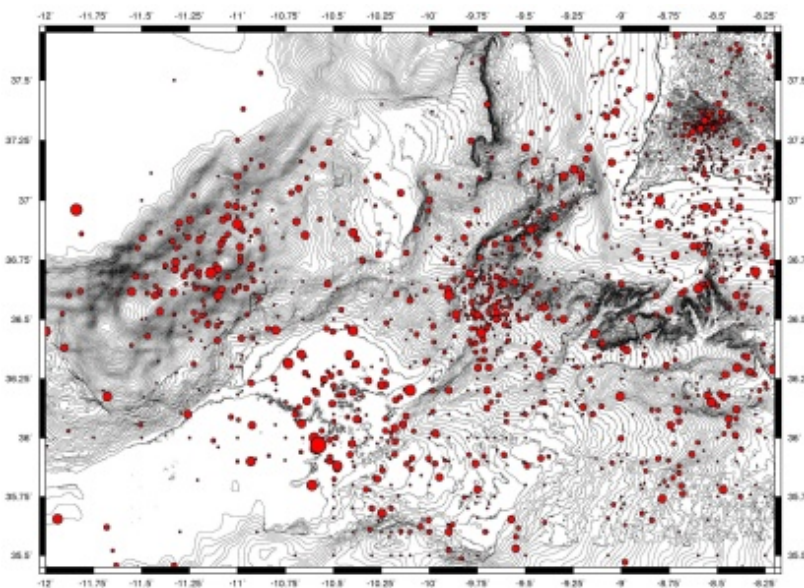
O sismo de Lisboa de 1 de Novembro de encerra em si o paradoxo de ter libertado uma quantidade de energia de tal modo elevada que sismos de magnitude semelhante ($M \sim 8,5$) apenas costumam ocorrer em limites litosféricos extremamente activos, como por exemplo o de Sumatra a 26 de Dezembro de 2004. Um sismo desta magnitude requer uma superfície de ruptura muito grande, associada a um importante deslocamento ao longo do plano de falha. A estrutura tectónica de maior envergadura na margem portuguesa é indubitavelmente o Banco de Gorringe, por isso a fonte sismogénica inicialmente e, durante décadas, proposta para este evento. Contudo, perfis sísmicos de reflexão através desta estrutura sugerem que ela não esteja já em actividade, o que é compatível com a distribuição da sismicidade, que revela esta região não ser mais activa do que outras situadas mais a sul ou mais a leste, no Golfo de Cadiz. Modelos numéricos de modelação do tsunami deste evento sugeriram uma fonte localizada mais perto da margem portuguesa e com uma orientação N-S (Baptista *et al.*, 1998). Em 1992, a campanha ARRIFANO, decorrendo a bordo do N/O Urania adquiriria um perfil sísmico de reflexão (um tipo de corte acústico na crosta terrestre) paralelo à orientação da compressão máxima calculada, gerada pela colisão das placas africana e eurasiática. O que se obteve foi uma imagem magnífica de uma estrutura até então desconhecida,

uma falha cavalgante, tal como a do Banco de Gorringe, sobre a qual se ergue uma estrutura crustal deformada, de aproximadamente 1500 metros de altura, a Falha Marquês de Pombal (Zitellini *et al.*, 1999).

Figura 3- Cinemática e sismotectónica do limite de placas África-Ibéria



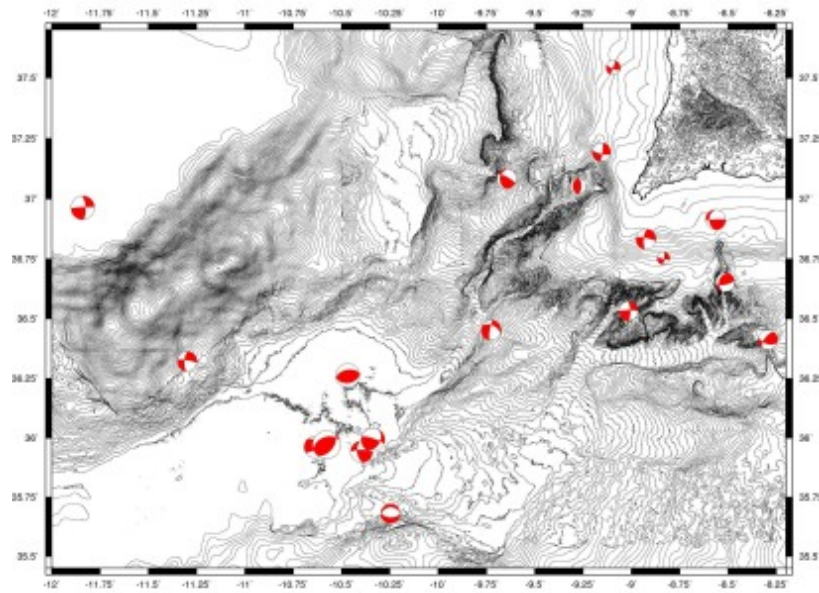
a) Modelos cinemáticos do movimento relativo entre a Núbica e a Eurásia.



b) A actividade sísmica instrumental desde 1964 é dominada pelo evento de 1969 (M=8) na Planície Abissal da Ferradura

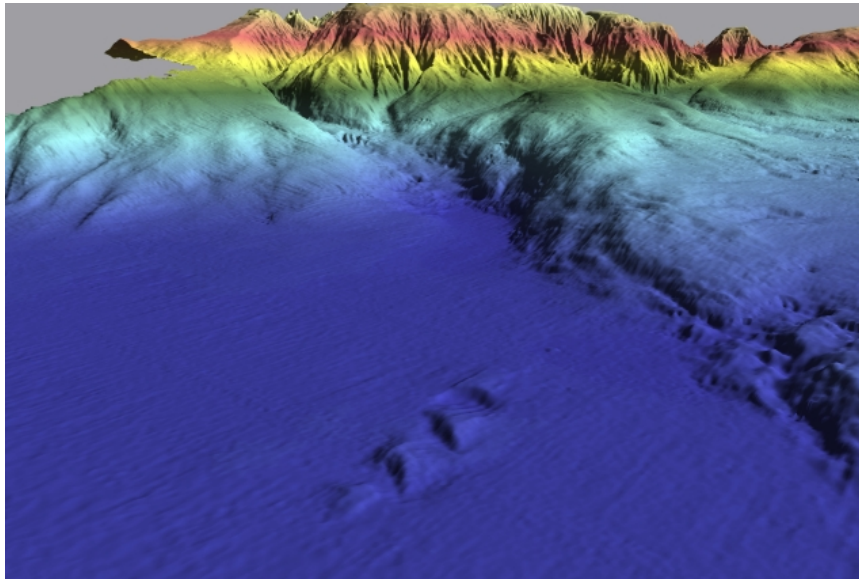
Embora a envergadura vertical e horizontal desta estrutura sejam evidentemente bastante inferiores à de Gorringe, toda a análise daquele perfil sísmico de reflexão apontava para que a Falha Marquês de Pombal seja activa, hoje, ou seja, aquela poderia ter sido a fonte do sismo de 1755, ao contrário do que se observava no flanco norte de Gorringe. Outras estruturas tectonicamente activas ainda de maior envergadura foram encontradas numa campanha posterior, em 1998, do projecto BIGSETS (Big Sources for Earthquake and Tsunamis, Zitellini *et al.*, 2001), como a Falha da Ferradura, bordejando a Planície Abissal da Ferradura (Gracia *et al.*, 2003; Terrinha *et al.*, 2003; Zitellini *et al.*, 2004).

Em 2004, a bordo do N/O D. Carlos I, realizou-se uma campanha de levantamento batimétrico multi-feixe, que permitiu a visualização de estruturas de deformação tectónica na zona do limite de placas Ibéria-África.



c) Mecanismos focais. Principalmente mostrando movimentações em falhas de deslizamento e cavalgamento consistentes com uma compressão N60W.

Fig. 4- Estruturas de deformação activas do limite de placas África-Ibéria



a) A escarpa de falha do bordo NE da Planície Abissal da Ferradura no offshore SW de Portugal. Imagem tridimensional elaborada a partir de batimetria multifeixe (projecto MATESPRO 2004). Comprimento total da escarpa na imagem é de aproximadamente 40km.

Não obstante estes avanços, clarificação e descrição de estruturas activas e sismogénicas, apareceram outros trabalhos reveladores de estruturas de grande magnitude nesta região de Golfo de Cadiz e Gibraltar. *Gutscher et al. (2002)* apresentam evidências de tomografia sísmica para a existência de uma zona de subducção com laje (slab) superior a 700km sob o Arco de Gibraltar, mergulhando de oeste para leste (fig. 4). A discussão sobre a deformação e sismogénese nesta região é dinâmica, pois não existindo motivos para descrença nos dados apresentados, residindo pois as discordâncias, na interpretação dos mesmos e dos seus significados cinemáticos e cronológicos.

Outros autores há ainda, que não se comprometendo com a localização da fonte sismogénica no SW de Portugal, atribuem a destruição de Lisboa durante o sismo de 1/11/1755 a um evento sísmico múltiplo (*Vilanova et al., 2003*)

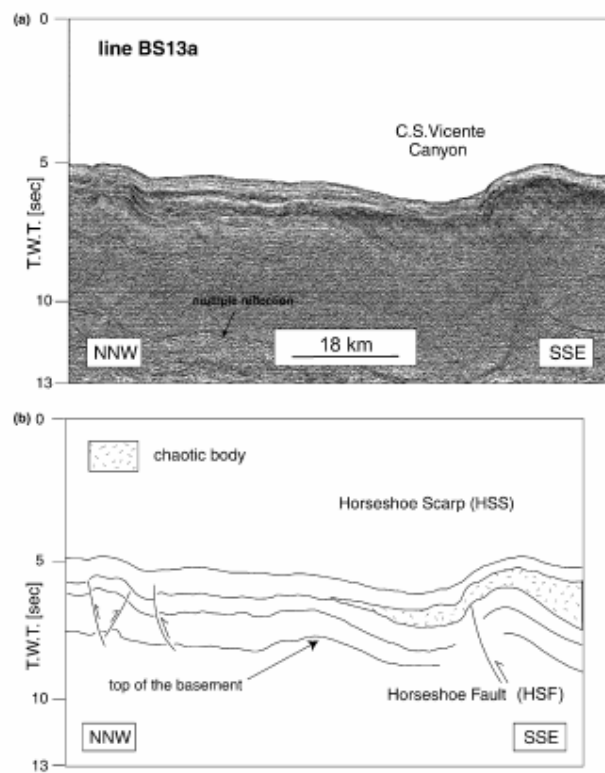


Figure 8
a) Time migration of line BS13a showing the northern termination of the Horseshoe Scarp and associated Fault (HSS and HSF), for location of the line see Figure 2. b) Interpretative sketch of the seismic line.

b) O cavalgamento que originou a escarpa na figura anterior; trata-se duma falha activa no Presente, de qcordo com esta interpretação.

Referências bibliográficas

Baptista, M.A., Miranda, P. M. A., Mendes Victor, L.,1998a. Constraints on the source of the 1755 Lisbon tsunami inferred from numerical modelling of historical data. *Journal of Geodynamics*, 25 (2), 159-174.

- Gracia, E., Danobeitia, J. J., Verges, J., Cordoba, D., and Parsifal Cruise Party (2003). Mapping Active Faults at the SW Iberia Margin (38_–36_) from High-resolution Swath-Bathymetry Data. Implications for Earthquake Hazard Assessment, *Geology* 31(1), 83–86.
- Gutscher M.-A., J. Malod, J.-P. Rehault, I. Contrucci, F. Klingelhoefer, W. Spakman, L. Mendes-Victor (2002). Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*; December 2002; v. 30; no. 12; p. 1071–1074.
- Palain, C., Une série détritique terrigène, les "Grès de Silves": Trias et Lias Inférieur du Portugal, *Ser. Geol. Portugal, Memória n° 25, Lisboa, p. 377, 1976.*
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359 (1-2):117-129. 2002
- Vilanova, S.P., Nunes, C.F., and Fonseca, J.F.B.D. Lisbon 1755: A Case of Triggered Onshore Rupture? *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 93, No. 5, pp. 2056–2068, October 2003.
- Terrinha, P., Pinheiro, L. M., Henriët, J.-P., Matias, L., Ivanov, M. K., Monteiro, J.H., Akhmetzhanov, A., Volkonskaya, A., Cunha, T., Shaskin, P., Rovere, M., and the TTR10 Shipboard Scientific Party; Tsunamigenic-seismogenic structures, neotectonics, sedimentary processes and slope instability on the southwest Portuguese Margin. *Marine Geology*, 2003.
- Zitellini, N., Chierici, F., Sartori, R., Torelli, L., 1999. The tectonic source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunamis. *Annali di Geofisica*, V. 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 Tsunami Investigated. *EOS, transactions, American Geophysical Union*. Volume 82, Number 26, June 26.
- Zitellini, N., Rovere, M., Terrinha, P., Chierici, F., Matias, L. and BIGSETS Team (2004) – Neogene through Quaternary tectonic reactivation of the SW Iberian passive margin. *Pure and Applied Geophysics*, 161, pp 565-587

Agradecimentos

Agradeço a cedência de figures aos colegas Luís Matias (FCUL), Cristina Roque (INETI), Carlos Ribeiro (Univ. Évora) e tenente Lobo (Instituto Hidrográfico).