

SOBRE AS FONTES DO TSUNAMI DE 1755: RESULTADOS PRELIMINARES DA PROPAGAÇÃO NO ESTUÁRIO DO TEJO

ABOUT THE 1755 TSUNAMI SOURCE: PRELIMINARY RESULTS OF THE TAGUS ESTUARY PROPAGATION

Baptista, Maria A., *ISEL, Universidade de Lisboa-CGUL-IDL, Lisboa, Portugal, MABaptista@sa.isel.ipl.pt*

Luis, Joaquim F., *Universidade do Algarve-CIMA, Faro, Portugal, jluis@ualg.pt*

Soares, Pedro M. M., *ISEL, Universidade de Lisboa-CGUL-IDL, Lisboa, Portugal, pmsoares@c.ul.pt*

RESUMO

O tsunami gerado pelo sismo de 1 de Novembro de 1755 é um dos eventos históricos melhor documentados. A discussão da localização e do mecanismo que lhe deu origem é ainda uma questão em aberto porque até agora nenhuma das soluções propostas explica de forma satisfatória o conjunto de observações do tsunami e as intensidades macrosísmicas deduzidas dos relatos históricos. Neste trabalho apresenta-se uma comparação, para o tsunami, das soluções propostas mais importantes: a solução Marquês de Pombal/Banco do Guadalquivir e a solução zona de subducção no Golfo de Cadiz. O impacto no estuário do Tejo de um fenómeno semelhante a 1755, teria hoje diferentes consequências uma vez que a costa se encontra densamente povoada. Apresentam-se aqui os resultados preliminares das zonas potenciais de inundação na região do estuário.

ABSTRACT

The tsunami generated by the 1755.11.01 earthquake is the biggest known event in SW Europe. However, the precise location of its main shock is still a matter of debate, mainly because up to the present, no candidate source has been able to justify seismic and tsunami descriptions in a satisfactory way. Tsunami modelling has proved to be an important tool to evaluate candidate sources. In this paper we present a comparison of the constrain on the earthquake source, obtained through tsunami modelling: The MPTF (Marquês de Pombal Thrust fault and the Cadiz subduction zone). This paper presents a comparison of different sources. The impact of 1755-like event in Tagus estuary, that is now densely populated, is analysed. Preliminary results of flood calculations along the estuary are presented.

1. INTRODUÇÃO

O sismo de Lisboa de 1 de Novembro de 1755 é talvez o evento histórico mais bem documentado. A magnitude do sismo é estimada em 8.75 e o tsunami que provocou devastou a costa portuguesa, o Golfo de Cadiz e o Norte de Marrocos. O tsunami atravessou todo o Atlântico tendo sido observado desde a Cornualha até ao norte de Marrocos na costa leste do Atlântico e nas Caraíbas e no Brasil na costa oeste, existindo relatos com valores significativos de “run-up”.

A fonte do sismo de 1755 tem sido objecto de vários estudos, que utilizaram a informação macrosísmica (Martinez Solares, 1979; Levret, 1991), a média das amplitudes observadas do tsunami (Abe, 1979), e ainda comparações com o sismo ocorrido a 28.02.1969 (Johnston, 1996). Todos estes estudos têm por base a hipótese de que os sismos de 1755 e de 1969 foram

gerados na mesma zona do oceano Atlântico, na Planície Abissal da Ferradura a sul do Banco do Gorringe (ver Fig. 1).

Uma aproximação diferente foi apresentada por Baptista (1998) e Baptista *et al.*(1998a, b) através da compilação da informação relativa ao tsunami: tempos de chegada, altura, número de ondas e polaridade da primeira chegada. A interpretação desta informação permite deduzir constrangimentos sobre a localização da fonte do tsunami e sobre o mecanismo que lhe deu origem.

Independentemente Zitellini *et al.* (1999), com base nos resultados de um levantamento sísmico multi-canal realizado em 1992, identificou uma grande estrutura compressiva 100km a oeste do Cabo de S. Vicente. Esta estrutura foi designada por Falha do Marquês de Pombal (FMP, ou em inglês Marquês de Pombal thrust fault, MPTF) e é compatível com a proposta de Baptista *et al.* (1998b).

Uma solução alternativa é apresentada por Gutscher (2002) com base nas imagens sísmicas da estrutura da crosta na região do Golfo de Cadiz. Os resultados da tomografia sísmica mostram a existência de um prisma de acreção que se sobrepõem a uma estrutura delgada que mergulha para leste por baixo do arco de Gibraltar. A modelação hidrodinâmica do tsunami é apresentada em Baptista e Gutscher (2002).

Finalmente importa referir a aproximação utilizada por Vilanova *et al.* (2003) que considera que o sismo principal provocou um segundo evento na região do Vale do Tejo, que seria o responsável pela forte destruição observada em Lisboa e por um fenómeno do tipo tsunami observado no estuário.

2. MODELAÇÃO DO TSUNAMI

2.1 Informação Histórica

A compilação das alturas de onda e tempos de percurso do tsunami à costa de Marrocos, Espanha e Portugal e ainda ao Reino Unido podem encontrar-se em Baptista *et al.*(1998, 2003). Esta compilação baseou-se essencialmente na interpretação de documentos originais e contemporâneos do sismo, provenientes de Portugal, Espanha, e Reino Unido. Os resultados mais importantes da modelação hidrodinâmica do tsunami encontram-se em Baptista *et al.* (1998b).

Quadro 1- Tempos de percurso à costa do tsunami de Lisboa de 1755

Localidade	Altura de onda (m)	Tempo de percurso (min)
Porto	1	não relatado
Figueira	não relatado	45±10
Oeiras	> 6	25±10
S. Vicente	> 10	16±7
Huelva		50±10
Cadiz	15	78±15
Porto Santo		60±15
Madeira	4	90±15
Safi	> 6	30±4

Para realizar estudos de propagação do tsunami é necessário calcular a perturbação inicial da superfície do oceano, que neste caso se considerou “espelhar” a deformação do fundo do oceano causada pelo sismo. Esta deformação é calculada utilizando as equações deduzidas, para um semi-espaco elástico, por Mansinha e Smiley (1971) e Okada (1985). Para cada uma das fontes proposta foi estudada a compatibilidade entre a geometria da fonte e o padrão das isossistas observadas para o sismo.

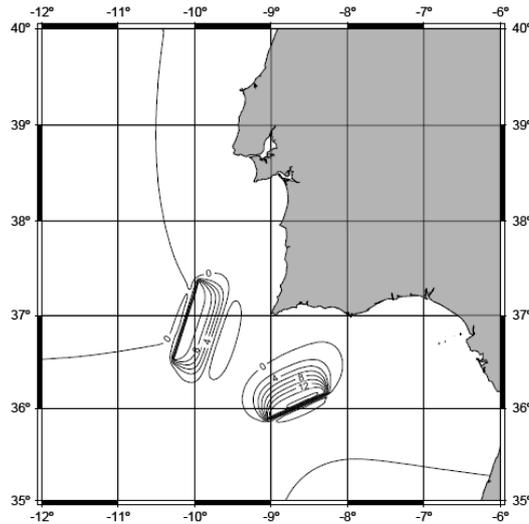


Figura 2 - Deslocamento inicial da superfície livre do oceano, devido à ruptura dos segmentos Marquês de Pombal e Guadalquivir (Baptista *et al.* 2003).

Os resultados desta simulação (Baptista *et al.*, 2003) mostram que esta solução produz um padrão de isossistas compatível com o observado (Fig. 3) e tempos de chegada satisfatórios.

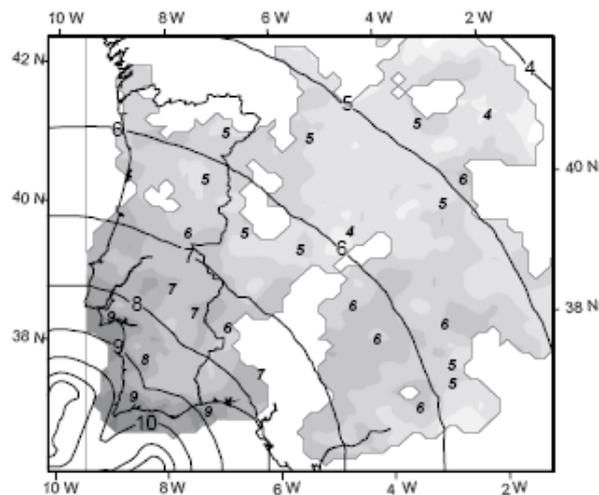


Figura 3 – Mapa de isossistas sintéticas produzido pela fonte FMP+GB (Baptista *et al.* 2003)

2.3 Bloco de Gibraltar

Uma proposta diferente foi apresentada por Gutscher (2002) que criticou a solução apresentada por Zitellini *et al.* (1999) devido à impossibilidade da estrutura Marquês de Pombal, por si só, justificar o momento sísmico correspondente a um sismo de magnitude 8.75.

A proposta de Gutscher (2002) é suportada por 2 factos: a baixa velocidade de convergência no extremo leste da fronteira de placas Núbia-Eurásia de cerca de 4 mm/ano (Argus *et al.*, 1989; Fernandes *et al.*, 2003), e pelos resultados da tomografia sísmica do Golfo de Cadiz, que mostram a existência de um prisma de acreção que se sobrepõe a uma estrutura delgada que mergulha para leste por baixo do arco de Gibraltar (Gutsher *et al.* 2002).

Neste caso a ruptura principal é representada por um segmento constituído por uma série de rectângulos que se distribuem entre 6.5 km e 24 km de profundidade. O ângulo de mergulho varia progressivamente de 2.5°, a 5° até 7.5°. °. A geometria da fonte é representada por um

plano de falha de dimensões 180 km (N-S) x 210 km (E-W), um deslocamento co-sísmico de 10 m e uma magnitude do momento 8.64. Esta fonte gera o deslocamento inicial da superfície livre apresentado na Figura 4.

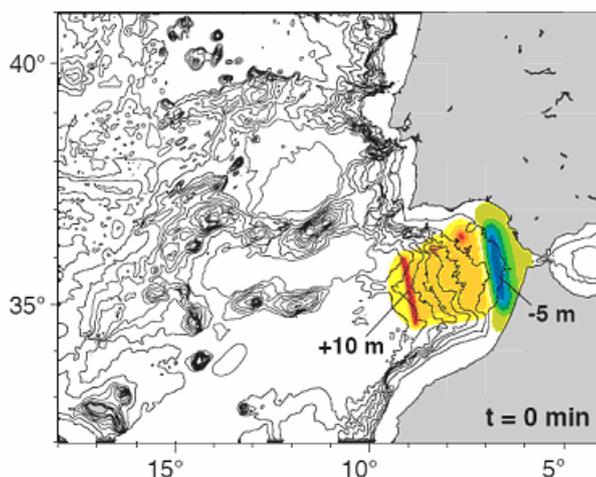


Figura 4 - Deslocamento inicial da superfície livre do oceano, devido à ruptura na zona de subducção no arco de Gibraltar.

A solução descrita é compatível com uma taxa de convergência de 4 mm/ano o que pode resultar num sismo de muito forte magnitude (semelhante a 1755) todos os 1000 a 2000 anos. A modelação hidrodinâmica do tsunami a partir desta fonte (Baptista e Gutscher, 2002) produz tempos de percurso aceitáveis para o Cabo de S. Vicente e para a Madeira; no entanto, os tempos de percurso para o Golfo de Cadiz – Huelva e Cadiz são demasiado curtos, cerca de 40 minutos adiantados para a cidade de Cadiz. Este resultado é consequência da extensão para leste da zona de ruptura. As amplitudes das ondas geradas por esta fonte são aceitáveis para toda a zona do Golfo de Cadiz, mas muito pequenas para a costa oeste portuguesa.

3. INUNDAÇÃO NO ESTUÁRIO DO TEJO

A avaliação dos efeitos causados por um evento semelhante ao de 1 de Novembro de 1755, tanto ao longo da costa portuguesa como ao longo do estuário do Tejo, é particularmente relevante numa altura em que o estuário se encontra densamente ocupado. Neste trabalho apresentam-se os resultados preliminares da propagação de um tsunami gerado por um sismo semelhante ao de 1755 utilizando dois modelos de propagação hidrodinâmica.

O modelo SWAN, referido acima, foi utilizado para propagação do tsunami desde a fonte, considerando um sismo semelhante ao de 28 de Fevereiro de 1969 de maior magnitude (deslocamento ao longo da falha de 10 m) até à zona do oceano próxima da entrada do estuário, com uma malha de 1.7 km de resolução e um passo de tempo de 5 s. Os resultados do modelo de propagação em oceano aberto, percurso fonte do tsunami–entrada da barra são concordantes com as apresentadas em Baptista *et al.* (1998b) e Baptista *et al.* (2003). As previsões produzidas por esta simulação, de malha relativamente larga, foram utilizadas como entrada para uma malha de alta resolução, com 50 m, dedicada à propagação do tsunami no estuário do Tejo. O domínio desta simulação é de 2500x2000 pontos. A elevada resolução espacial obriga à utilização de um passo de tempo extremamente reduzido 0.1 s.

Os resultados desta simulação apontam para uma amplitude de 5 a 6 m no Cabo Raso, 4 a 5 m em Cascais e em Oeiras. No Forte do Bugio a crista só possui cerca de 3 metros (Figura 5).

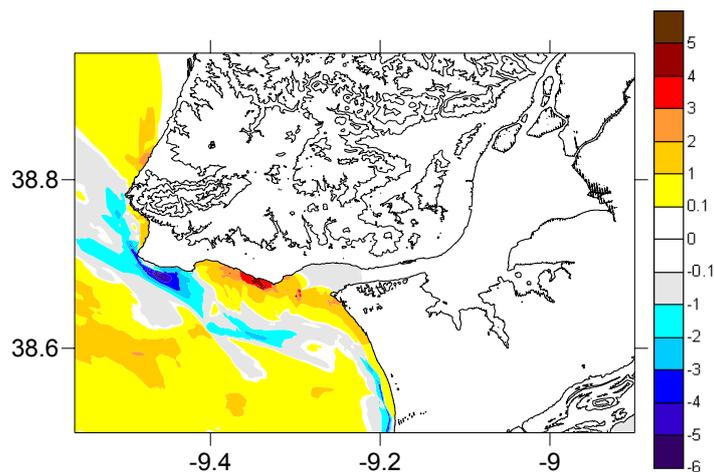


Figura 5 - Elevação da superfície livre (metros) 36 minutos depois do sismo à entrada da barra do Tejo.

O modelo TSUN2 (Imamura, 1997) baseia-se na resolução das equações na aproximação de águas pouco profundas, através do método numérico de *leapfrog*, numa grelha com um passo de malha de 50 m e passo de tempo 1s.

A Figura 6a mostra a amplitude das ondas observadas nos marégrafos virtuais colocados em Cascais, Cacilhas e Poço do Bispo. Verifica-se um decaimento na altura de onda entre Cacilhas e Poço do Bispo; verifica-se ainda que de acordo com estes resultados a propagação ao longo do estuário é fortemente afectada pela sua geometria em gargalo.

Os efeitos de concentração de energia são particularmente importantes na zona de Cascais.

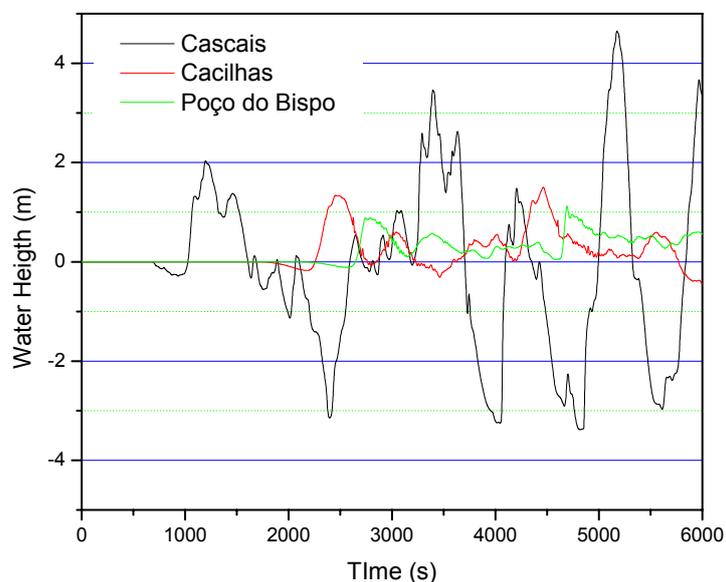


Figura 6a – Marégrafos Virtuais em Cascais, Cacilhas e Poço do Bispo.

A Figura 6b mostra a extensão da zona inundada, calculada para o instante 10 000s (pouco menos de 3 horas) após a ocorrência do sismo ou do início do tsunami. Pode-se observar que as zonas mais atingidas são as da Costa da Caparica (*sensus lato*), onde o nível da água atinge a arriba fóssil; a baía de Cascais, onde a altura de água ultrapassa os 10 m.

As conclusões preliminares deste estudo mostram que os efeitos do tsunami são suavizados pela entrada no estuário, sendo o impacto menor do que em Cascais e Oeiras e ao longo do troço entre a Trafaria e a Costa da Caparica.

A comparação com os efeitos descritos nos relatos históricos dos tsunamis associados aos sismos de 26 de Janeiro de 1531 e de 1 de Novembro 1755 não pode ser feita directamente uma vez que o estuário sofreu fortes alterações entre os séculos XVI e XVIII, nomeadamente devido à construção do forte do Bugio (Baldaque da Silva, 1893) e desde o século XVIII até ao presente devido à construção ao longo das margens.

Os resultados apresentados na Figura 6b estão de acordo com a alteração da morfologia, e da localização da linha de costa no segmento Trafaria – Costa da Caparica, apresentada por Pais (1992). Da comparação entre mapas anteriores e posteriores ao tsunami de 1755 este autor conclui que a posição da linha de costa foi significativamente alterada por este evento.

As zonas inundadas “dentro” do estuário: Seixal e Alcochete correspondem as zonas onde foram reconhecidos testemunhos sedimentares de inundaçãõ marinha que se encontram afastados entre si de cerca 200 anos e que deverão corresponder aos tsunamis de 26 de Janeiro de 1531 e de 1 de Novembro de 1755, Andrade *et al*, (2003).

Estes resultados apontam para a necessidade de prosseguir estes estudos no sentido de averiguar qual a importância da batimetria do rio.

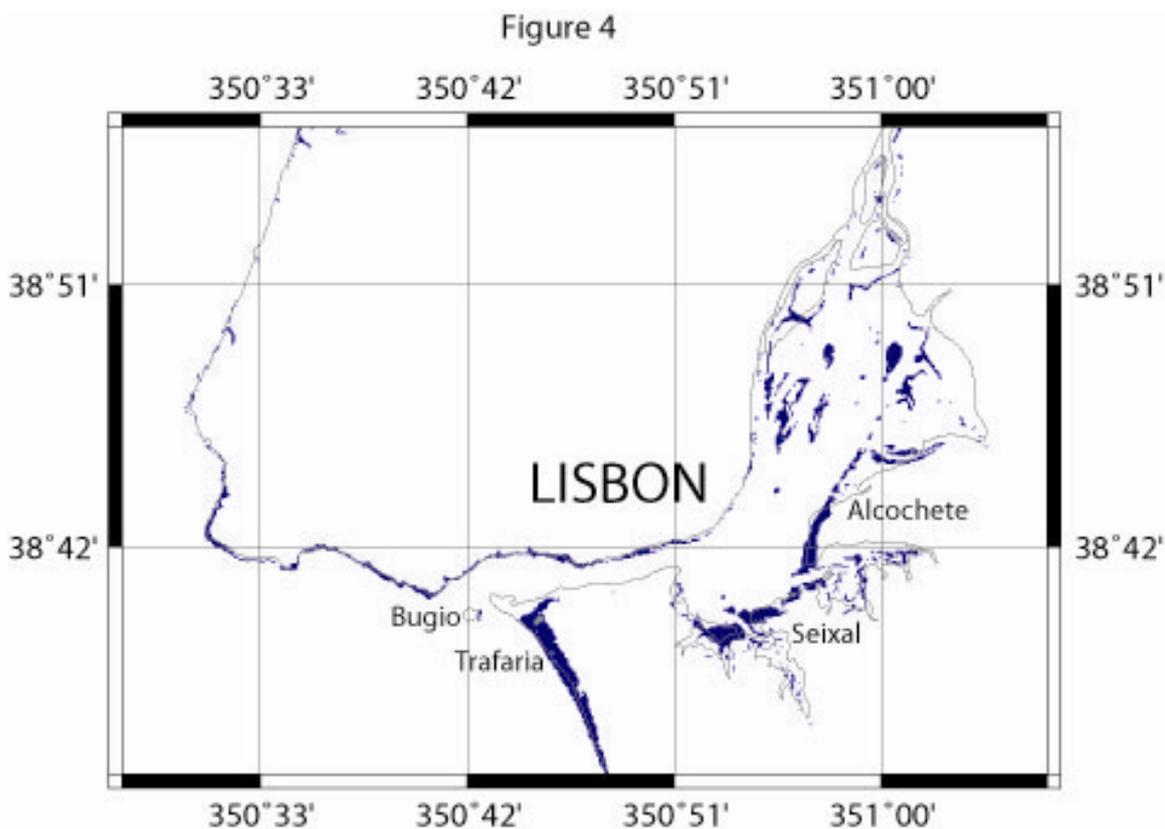


Figura 6b – Zonas inundadas pelo tsunami de 1755 na região de Lisboa, com a batimetria actual.

4. REFERÊNCIAS

Abe, K., 1979. Size of great earthquakes of 1837-1974 inferred from tsunami data, *Journal of Geophysical Research*, v. 84, pp. 1561-1568.

- Andrade C, Maria C. Freitas, J. M. Miranda, M.A. Baptista, Mário Cachão, Pedro Silva, José Munhá, Recognizing Possible Tsunami Sediments In The Ultradissipative Environment Of The Tagus Estuary (Portugal). Congresso Coastal Sediments' 03, Florida, USA
- Argus, D.F., Gordon, R.G., Demets, C., Stein, S., 1989. Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *J. Geophys. Res.* 94: 5585-5602.
- Baldaque da Silva A.A., 1893. Estudo Histórico Hydrográfico sobre a barra e o Porto de Lisboa. INL(Imprensa Nacional de Lisboa-1893). Biblioteca Nacional de Lisboa, Portugal.
- Baptista, M.A. 1998. Génese, Propagacão e Impacto de Tsunamis na Costa Portuguesa, PhD thesis, University of Lisbon.
- Baptista, M. A., Heitor, S., and Mendes Victor, L. 1998a. The 1755 Lisbon tsunami; Evaluation of the tsunami parameters, *J. of Geodynamics*, 25, n_ 2, 143–157, Pergamon Press, 1998.
- Baptista, M.A., Miranda P.M.A., Miranda, J.M., and Mendes Victor, L., 1998b. Constraints on the source of the 1755 Lisbon tsunami inferred from numerical modelling of historical data on the source of the 1755 Lisbon tsunami. *J. Geodynamics* 25: 159-174.
- Baptista M.A., Miranda, J.M., Gutscher, M.A, A subduction source for the great Lisbon earthquake and tsunami of 1755? AGU Fall Meeting, San Francisco, Dec 2002.
- Baptista, M.A., Miranda P.M.A., Chierici, F., and Zitellini, N., 2003. New study of the 1755 earthquake source based on multi-channel seismic survey data and tsunami modeling. *Natural Hazards and Earth Science Systems* 3: 333-340.
- Fernandes, R.M.S., Ambrosius, B.A.C., Noomen, R., Bastos, L., Wortel, M.J.R., Spakman, W., and Govers, R., 2003. The relative motion between Africa and Eurasia as derived from ITRF2000 and GPS data, *Geophys. Res. Lett.* 30: N.16, 1828, doi: 10.1029 / 2003GL017089.
- Fukao Y. (1972) . Thrust faulting at a lithospheric plate boundary: The Portugal earthquake of 1969. *Earth Planet. Sci. Lett.* 18: 205-216
- Gjevik, B., Pederson, G., Dybesland, E., Miranda, P. M., Baptista, M. A., Heinrich, P., and Massinon, B.: Modelling tsunamis from earthquake sources near Gorringe Bank southwest of Portugal, *J. Geophys. Res.*, 102, C13, 27 931–27 949, 1997.
- 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: 1071-1074.
- Imamura, F., 1997. Numerical method of tsunami simulation with leapfrog scheme. IUGG/IOC TIME PROJECT, Manual and Guides 35, Unesco.
- Johnston, A., 1996. Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions – III. New Madrid, 1811-1812, Charleston 1886 and Lisbon 1755. *Geophys. J. Int.* 126: 314-344.
- Lander, J. F. and Lockridge, P. A.: United States tsunamis (including US possessions) 1690–1988, Boulder: National Geophysical Data Center, 1989.
- Lander, J. F., Whiteside, L. S., and Lockridge, P. A.: Brief history of Tsunamis in the Caribbean Sea. *Sc. of Tsunami Hazards*, 20, 2, 57–94, 2002.
- Levret, A., 1991. The effects of the November 1, 1755 “Lisbon“ earthquake in Morocco. *Tectonophysics* 193: 83-94.
- Mader, C.: Numerical modelling of water waves, Los Alamos Series in Basic and Applied Sciences, 206, 1988., 1st Ed., 2004, 2nd Edition
- Mader, C.: Modelling the 1755 Lisbon tsunami, *Sc. of Tsunami,Hazards*, 19, 93–116. 2001.
- Martinez-Solares, J.M., Lopez A., and Mezcua, J., 1979. Isoleismal map of the 1755 Lisbon earthquake obtained from Spanish data. *Tectonophysics* 53: 301-313.
- J.P. (1992). Paisagem protegida da arriba fossil da Costa da Caparica. *Liberne - Boletim da Liga para a Protecção da Natureza*, n°42, pp5-9.
- Sousa, F.L.P. (1932). O Terramoto do 1º de Novembro de 1755, *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisbon.
- Wells, D. L. and Coppersmith, K. J.: New Empirical Relationships among magnitude, rupture area and surface displacement, *Bull.Seism. Soc. of America*, 84, 4, 974–1002. 1994.

- Vilanova, S.P., Nunes, C.F. and Foncesca, J.F.B.D., 2003. Lisbon 1755: A case of triggered onshorerupture?. *Bull. Seism. Soc. Am.* 93: 2056-2068.
- Zitellini, N., Chierici, F., Sartori, R., and Torelli, L.: The tectonic source of the 1755 Lisbon Earthquake, *Annali di Geofisica*, 42,1, 49–55. 1999.
- Zitellini, N., L. A. Mendes, D. Cordoba, J. Danobeitia, R. Nicolich, G. Pellis, A. Ribeiro, R. Sartori, L. Torelli, R. Bartolome, G. Bortoluzzi, A. Calafato, F. Carrilho, L. Casoni, F. Chierici, C. Corela, A. Corregiari, B. Della-Vedova, E. Garcia, P. Jornet, M. Landuzzi, M. Ligi, A. Magagnoli, G. Marozzi, L. Matias, D. Penitenti, R. Rodriguez, M. Rovere, P. Terrinha, L. Vigliotti, and A. Zahinos-Ruiz (2001). Source of 1755 Lisbon earthquake, tsunami investigated, *EOS* 82, no. 26, 285–291.