

# **SIMULAÇÃO NUMÉRICA DO TSUNAMI DE LISBOA DE 1755**

**ANA RITA PEREIRA MAGALHÃES**

Dissertação submetida para satisfação parcial dos requisitos do grau de  
**MESTRE EM ENGENHARIA CIVIL — ESPECIALIZAÇÃO EM HIDRÁULICA**

---

Orientador: Doutor Paulo Alexandre de Avilez Rodrigues de Almeida Valente

JULHO DE 2016

## **MESTRADO INTEGRADO EM ENGENHARIA CIVIL 2015/2016**

DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL

Tel. +351-22-508 1901

Fax +351-22-508 1446

✉ [miec@fe.up.pt](mailto:miec@fe.up.pt)

*Editado por*

FACULDADE DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE DO PORTO

Rua Dr. Roberto Frias

4200-465 PORTO

Portugal

Tel. +351-22-508 1400

Fax +351-22-508 1440

✉ [feup@fe.up.pt](mailto:feup@fe.up.pt)

🌐 <http://www.fe.up.pt>

Reproduções parciais deste documento serão autorizadas na condição que seja mencionado o Autor e feita referência a *Mestrado Integrado em Engenharia Civil - 2015/2016 - Departamento de Engenharia Civil, Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, Porto, Portugal, 2016.*

As opiniões e informações incluídas neste documento representam unicamente o ponto de vista do respetivo Autor, não podendo o Editor aceitar qualquer responsabilidade legal ou outra em relação a erros ou omissões que possam existir.

Este documento foi produzido a partir de versão eletrónica fornecida pelo respetivo Autor.

Este trabalho de investigação foi desenvolvido no âmbito da linha de investigação ECOSERVICES integrada no Projeto Estruturado de I&D&I INNOVMAR - Innovation and Sustainability in the Management and Exploitation of Marine Resources (referência NORTE-01-0145- FEDER-000035), cofinanciado pelo Programa Operacional Regional do Norte (NORTE 2020), através do Portugal 2020 e do Fundo Europeu de Desenvolvimento Regional (FEDER).





A meus Pais

*Live as if you were to die tomorrow. Learn as if you were to live forever*

*Mahatma Gandhi*



## AGRADECIMENTOS

Perto do fim de uma etapa tão importante na minha formação pessoal e profissional, não poderia deixar de agradecer a várias pessoas que estiveram sempre presentes e fizeram parte desta experiência.

Em primeiro lugar, e sendo o principal interveniente deste trabalho que culmina o meu ciclo académico, quero agradecer ao meu orientador, o Doutor Paulo Avilez-Valente, pela oportunidade que me deu em desenvolver este trabalho, por todo o tempo disponibilizado e, acima de tudo, pela enorme ajuda e paciência que teve comigo. Sem dúvida que lhe devo muito por ter estado sempre presente e disponível para me ajudar.

Também gostava de agradecer a todos os professores do Mestrado Integrado em Engenharia Civil da Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, em especial aos professores do ramo de especialização em Hidráulica, por todo o conhecimento transmitido e disponibilidade que sempre tiveram para os seus alunos. À instituição, por me ter acolhido tão bem desde o primeiro dia e me ter feito sentir que era como uma segunda casa para mim. Um agradecimento especial à D. Esmeralda Miguel e à D. Paula Pinto, que sempre nos trataram tão bem, obrigada.

Aos meus colegas de curso e amigos, quero agradecer toda a amizade, horas de sono perdidas e experiências que vivemos juntos, que ficarão para a vida. Não especifico nomes porque tive a sorte de conhecer muitos e tenho a certeza que grande parte deles levo comigo para sempre. Espero ter sido para vós a amiga que foram para mim.

À Associação de Estudantes da FEUP também fica um agradecimento, pela oportunidade de me ter tornado uma pessoa mais capaz e ativa na vida académica. Proporcionou-me grandes momentos, amigos e experiências que me tornaram mais forte na maneira como encaro os problemas.

Ao Bruno, um especial obrigado, por nunca me ter deixado desistir, mesmo quando as forças já não eram muitas, mas principalmente por sempre ter acreditado que eu era capaz. Obrigada por teres estado sempre lá.

Para a minha família, pais e irmãs, vai o agradecimento maior, como não poderia deixar de ser. A eles devo tudo, todas as minhas conquistas pessoais e tudo no que me tornei hoje. A eles devo a oportunidade de ter frequentado o Ensino Superior e de estar hoje a tornar-me uma Engenheira. O esforço deles permitiu que eu tivesse a oportunidade que, infelizmente, muitos não têm. Com o agradecimento vai também um pedido de desculpas por toda a ausência e por toda a falta de paciência que, ainda assim, me permitiu ter sempre um abraço bem apertado à minha espera. Obrigada por nunca me terem fechado portas e me terem direcionado sempre no caminho do sucesso. Espero um dia retribuir-vos todo o esforço e amor.





## RESUMO

O tsunami de Lisboa de 1755 foi um dos fenómenos mais devastadores da História e a sua fonte permanece desconhecida. Existem apenas registos históricos reportados por observadores que viveram o momento. Tem sido um dos tsunamis mais estudados desde então, a fim de se perceber qual a sua fonte mais provável. O presente trabalho pretende, através da simulação numérica, fazer a análise de alguns dos cenários possíveis para a origem e propagação desse tsunami.

Com base em estudos anteriores e disponíveis na literatura, foram selecionados três cenários possíveis para o epicentro do sismo de Lisboa de 1755: Falha da Ferradura; a oeste da Crista Madeira–Tore; Falha do Marquês de Pombal.

Foi utilizado o pacote *open-source* SWASH, que permite a simulação da propagação e deformação de ondas não lineares e dispersivas, por consideração de uma distribuição não hidrostática de pressões. Foi utilizado um esquema de duas malhas com aninhamento de malhas. A primeira malha, a malha oceânica, cobre todo o domínio computacional, com uma resolução de  $1' \times 1'$ . A malha aninhada cobre a transição dos fundos oceânicos para a plataforma continental com uma resolução de  $12'' \times 12''$ . Finalmente, para o segundo cenário é estudada a propagação do tsunami no interior do estuário, recorrendo a uma malha computacional com uma resolução de  $50 \text{ m} \times 50 \text{ m}$ .

Os resultados obtidos estão representados sob a forma de gráficos de séries temporais em sondas numéricas correspondentes a diversos pontos das costas portuguesas — continental e insulares — espanholas e marroquinas, e sob a forma de campos 2DH da elevação da superfície.

Verificou-se que, para o cenário em que o epicentro se situa na Falha da Ferradura, há uma forte concordância dos resultados numéricos com os registos históricos, tanto em termos de tempo de chegada do tsunami como em termos das elevações da superfície de onda observadas.

**PALAVRAS-CHAVE:** tsunami, sismo, ondas, modelação numérica, SWASH, Lisboa.



**ABSTRACT**

The Lisbon 1755 tsunami was one of the most devastating events in History, and its source is still unknown. There are only historical records reported by people who lived the moment.

It has been one of the most studied tsunamis ever since, in a quest to find the most likely source for it. This dissertation intends, through numerical simulations, to analyze some of the possible scenarios this tsunami's source and propagation path.

Based on previous studies available on the literature, three possible scenarios have been chosen for the epicenter of the Lisbon 1755 earthquake: Horseshoe Fault; west from the Madeira–Tore Rise; Marques de Pombal Fault.

The SWASH open-source code was used, which allows the simulation of the propagation and transformation of non-linear and dispersive waves, considering a non-hydrostatic pressure distribution.

For this analysis, a two-grid nesting scheme was chosen. The first grid, the oceanic grid, covers all the computational domain, with a  $1' \times 1'$  resolution. The nested grid covers the transition from the deep ocean to the continental shelf with a  $12'' \times 12''$  resolution. Finally, and for the second scenario, the propagation of the tsunami into and inside the estuary is studied, using a computational grid with a  $50 \text{ m} \times 50 \text{ m}$  resolution.

The results obtained are represented as time series obtained in numerical probes placed at some points of the Portuguese — continental and insular —, Spanish, and Moroccan coasts, and as 2DH surface elevation fields.

It was found that, for the scenario with epicenter on the Horseshoe Fault, there is a strong concordance of the numerical results with the historical ones, both in terms of arriving time of the tsunami, as in terms of the height of the observed waves.

**KEYWORDS:** tsunami, earthquakes, waves, numerical modelling, SWASH, Lisbon.



## ÍNDICE GERAL

AGRADECIMENTOS.....	VII
RESUMO.....	IX
ABSTRACT .....	XI
SÍMBOLOS, ACRÓNIMOS E ABREVIATURAS .....	XXVII
<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
1.1. ENQUADRAMENTO GERAL .....	1
1.2. ÂMBITO E OBJETIVOS.....	2
1.3. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO .....	2
<b>2 TSUNAMIS .....</b>	<b>5</b>
2.1. DESCRIÇÃO DE TSUNAMI .....	5
2.2. GERAÇÃO DE TSUNAMIS.....	6
2.2.1. Teoria das Placas Tectónicas.....	7
2.2.2. Tsunamis Gerados por Sismos .....	8
2.2.3. Tsunamis Gerados por Deslizamentos de Terra .....	9
2.2.4. Tsunamis Gerados por Erupções Vulcânicas .....	10
2.3. REGISTO HISTÓRICO DE TSUNAMIS .....	12
2.3.1. Os maiores Tsunamis Registados .....	12
2.3.2. Tsunamis no Nordeste Atlântico.....	14
2.4. TSUNAMI DE LISBOA DE 1755 .....	15
2.4.1. Descrição Histórica .....	15
2.4.2. Origem do Tsunami.....	17
2.4.3. Definição dos parâmetros da Falha .....	24
2.4.4. Magnitude do Momento Sísmico .....	25
<b>3 MODELO MATEMÁTICO .....</b>	<b>27</b>
3.1. INTRODUÇÃO.....	27
3.2. FÍSICA DAS ONDAS.....	27
3.2.1. Velocidade de Propagação das Ondas.....	28
3.2.2. Energia Mecânica Transportada e amplitude da onda .....	30
3.2.3. Fenómenos das Ondas .....	31
3.3. MODELO DE SAINT-VENANT .....	32
3.4. MODELO DE BOUSSINESQ.....	32
3.5. MODELO DE INTEGRAÇÃO DA PROFUNDIDADE .....	34
3.6. TEORIA DO MODELO SWASH.....	35
3.6.1. Características do Modelo.....	35
3.6.2. Ficheiros de Entrada ( <i>input</i> ) e Ficheiros de Saída ( <i>output</i> ).....	36
3.6.2.1. Facilidades dos Ficheiros <i>Input/Output</i> .....	36
3.6.2.2. Ficheiro <i>Print</i> e mensagens de erro .....	37
3.6.3. Unidades e Sistemas de Coordenadas.....	37
3.6.4. Escolha de Malhas e Janelas Temporais.....	37

3.6.5. Condições Fronteira.....	38
<b>4 VALIDAÇÃO DO MODELO: MONAI VALLEY .....</b>	<b>39</b>
4.1. INTRODUÇÃO.....	39
4.2. VALIDAÇÃO DO MODELO SWASH.....	40
4.2.1. Definição dos Parâmetros Computacionais e Físicos.....	41
4.2.2. Análise de Resultados .....	43
<b>5 TSUNAMI DE LISBOA DE 1755. SIMULAÇÃO .....</b>	<b>55</b>
5.1. INTRODUÇÃO.....	55
5.1.1. Cenários .....	55
5.1.2. Domínios Computacionais .....	57
5.2. RESULTADOS .....	63
5.2.1. Cenário 1.....	63
5.2.2. Cenário 2.....	82
5.2.3. Cenário 3.....	99
5.3. PROPAGAÇÃO DO TSUNAMI NO ESTUÁRIO DO TEJO (CENÁRIO 2) .....	116
<b>6 CONCLUSÕES E DESENVOLVIMENTOS FUTUROS .....</b>	<b>127</b>
6.1. CONCLUSÃO .....	127
6.2. DESENVOLVIMENTOS FUTUROS.....	128
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>131</b>
<b>ANEXO A.....</b>	<b>137</b>
<b>ANEXO B.....</b>	<b>143</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1 – Comprimento de onda ( $\lambda$ ) e período de onda (T).....	5
Figura 2.2 – Diminuição da velocidade e rápido aumento da altura de onda de tsunami em águas pouco profundas (fonte: IOC, 2016). .....	6
Figura 2.3 – Tipos de limites das placas tectónicas: limite transformante, limite divergente e limite convergente (fonte: ANE, 2016).....	7
Figura 2.4 – Tipos de falhas geológicas (adaptado de: United States Geological Survey). .....	8
Figura 2.5 – Relação do tsunami com a origem sísmica (fonte: IOC, 2016).....	9
Figura 2.6 – Principais mecanismos de fonte de tsunami em vulcões: (A) explosões subaquáticas; (B) onda de fumo gerada pela explosão; (C) fluxos piroclásticos; (D) colapso da caldeira; (E) deslizamento subaéreo e submarino (adaptado de Paris et al., 2014). .....	11
Figura 2.7 – Regiões geográficas incluídas no EMTC (fonte: Maramai et al., 2014).....	14
Figura 2.8 – Tsunamis no Atlântico Nordeste (fonte: Maramai et al., 2014). .....	15
Figura 2.9 – Tsunamis sísmicos recentes com incidência nas costas portuguesas ( $M_s$ : magnitude das ondas superficiais). .....	15
Figura 2.10 – Localização das principais falhas com potencial para causar tsunamis de grandes dimensões (fonte: Mendes, 2012). .....	18
Figura 2.11 – Localização da falha do Golfo de Cádiz e de vários sismos na zona da planície da Ferradura (fonte: Barkan et al., 2009).....	19
Figura 2.12 – Localização das 16 fontes propostas para o tsunami de Lisboa de 1755 (fonte: Barkan et al. 2009).....	20
Figura 2.13 – Localização dos epicentros descritos na Tabela 2.5 (fonte: Grilli e Grilli, 2011). .....	22
Figura 2.14 – (a) Localização da fonte 1. Elevação da superfície livre inicial com slip de 20 m e para diferentes ângulos strike: (b) 15°; (c) 360°; (d) 345° (adaptado de: Grilli e Grilli, 2011). .....	24
Figura 2.15 – Parâmetros característicos da fálha.....	25
Figura 3.1 - Variação da velocidade de propagação de ondas marítimas em função do comprimento de onda, para diversas espessuras da lâmina de água (fonte: Silveira e Varriale, 2005). .....	29

Figura 3.2 - Redução da velocidade de propagação e do comprimento de onda de ondas de tsunamis que se propagam do alto-mar até à costa (fonte: Silveira e Varriale, 2005). .....	30
Figura 4.1 – Canal de ondas do CRIEPI, Abiko, Japão (fonte: Matsuyama e Tanaka, 2001).....	39
Figura 4.2 – Batimetria para a experiência de Monai Valley (fonte: Synolakis et al. 2007).....	40
Figura 4.3 – Onda inicial tipo-N, registo de uma sonda experimental à profundidade de 13.5 m. ....	40
Figura 4.4 – Batimetria do domínio computacional e posição das Sondas 1 a 9.....	41
Figura 4.5 – Onda tipo-N, condição fronteira de barlamar à profundidade de 13.5 cm.....	42
Figura 4.6 – Elevação da superfície livre na Sonda 1: (—) simulação com o SWASH; (—) dados experimentais.....	45
Figura 4.7 – Elevação da superfície livre na Sonda 2: (—) simulação com o SWASH; (—) dados experimentais.....	45
Figura 4.8 – Elevação da superfície livre na Sonda 3: (—) simulação com o SWASH; (—) dados experimentais.....	45
Figura 4.9 – Elevação da superfície livre na Sonda 4: (—) simulação com o SWASH.....	46
Figura 4.10 – Elevação da superfície livre na Sonda 5: (—) simulação com o SWASH.....	46
Figura 4.11 – Elevação da superfície livre na Sonda 6: (—) simulação com o SWASH.....	46
Figura 4.12 – Elevação da superfície livre na Sonda 7: (—) simulação com o SWASH.....	47
Figura 4.13 – Elevação da superfície livre na Sonda 8: (—) simulação com o SWASH.....	47
Figura 4.14 – Elevação da superfície no instante $t = 15$ s. ....	48
Figura 4.15 – Elevação da superfície no instante $t = 16$ s. ....	48
Figura 4.16 – Elevação da superfície no instante $t = 17$ s. ....	49
Figura 4.17 – Elevação da superfície no instante $t = 22$ s. ....	49
Figura 4.18 – Elevação da superfície no instante $t = 0$ s. ....	50
Figura 4.19 – Elevação da superfície no instante $t = 10$ s. ....	50
Figura 4.20 – Elevação da superfície no instante $t = 12$ s. ....	51



Figura 4.21 – Elevação da superfície no instante $t = 14$ s. ....	51
Figura 4.22 – Elevação da superfície no instante $t = 15$ s. ....	51
Figura 4.23 – Elevação da superfície no instante $t = 16$ s. ....	52
Figura 4.24 – Elevação da superfície no instante $t = 17$ s. ....	52
Figura 4.25 – Elevação da superfície no instante $t = 18$ s. ....	52
Figura 4.26 – Elevação da superfície no instante $t = 19$ s. ....	53
Figura 4.27 – Elevação da superfície no instante $t = 25$ s. ....	53
Figura 5.1 – Localização dos epicentros dos sismos selecionados. ....	56
Figura 5.2– Batimetria do Atlântico Norte (Fonte: GEBCO). ....	57
Figura 5.3 – Limites e batimetria da grelha computacional G1, e limite da grelha aninhada G2. ....	58
Figura 5.4 – Limite e batimetria da grelha computacional G2 e localização da Boia 30. ....	59
Figura 5.5 – Batimetria da grelha computacional G3 (coordenadas em quilómetros) e localização da Boia 30. ....	60
Figura 5.6 – Grelha G1 (limites a azul) e localização das sondas numéricas (+). ....	61
Figura 5.7 – Pormenor das sondas ao largo do arquipélago da Madeira. ....	61
Figura 5.8 – Pormenor das sondas ao largo do arquipélago dos Açores. ....	62
Figura 5.9 – Pormenor das sondas ao largo da costa ibérica. ....	62
Figura 5.10 – Pormenor das sondas ao largo do arquipélago das Canárias e da costa marroquina. ....	63
Figura 5.11 – Isolinhas de profundidade: 50 m (esquerda); 100 m (direita). ....	65
Figura 5.12 – Elevação da superfície livre no instante inicial. ....	66
Figura 5.13 – Elevação da superfície livre no instante $t = 10$ min. ....	67
Figura 5.14 – Elevação da superfície livre no instante $t = 20$ min. ....	67
Figura 5.15 – Elevação da superfície livre no instante $t = 30$ min. ....	68
Figura 5.16 – Elevação da superfície livre no instante $t = 40$ min. ....	68

Figura 5.17 – Elevação da superfície livre no instante $t = 50$ min.....	69
Figura 5.18 – Elevação da superfície livre no instante $t = 60$ min.....	69
Figura 5.19 – Elevação da superfície livre no instante $t = 70$ min.....	70
Figura 5.20 – Elevação da superfície livre no instante $t = 80$ min.....	70
Figura 5.21 – Elevação da superfície livre no instante $t = 90$ min.....	71
Figura 5.22 – Elevação da superfície livre registada na sonda S1, Porto.....	71
Figura 5.23 – Elevação da superfície livre registada na sonda S2, Aveiro.....	71
Figura 5.24 – Elevação da superfície livre registada na sonda S3, Figueira da Foz.....	72
Figura 5.25 – Elevação da superfície livre registada na sonda S4, Lisboa.....	72
Figura 5.26 – Elevação da superfície livre registada na sonda S5, Sagres.....	72
Figura 5.27 – Elevação da superfície livre registada na sonda S6, Faro.....	72
Figura 5.28 – Elevação da superfície livre registada na sonda S7, Funchal.....	73
Figura 5.29 – Elevação da superfície livre registada na sonda a S8, norte da ilha da Madeira.....	73
Figura 5.30 – Elevação da superfície livre registada na sonda S9, sul da ilha de Porto Santo.....	73
Figura 5.31 – Elevação da superfície livre registada na sonda S10, Ponta Delgada.....	73
Figura 5.32 – Elevação da superfície livre registada na sonda S11, ilha de Santa Maria (São Lourenço). .....	74
Figura 5.33 – Elevação da superfície livre registada na sonda S12, ilha Terceira (Praia da Vitória). ...	74
Figura 5.34 – Elevação da superfície livre registada na sonda S13, ilha das Flores.....	74
Figura 5.35 – Elevação da superfície livre registada na sonda S14, Vigo.....	74
Figura 5.36 – Elevação da superfície livre registada na sonda S15, Rabat.....	75
Figura 5.37 – Elevação da superfície livre registada na sonda S16, Lanzarote (Famara).....	75
Figura 5.38 – Elevação da superfície livre registada na sonda S17, Tenerife (Puerto de la Cruz). .....	75

Figura 5.39 – Primeiro máximo de elevação da superfície livre registado para a isolinha de 50 m na costa oeste portuguesa para o Cenário 1: (—) elevação registada; (—) instante após o sismo. ....	76
Figura 5.40 – Primeiro máximo de elevação da superfície livre registado para a isolinha de 50 m na costa sul portuguesa para o Cenário 1: (—) elevação registada; (—) instante após o sismo. ....	76
Figura 5.41 – Primeiro máximo de elevação da superfície livre registado para a isolinha de 100 m na costa oeste portuguesa para o Cenário 1: (—) elevação registada; (—) instante após o sismo. ....	76
Figura 5.42 – Primeiro máximo de elevação da superfície livre registado para a isolinha de 100 m na costa sul portuguesa para cenário 1: (—) elevação registada; (—) instante após o sismo. ....	77
Figura 5.43 – Elevação da superfície livre no instante inicial. ....	78
Figura 5.44 – Elevação da superfície livre no instante $t = 10$ min. ....	78
Figura 5.45 – Elevação da superfície livre no instante $t = 20$ min. ....	79
Figura 5.46 – Elevação da superfície livre no instante $t = 26$ min. ....	79
Figura 5.47 – Elevação da superfície livre no instante $t = 30$ min. ....	80
Figura 5.48 – Elevação da superfície livre no instante $t = 36$ min. ....	80
Figura 5.49 – Elevação da superfície livre no instante $t = 40$ min. ....	81
Figura 5.50 – Elevação da superfície livre no instante $t = 44$ min. ....	81
Figura 5.51 – Cenário 1. Registo da elevação da superfície livre na Boia 30. ....	82
Figura 5.52 – Elevação da superfície livre no instante inicial. ....	83
Figura 5.53 – Elevação da superfície livre no instante $t = 10$ min. ....	84
Figura 5.54 – Elevação da superfície livre no instante $t = 20$ min. ....	84
Figura 5.55 – Elevação da superfície livre no instante $t = 30$ min. ....	85
Figura 5.56 – Elevação da superfície livre no instante $t = 40$ min. ....	85
Figura 5.57 – Elevação da superfície livre no instante $t = 50$ min. ....	86
Figura 5.58 – Elevação da superfície livre no instante $t = 60$ min. ....	86
Figura 5.59 – Elevação da superfície livre no instante $t = 70$ min. ....	87

Figura 5.60 – Elevação da superfície livre no instante $t = 80$ min. ....	87
Figura 5.61 – Elevação da superfície livre no instante $t = 90$ min. ....	88
Figura 5.62 – Elevação da superfície livre registada na sonda S1, Porto. ....	88
Figura 5.63 – Elevação da superfície livre registada na sonda S2, Aveiro. ....	88
Figura 5.64 – Elevação da superfície livre registada na sonda S3, Figueira da Foz. ....	89
Figura 5.65 – Elevação da superfície livre registada na sonda S4, Lisboa. ....	89
Figura 5.66 – Elevação da superfície livre registada na sonda S5, Sagres. ....	89
Figura 5.67 – Elevação da superfície livre registada na sonda S6, Faro. ....	89
Figura 5.68 – Elevação da superfície livre registada na sonda S7, Funchal. ....	90
Figura 5.69 – Elevação da superfície livre registada na sonda S8, norte da ilha da Madeira. ....	90
Figura 5.70 – Elevação da superfície livre registada na sonda S9, sul da ilha de Porto Santo. ....	90
Figura 5.71 – Elevação da superfície livre registada na sonda S10, Ponta Delgada. ....	90
Figura 5.72 – Elevação da superfície livre registada na sonda S11, ilha de Santa Maria (São Lourenço). .....	91
Figura 5.73 – Elevação da superfície livre registada na sonda S12, ilha Terceira (Praia da Vitória). ....	91
Figura 5.74 – Elevação da superfície livre registada na sonda S13, ilha das Flores. ....	91
Figura 5.75 – Elevação da superfície livre registada na sonda S14, Vigo. ....	91
Figura 5.76 – Elevação da superfície livre registada na sonda S15, Rabat. ....	92
Figura 5.77 – Elevação da superfície livre registada na sonda S16, Lanzarote (Famara). ....	92
Figura 5.78 – Elevação da superfície livre registada na sonda S17, Tenerife (Puerto de la Cruz). ....	92
Figura 5.79 – Primeiro máximo de elevação da superfície livre registado para a isolinha de 50 m na costa oeste portuguesa para o Cenário 2: (—) elevação registada; (—) instante após o sismo. ....	93
Figura 5.80 – Primeiro máximo de elevação da superfície livre registado para a isolinha de 50 m na costa sul portuguesa para o Cenário 2: (—) elevação registada; (—) instante após o sismo. ....	93

Figura 5.81 – Primeiro máximo de elevação da superfície livre registado para a isolinha de 100 m na costa oeste portuguesa para o Cenário 2: (—) elevação registada; (—) instante após o sismo. ....	93
Figura 5.82 – Primeiro máximo de elevação da superfície livre registado para a isolinha de 100 m na costa sul portuguesa para o Cenário 2: (—) elevação registada; (—) instante após o sismo. ....	94
Figura 5.83 – Elevação da superfície livre no instante inicial. ....	95
Figura 5.84 – Elevação da superfície livre no instante $t = 20$ min. ....	95
Figura 5.85 – Elevação da superfície livre no instante $t = 36$ min. ....	96
Figura 5.86 – Elevação da superfície livre no instante $t = 44$ min. ....	96
Figura 5.87 – Elevação da superfície livre no instante $t = 50$ min. ....	97
Figura 5.88 – Elevação da superfície livre no instante $t = 56$ min. ....	97
Figura 5.89 – Elevação da superfície livre no instante $t = 58$ min. ....	98
Figura 5.90 – Elevação da superfície livre no instante $t = 60$ min. ....	98
Figura 5.91 – Cenário 2. Registo da elevação da superfície livre na Boia 30. ....	99
Figura 5.92 – Elevação da superfície livre no instante inicial. ....	100
Figura 5.93 – Elevação da superfície livre no instante $t = 10$ min. ....	101
Figura 5.94 – Elevação da superfície livre no instante $t = 20$ min. ....	101
Figura 5.95 – Elevação da superfície livre no instante $t = 30$ min. ....	102
Figura 5.96 – Elevação da superfície livre no instante $t = 40$ min. ....	102
Figura 5.97 – Elevação da superfície livre no instante $t = 50$ min. ....	103
Figura 5.98 – Elevação da superfície livre no instante $t = 60$ min. ....	103
Figura 5.99 – Elevação da superfície livre no instante $t = 70$ min. ....	104
Figura 5.100 – Elevação da superfície livre no instante $t = 80$ min. ....	104
Figura 5.101 – Elevação da superfície livre no instante $t = 90$ min. ....	105
Figura 5.102 – Elevação da superfície livre registada na sonda S1, Porto. ....	105

Figura 5.103 – Elevação da superfície livre registada na sonda S2, Aveiro. ....	105
Figura 5.104 – Elevação da superfície livre registada na sonda S3, Figueira da Foz. ....	106
Figura 5.105 – Elevação da superfície livre registada na sonda S4, Lisboa. ....	106
Figura 5.106 – Elevação da superfície livre registada na sonda S5, Sagres. ....	106
Figura 5.107 – Elevação da superfície livre registada na sonda S6, Faro. ....	106
Figura 5.108 – Elevação da superfície livre registada na sonda S7, Funchal. ....	107
Figura 5.109 – Elevação da superfície livre registada na sonda S8, norte da ilha da Madeira. ....	107
Figura 5.110 – Elevação da superfície livre registada na sonda S9, sul da ilha de Porto Santo. ....	107
Figura 5.111 – Elevação da superfície livre registada na sonda S10, Ponta Delgada. ....	107
Figura 5.112 – Elevação da superfície livre registada na sonda S11, ilha de Santa Maria (São Lourenço). .....	108
Figura 5.113 – Elevação da superfície livre registada na sonda S12, ilha Terceira (Praia da Vitória). .....	108
Figura 5.114 – Elevação da superfície livre registada na sonda S13, ilha das Flores. ....	108
Figura 5.115 – Elevação da superfície livre registada na sonda S14, Vigo. ....	108
Figura 5.116 – Elevação da superfície livre registada na sonda S15, Rabat. ....	109
Figura 5.117 – Elevação da superfície livre registada na sonda S16, Lanzarote (Famara). ....	109
Figura 5.118 – Elevação da superfície livre registada na sonda S17, Tenerife (Puerto de la Cruz). ...	109
Figura 5.119 – Primeiro máximo de elevação da superfície livre registado para a isolinha de 50 m na costa oeste portuguesa para a origem 3: (—) elevação registada; (—) instante após o sismo. ....	110
Figura 5.120 – Primeiro máximo de elevação da superfície livre registado para a isolinha de 50 m na costa sul portuguesa para a origem 3: (—) elevação registada; (—) instante após o sismo. ....	110
Figura 5.121 – Primeiro máximo de elevação da superfície livre registado para a isolinha de 100 m na costa oeste portuguesa para a origem 3: (—) elevação registada; (—) instante após o sismo. ....	110
Figura 5.122 – Primeiro máximo de elevação da superfície livre registado para a isolinha de 100 m na costa sul portuguesa para a origem 3: (—) elevação registada; (—) instante após o sismo. ....	111

Figura 5.123 – Elevação da superfície livre no instante inicial.....	112
Figura 5.124 – Elevação da superfície livre no instante $t = 10$ min.....	112
Figura 5.125 – Elevação da superfície livre no instante $t = 16$ min.....	113
Figura 5.126 – Elevação da superfície livre no instante $t = 20$ min.....	113
Figura 5.127 – Elevação da superfície livre no instante $t = 22$ min.....	114
Figura 5.128 – Elevação da superfície livre no instante $t = 24$ min.....	114
Figura 5.129 – Elevação da superfície livre no instante $t = 26$ min.....	115
Figura 5.130 – Elevação da superfície livre no instante $t = 28$ min.....	115
Figura 5.131 – Cenário 3. Registo da elevação da superfície livre na Boia 30.....	116
Figura 5.132 – Condição fronteira. Onda incidente do tipo-N na embocadura do Tejo.....	116
Figura 5.133 – Processo de obtenção da onda do tipo-N. (—) onda tipo-N; (—) registo da Boia 30 no Cenário 2.....	117
Figura 5.134 – Localização das sondas numéricas colocadas no estuário do Tejo (Fonte: Google Earth). .....	117
Figura 5.135 – Elevação da superfície livre registada na sonda ST1.....	118
Figura 5.136 – Elevação da superfície livre registada na sonda ST2.....	118
Figura 5.137 – Elevação da superfície livre registada na sonda ST3.....	118
Figura 5.138 – Elevação da superfície livre no instante inicial.....	119
Figura 5.139 – Elevação da superfície livre no instante $t = 36$ min.....	120
Figura 5.140 – Elevação da superfície livre no instante $t = 42$ min.....	120
Figura 5.141 – Elevação da superfície livre no instante $t = 48$ min.....	121
Figura 5.142 – Elevação da superfície livre no instante $t = 50$ min.....	121
Figura 5.143 – Elevação da superfície livre no instante $t = 52$ min.....	122
Figura 5.144 – Elevação da superfície livre no instante $t = 54$ min.....	122

Figura 5.145 – Elevação da superfície livre no instante $t = 56$ min.....	123
Figura 5.146 – Elevação da superfície livre no instante $t = 60$ min.....	123
Figura 5.147 – Elevação da superfície livre no instante $t = 62$ min.....	124
Figura 5.148 – Elevação da superfície livre no instante $t = 64$ min.....	124
Figura 5.149 – Elevação da superfície livre no instante $t = 66$ min.....	125



**ÍNDICE DE TABELAS**

Tabela 2.1 – Registos Históricos do tsunami de Lisboa de 1755 (Adaptado de: Baptista et al., 1998).	16
Tabela 2.2 – Registos do tsunami em vários pontos do Norte Atlântico (adaptado de: Barkan et al., 2009).	17
Tabela 2.3 – Coordenadas dos epicentros propostos no estudo de Barkan et al. 2009 (fonte: Barkan et al., 2009).	21
Tabela 2.4 – Parâmetros característicos das falhas para todas as fontes simuladas por Barkan et al. 2009 (adaptado de: Barkan et al., 2009).	21
Tabela 2.5 – Localização dos epicentros considerados como potenciais fontes de eventos de tsunamis do tipo de Lisboa de 1755, na zona de convergência da placa Açores–Gibraltar (adaptado de: Grilli e Grilli, 2011).	22
Tabela 2.6 – Parâmetros de falha para as várias fontes do tsunami de Lisboa na zona de convergência da placa Açores–Gibraltar (adaptado de: Grilli e Grilli, 2011).	23
Tabela 2.7 – Simulações realizadas por Grilli e Grilli (2011) (adaptado de: Grilli e Grilli, 2011).	23
Tabela 4.1 – Coordenadas das sondas numéricas.	43
Tabela 5.1 – Parâmetros característicos das falhas selecionadas.	56
Tabela 5.2 – Características das grelhas computacionais G1 e G2.	59
Tabela 5.3 – Características da grelha computacional G3.	60
Tabela 5.4– Localização das sondas colocadas ao longo das costas portuguesa e marroquina, e arquipélagos.	64
Tabela 5.5 – Coordenadas das sondas colocadas no estuário do Tejo (sistema PT-TM06/ETRS89).	117



**SÍMBOLOS, ACRÓNIMOS E ABREVIATURAS**

$c$	–	celeridade da onda
$c_f$	–	coeficiente de atrito adimensional
$d$	–	espessura da lâmina de água; profundidade da falha em relação ao fundo do mar ; profundidade relativa ao nível médio do mar
$g$	–	aceleração gravítica
$h$	–	profundidade total da água
$k$	–	número de onda
$n$	–	coeficiente de Manning
$q_b$	–	pressão não hidrostática no fundo
$t$	–	tempo
$u$	–	componente horizontal da velocidade na direção $OX$
$v$	–	componente horizontal da velocidade na direção $OY$
$w_b$	–	velocidade vertical no fundo
$w_s$	–	velocidade vertical à superfície
$x$	–	coordenada geográfica
$y$	–	coordenada geográfica
$z$	–	extensão da frente de onda
$A_f$	–	área superficial da falha
$Cr$	–	número de Courant
$E$	–	energia mecânica transportada pelas ondas; módulo de elasticidade
$G$	–	módulo da rigidez ao corte
$H$	–	altura de onda
$L$	–	comprimento da falha
$L_s$	–	rejeito ( <i>slip</i> )
$L_T$	–	rejeito transversal ( <i>open</i> )
$M_0$	–	momento sísmico
$M_w$	–	magnitude de momento sísmico
$T$	–	período da onda
$W$	–	largura da falha

- $\beta$  – direção do plano da falha (*strike*)  
 $\zeta$  – elevação da superfície livre  
 $\lambda$  – comprimento de onda  
 $\nu_t$  – coeficiente de viscosidade turbulenta  
 $\rho$  – massa volúmica da água  
 $\nu$  – coeficiente de Poisson  
 $\phi$  – inclinação do plano da falha (*dip*); latitude  
 $\psi$  – ângulo do movimento ocorrido sobre o plano da falha em relação a um plano horizontal (*rake*)  
 $\Omega$  – velocidade de rotação da Terra

- 2DH – Duas Dimensões Horizontais  
AC – Antes de Cristo  
AT – Oceano Atlântico  
BS – Mar Negro  
CRIEPI – Central Research Institute for Electric Power Industry  
EMTC – Euro-Mediterranean Tsunami Catalogue  
ETRS89 – European Terrestrial Reference System 1989  
FBG – Falha do Banco de Gorringe  
FBP – Falha do Banco de Portimão  
FF – Falha da Ferradura  
FGC – Falha do Golfo de Cádiz  
FMP – Falha do Marquês de Pombal  
FPAT – Falha da Planície Abissal do Tejo  
FVIT – Falha do Vale Interior do Tejo  
GEBCO – General Bathymetric Chart of the Oceans  
GITEC – Genesis and Impact of Tsunamis on the European Coasts  
GITEC-TWO – Genesis and Impact of Tsunamis on the European Coasts – Tsunami Warning and Observation  
IH – Instituto Hidrográfico  
IOC – Comissão Oceanográfica Intergovernamental  
M1 – Mediterrâneo Oriental  
M2 – Mediterrâneo Central  
M3 – Mediterrâneo Ocidental  
MTR – Madeira–Tore Rise (Crista Madeira–Tore)

NEAMTWS	–	North-East Atlantic & Mediterranean Tsunami Warning System
NOAA	–	National Oceanic and Atmospheric Administration
NS	–	Mar do Norte
NW	–	Mar da Noruega
PIB	–	Produto Interno Bruto
SWAN	–	Simulating Waves Nearshore
SWASH	–	Simulating WAVes till Shore
TNT	–	Trinitrotolueno
TRANSFER	–	Tsunami Risk ANd Strategies For the European Region
UTM	–	Sistema Universal Transverso de Mercator
WGS84	–	World Geodetic System 1984



# 1

## INTRODUÇÃO

### 1.1. ENQUADRAMENTO GERAL

O tsunami é uma onda ou um trem de ondas que se propaga em oceano profundo com velocidades muito elevadas e que possuem comprimentos de onda extremamente longos. As ondas de tsunami são ondas muito perigosas, dado o seu elevado potencial destrutivo, e cuja ocorrência é muito pouco previsível. Na sua origem podem estar eventos sísmicos submarinos, erupções vulcânicas submarinas, deslizamentos de terra ou, menos vulgarmente, queda de meteoritos.

Durante a sua propagação em mar profundo, a perda de energia de uma onda de tsunami é praticamente nula. À medida que se deslocam para a costa, com a diminuição da profundidade verificada ao atingirem a plataforma continental, as ondas vão perdendo alguma energia (pouca) por atrito no fundo. A diminuição de profundidade acarreta no entanto uma diminuição da velocidade de propagação da onda, o que provoca a diminuição do seu comprimento. Sendo a perda de energia pequena, a energia da onda passa a estar concentrada num comprimento mais curto, o que origina um fenómeno de empolamento, com o aumento da altura da onda. Este aumento de altura de onda junto da costa é a causa das milhares de mortes geralmente associadas a este tipo de fenómeno. Com um comprimento de onda junto à costa na ordem das dezenas de quilómetros, estas ondas têm um transporte de massa enorme. Ao penetrarem em regiões habitadas, as ondas de tsunami arrastam uma imensa quantidade de detritos, arrasando tudo no seu caminho. Por serem ondas muito rápidas, em mar profundo a sua velocidade é da ordem de grandeza da velocidade de um avião a jato, podem em poucos minutos alcançar a costa, impossibilitando o alerta atempado das comunidades costeiras. Um dos alertas naturais que o próprio tsunami emite é o recuo da linha de água, que entra no mar de uma forma mais acentuada do que uma maré-baixa.

Há registo de centenas de tsunamis com origem sísmica. O mais devastador a nível mundial terá sido o tsunami do Oceano Índico em 2004, enquanto o mais devastador tsunami registado no Atlântico Norte terá sido o que atingiu a cidade de Lisboa no ano de 1755.

A 1 de Novembro de 1755, o deslizamento entre as placas tectónicas Eurasiática e Africana e a sobreposição de uma relativamente à outra originou uma falha que provocou um sismo com magnitude de 8.5 a 9.0 na escala de Richter, provocando um tsunami que inundou Lisboa, e tendo afetado uma área de cerca de  $15 \times 10^6$  km<sup>2</sup> (Johnston, 1996). O número de vítimas mortais do sismo e do tsunami está estimado entre 10 000 e 100 000 e os danos causados representaram cerca de 32 % a 48 % do PIB português (Pereira, 2006). Apesar de muito estudado, a origem deste tsunami permanece desconhecida. São validadas várias hipóteses que vão de encontro aos registos históricos. No entanto, continua incerta a sua verdadeira fonte.

Os fenómenos de tsunami têm vindo a ser cada vez mais investigados por diversos autores que se propõem compreender a dinâmica da sua geração e da sua propagação, e a estudar os efeitos da interação entre a onda de tsunami e as zonas costeiras. O objetivo será por um lado poder prever a ocorrência de um tsunami em caso de sismo, ou outro fenómeno causador, criando sistemas de alerta prévio, e por outro fornecer ferramentas para o planeamento territorial em regiões suscetíveis à inundação por tsunamis. Os tsunamis provocados por sismos submarinos, embora não sejam os mais destrutivos, são os mais frequentes, daí a incidência deste estudo num tsunami desse tipo.

## **1.2. ÂMBITO E OBJETIVOS**

Pretende-se neste trabalho fazer um estudo numérico do tsunami de Lisboa de 1755, da sua geração, propagação e interação com a costa portuguesa, continental e insular, e uma análise mais detalhada da sua propagação no estuário do Tejo. Será utilizado o modelo SWASH (Simulating WAVes till SHore), um modelo hidrodinâmico não-linear e dispersivo *open source*, recentemente desenvolvido pela TU Delft (*Delft University of Technology*).

O modelo permite simular um tsunami através da introdução de vários parâmetros característicos da origem e das condições do domínio computacional e obter resultados desde a elevação da superfície livre, profundidade, posição em cada ponto, nível da água, entre outros, ao longo da propagação da onda de tsunami desde a sua formação em alto mar até atingir a costa. Este será o programa utilizado durante a simulação feita para o tsunami de Lisboa de 1755.

A falta de informação concreta acerca do epicentro e das características do sismo que originou o tsunami de Lisboa, fez com que o trabalho considere três cenários possíveis para o sismo de Lisboa de 1755. A localização do epicentro e a magnitude do sismo são fatores determinantes das características do tsunami e consequentemente do seu potencial destrutivo ao atingir a costa.

O desenvolvimento deste trabalho passará, numa primeira fase, por compreender o funcionamento do modelo, as variáveis a definir, as malhas computacionais, o tipo de resultados que permite obter e a forma de processar esses resultados. Depois de fazer uma validação do modelo e de o aplicar ao caso de estudo, a análise dos resultados obtidos permitir-nos-á, por comparação com registos históricos, selecionar o cenário mais provável para o sismo de Lisboa de 1755. As características do fenómeno em causa e as características da área em estudo obrigam a uma análise com malhas aninhadas, uma opção que não é intrínseca do modelo SWASH e que terá de ser implementada de uma forma parcial.

## **1.3. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO**

A dissertação está dividida em seis capítulos ao longo dos quais se fará a apresentação do tema proposto, sendo este primeiro uma introdução à problemática em estudo.

No segundo capítulo apresenta-se uma revisão bibliográfica de estudos já realizados sobre os tsunamis, incluindo o tsunami de Lisboa de 1755. São descritas as características principais dos tsunamis, em função do tipo de mecanismo físico que lhes dá origem. Apresenta-se também uma breve descrição histórica de eventos deste tipo. É apresentada também uma recolha de dados históricos sobre o tsunami de Lisboa.

Num terceiro capítulo apresentam-se os modelos matemáticos usualmente utilizados nos estudos numéricos de tsunamis, e referem-se as características específicas dos modelos em que baseia o programa SWASH, para perceber o seu funcionamento e exigência a nível computacional. Abordam-se



algumas características físicas das ondas de tsunamis e faz-se uma pequena introdução ao modelo e à sua utilização.

No quarto capítulo é feita a validação do modelo SWASH, utilizando os resultados de uma simulação em tanque de ondas do tsunami de Hokkaido-Nansei-Okai de 1993, na sua propagação e incidência sobre a praia de Monai Valley, na ilha de Okushiri. Trata-se de um *benchmark* internacional, disponibilizado pelo NOAA Center for Tsunami Research.

O quinto capítulo apresenta as simulações numéricas realizadas do tsunami de Lisboa de 1755. É feita uma descrição dos diferentes cenários, das malhas computacionais utilizadas e dos dados obtidos para a completa definição do problema. Inclui também uma análise dos resultados obtidos e uma discussão dos mesmos.

O sexto e último capítulo apresenta as conclusões do trabalho e propõe desenvolvimentos futuros em matérias relacionadas.



# 2

## TSUNAMIS

### 2.1. DESCRIÇÃO DE TSUNAMI

O fenómeno a que se chama tsunami (do japonês *soo-NAH-mee*) é uma série de ondas que viajam pelo oceano com um comprimento de onda (distância entre duas cristas ou duas cavas consecutivas) extremamente longo. Na sua origem podem estar sismos submarinos, deslizamentos de terra, erupções vulcânicas ou, ainda que muito raro, queda de meteoritos, sendo as duas primeiras causas mencionadas as mais frequentes. Apesar da sua pouca frequência, as erupções vulcânicas submarinas têm o potencial de produzir ondas verdadeiramente impressionantes. Em oceano profundo, as ondas de tsunami propagam-se com velocidades que excedem os 800 km/h e com alturas de onda de apenas algumas dezenas de centímetros (por vezes menores), podendo não serem vistas nem sentidas por navios no mar. O que distingue estas ondas das ondas oceânicas geradas por tempestades é a enorme distância entre as suas cristas, comprimento de onda, que frequentemente excede os 100 km (em oceano profundo), e o seu período, intervalo de tempo entre duas cristas consecutivas, que pode variar entre os 10 min e os 60 min (ver Figura 2.1).

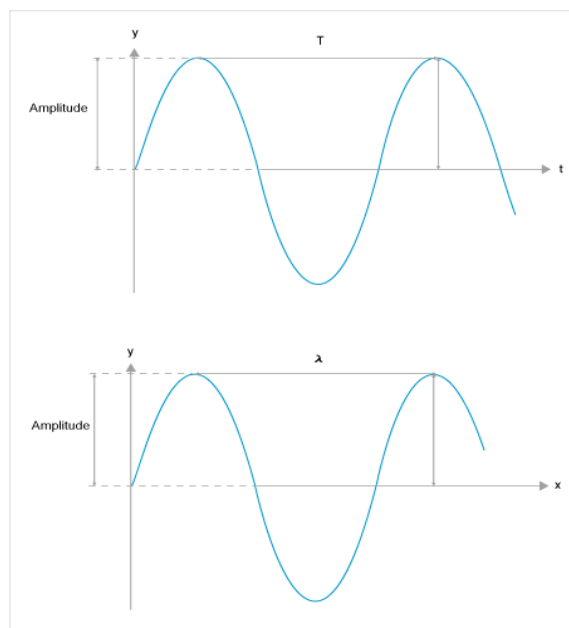


Figura 2.1 – Comprimento de onda ( $\lambda$ ) e período de onda ( $T$ ).

À medida que as ondas se vão aproximando da costa, o seu comprimento diminui e a sua altura aumenta. Enquanto em águas profundas a altura da onda pode ser inferior a 1 m, junto à costa esta altura pode atingir os 30 m, o que é sinónimo de um enorme potencial destruidor ao atingir a mesma (mesmo ondas na ordem dos 3–6 m de altura podem causar mortes e estragos significativos). Por norma, verifica-se um recuo das águas costeiras instantes antes da ocorrência do tsunami, ficando a linha de costa mais exposta do que nas marés baixas. Este recuo das águas deverá ser tomado como um aviso natural de que um evento de tsunami irá ocorrer.

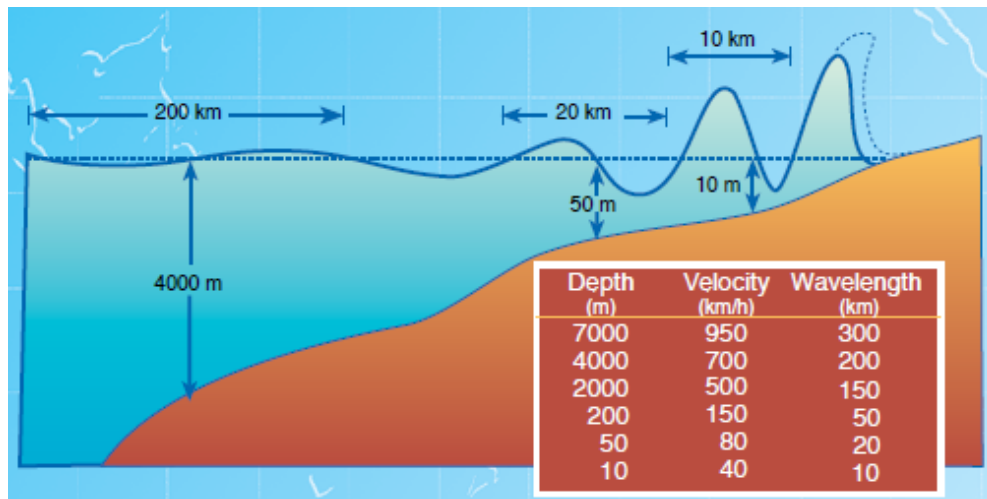


Figura 2.2 – Diminuição da velocidade e rápido aumento da altura de onda de tsunami em águas pouco profundas (fonte: IOC, 2016).

À medida que o tsunami avança sobre a costa, a energia das ondas é comprimida em distâncias muito mais curtas e profundidades muito menores, gerando ondas destrutivas e perigosas, com um enorme transporte de massa (ver Figura 2.2). É de notar que as séries de ondas de tsunamis podem atacar a costa durante horas, aumentando o seu potencial destruidor. A inundação causada por este fenómeno pode estender-se por quilómetros para o interior, ocupando grandes extensões de terra com água e detritos.

Os tsunamis representam uma ameaça à vida e ao património daqueles que residem junto à costa. Até 2014 há registos de cerca de 290 tsunamis, apenas na zona do Atlântico, causadores de milhares de mortes, onde 90% dessas mortes foram causadas por tsunamis que atingiram a costa menos de 1 h após a sua geração. A maior parte destes tsunamis (aproximadamente 90%) é causada por sismos e deslizamentos de terra (Maramai et al., 2014).

## 2.2. GERAÇÃO DE TSUNAMIS

Os tsunamis podem ter origem em sismos, deslizamentos de terra, erupções vulcânicas ou, ainda que muito raramente, queda de meteoritos, sendo as duas primeiras causas enumeradas as responsáveis pela maioria dos eventos de tsunami.

### 2.2.1. TEORIA DAS PLACAS TECTÓNICAS

A placa tectónica é uma porção da litosfera (camada sólida mais externa de um planeta rochoso) limitada por zonas de divergência, zonas de subducção e zonas conservativas. O planeta Terra tem 12 placas tectónicas principais e muitas mais sub-placas de menores dimensões.

A teoria das placas tectónicas baseia-se num modelo da Terra caracterizado por estas placas litosféricas de 70 a 250 km de espessura, que flutuam sobre uma camada viscosa chamada astenosfera. Estas placas, que cobrem toda a superfície terrestre e contêm todos os continentes e oceanos, movem-se umas em relação às outras com velocidades de até 10 cm/ano. A região onde duas placas entram em contacto designa-se por limite de placa e a forma como se movem uma em relação à outra define o tipo de limite:

- i. limite transformante ou conservativo, quando as placas deslizam horizontalmente uma em relação à outra, ao longo de falhas transformantes;
- ii. limite divergente ou construtivo, quando duas placas se afastam uma da outra, sendo o espaço produzido por este afastamento preenchido com novo material crustal;
- iii. limite convergente ou destrutivo, quando duas placas se movem uma em direção à outra, formando zonas de subducção (se uma das placas mergulhar sob a outra) ou cadeias montanhosas (se as placas simplesmente colidirem e se comprimirem uma contra a outra).

É nestas zonas de fronteira entre as placas que se regista a grande parte de sismos e erupções vulcânicas que estão, muitas vezes, na origem de tsunamis (Figura 2.3).

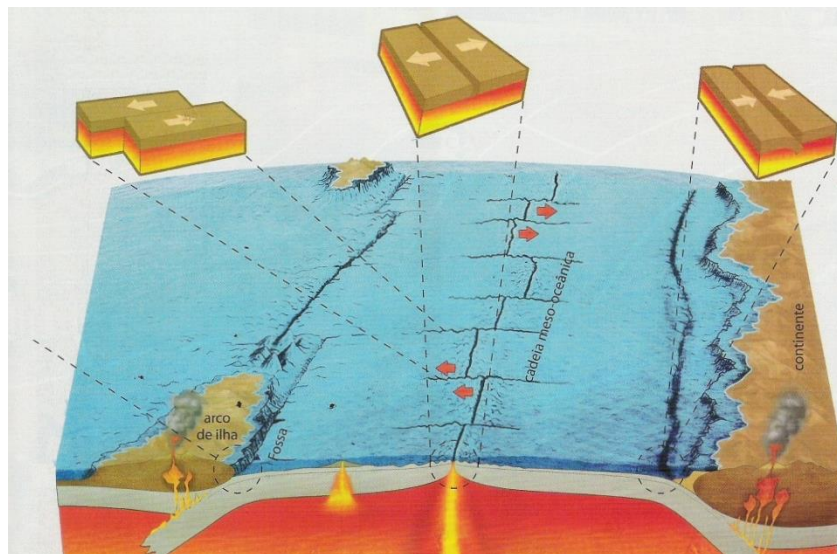


Figura 2.3 – Tipos de limites das placas tectónicas: limite transformante, limite divergente e limite convergente (fonte: ANE, 2016).

Os movimentos das placas tectónicas, sobretudo nas zonas de limites de placas, originam forças que provocam a deformação das rochas. O tipo de deformação sofrida pelas rochas depende da intensidade e do sentido das forças atuantes e ainda das propriedades físicas das próprias rochas. As deformações mais frequentes que as rochas podem sofrer são dobras e falhas. As dobras formam-se lentamente no interior da crosta ou do manto devido a forças compressivas que afetam camadas de rochas inicialmente planas. Com a aplicação continuada destas forças ao longo do tempo e com a erosão, as rochas deformadas acabam por ser visíveis à superfície, formando relevos montanhosos. As falhas provêm da ruptura ou cisão de um bloco rochoso ou faixas estreitas da superfície que é responsável pelo

deslocamento das suas partes. A acumulação de energia e a sua eventual libertação em zonas de falhas é um dos fatores responsáveis pela ocorrência de sismos. Esse fenómeno geológico surge em função da tensão aplicada por uma força, geralmente proveniente das placas tectónicas, em que a tensão exercida excede a capacidade de resistência e plasticidade das camadas rochosas, provocando a sua cisão ou rotura. As falhas geológicas podem ser classificadas em três tipos (ver Figura 2.4):

- i. falha normal, a cisão acontece quando o teto desce em relação à superfície da falha, ocorrendo quando a pressão exercida sobre a região provoca uma tensão negativa;
- ii. falha inversa, a cisão acontece quando o teto sobe em relação à falha, ocorrendo quando o movimento tectónico provoca uma tensão responsável por comprimir o espaço ocupado pelas camadas rochosas;
- iii. falha de desligamento ou transcorrente, quando há um movimento paralelo entre os dois blocos, o que pode ser provocado por vetores inversos de forças horizontais aplicados sobre cada segmento de rocha.

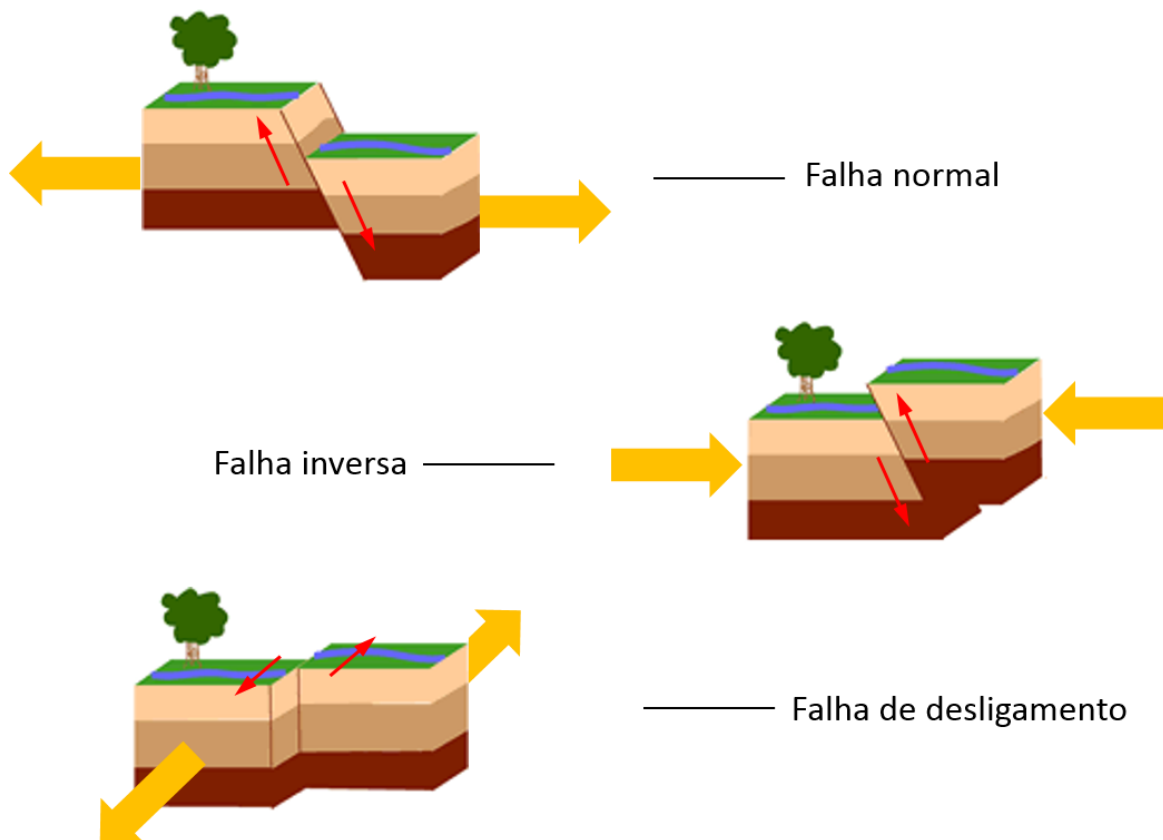


Figura 2.4 – Tipos de falhas geológicas (adaptado de: United States Geological Survey).

### 2.2.2. TSUNAMIS GERADOS POR SISMOS

Um sismo pode ser causado por atividade vulcânica, mas a maioria é gerada por movimentos ao longo das zonas de falha nos limites das placas tectónicas. Os sismos mais fortes, que representam 80% da energia libertada por sismos em todo o mundo, ocorrem em zonas de subducção, onde uma placa

oceânica desliza sob uma placa continental ou sob outra placa oceânica mais jovem, provocando a elevação do fundo do mar e dando origem a um tsunami (Figura 2.5).

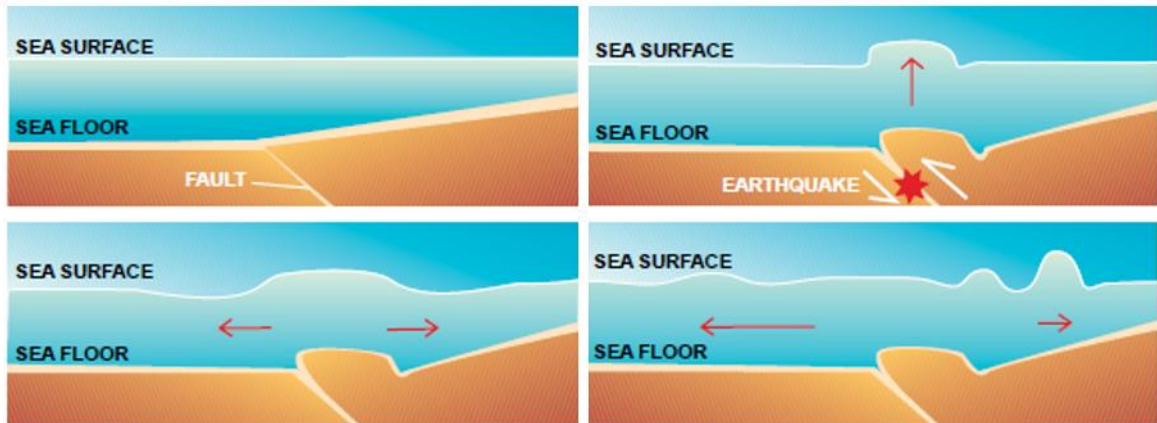


Figura 2.5 – Relação do tsunami com a origem sísmica (fonte: IOC, 2016).

Nem todos os sismos provocam tsunamis. Para gerar um tsunami, a falha onde ocorre o deslizamento deve situar-se debaixo do fundo oceânico, ou perto dele, causando movimentos verticais do fundo do mar (até vários metros) sobre uma grande área (por vezes até 100 000 km<sup>2</sup>). Os sismos com foco pouco profundo (profundidade inferior a 70 km abaixo da crosta terrestre) ao longo de zonas de subducção são responsáveis pelos tsunamis mais destrutivos. A quantidade de movimento vertical e horizontal do fundo do mar, a área sobre a qual ele ocorre, a queda de sedimentos subaquáticos devido à agitação e a eficiência com que a energia é transferida da crosta terrestre para a água do oceano fazem parte do mecanismo de geração do tsunami.

O foco sísmico é o ponto na Terra onde a rutura ocorre pela primeira vez e onde se formam as primeiras ondas sísmicas. O epicentro, por sua vez, é o ponto sobre a superfície terrestre imediatamente acima do foco. A magnitude é uma medida relativa do tamanho do sismo. Para além da escala de Richter – mais comum – existe um número de diferentes escalas que medem este parâmetro, como a magnitude de momento que mede a energia libertada dando uma estimativa mais fiável da grandeza do sismo. O aumento de uma unidade de grandeza de magnitude corresponde a um fator de 10 no aumento da amplitude da onda sísmica e a 30 vezes mais energia libertada. A magnitude de momento é mensurável quase imediatamente devido a progressos feitos em sismógrafos modernos que permitem gravação digital e sistemas de comunicação em tempo real, o que possibilita o alerta imediato da geração de tsunamis, poucos minutos depois da ocorrência do sismo (IOC, 2016).

### 2.2.3. TSUNAMIS GERADOS POR DESLIZAMENTOS DE TERRA

Geralmente associados a regiões montanhosas, os deslizamentos de terras podem acontecer praticamente em qualquer região onde a superfície do solo apresente um declive acentuado. Segundo Ward e Day (2002), alguns dos maiores deslizamentos ocorridos na Terra são subaquáticos. Deslizamentos subaquáticos podem envolver movimentos rochosos inteiramente abaixo do mar ou podem iniciar a sua movimentação em terra e, posteriormente, entrar na água. Tal como os deslizamentos em terra, os deslizamentos subaquáticos verificam-se em declives íngremes. Muitos dos

deslizamentos de terra históricos e pré-históricos ocorreram em declives do oceano ou de placa continental onde são recorrentes os eventos de sismos. O abalo sísmico é o que provavelmente desencadeia esse deslizamento. Já outros deslizamentos ocorreram em regiões sísmicamente passivas, tal como a leste e a oeste do Atlântico e nas ilhas vulcânicas do Havai e das Caraíbas, por exemplo. As evidências sugerem que os deslizamentos de terras podem ocorrer em praticamente todo o mundo, quer sejam regiões tectonicamente ativas ou inativas (Ward e Day, 2002).

Grilli et al. (2002) associam o principal risco deste evento à destruição das obras realizadas pelo Homem, aliada, quando se refere a deslizamentos subaquáticos, às ondas de tsunami geradas, que impõem um grau de risco e destruição ainda maior. Tsunamis com origem em deslizamentos de terras aparecem como um dos maiores riscos costeiros para sismos moderados. Enquanto tsunamis gerados por sismos são, por norma, relativamente pequenos em altura e relacionados com a magnitude do momento sísmico, os tsunamis por deslizamentos de terra são apenas limitados na sua altura pelo deslocamento vertical do deslizamento. Quando estes deslizamentos subaquáticos se desencadeiam na placa continental, o seu deslocamento consegue alcançar centenas de metros, produzindo tsunamis enormes, num intervalo de tempo relativamente reduzido para que seja possível efetuar um aviso da sua aproximação à costa.

Harbitz et al. (2006) defendem que as características de um tsunami gerado por um deslizamento submarino são determinadas principalmente pelo volume deslizado, pela aceleração inicial, pela velocidade máxima e pelo possível comportamento reversível do deslizamento de terras. A influência desses parâmetros, bem como a profundidade da água e a distância à costa, são atualmente motivo de discussão.

Estudos realizados por Ward e Day (2002) descrevem um deslizamento de terras ocorrido no Canadá em 1929, quando uma massa rochosa com um volume entre 300 e 700 km<sup>3</sup> deslizou do talude continental e entrou no mar a uma velocidade de cerca de 80 km/h. Durante o seu percurso, o deslizamento de terras transformou-se num gigantesco fluxo de ondas com elevada turbulência. Cerca de 70 anos mais tarde, em 1998, outro deslizamento de terras (este causado por um sismo) varreu os declives submarinos da Papua Nova Guiné. Este deslizamento também deu origem a um tsunami que resultou na morte de 2000 pessoas. Por se tratar de uma onda extremamente grande, os cientistas associaram este tsunami à ocorrência do deslizamento, uma vez que o sismo por si só não seria capaz de desencadear tamanha grandeza. À semelhança deste caso, foi também atribuída como causa de outros tsunamis os deslizamentos de terras que ocorreram aquando da sua geração, como é o caso do tsunami de 1946 na ilha Unamak, por exemplo.

#### 2.2.4. TSUNAMIS GERADOS POR ERUPÇÕES VULCÂNICAS

A definição de tsunami vulcânico deve ter em conta os processos eruptivos, intrusivos e gravitacionais nas suas fontes. Latter (1981) define este tipo de tsunamis como *“tsunami intimamente associado no tempo e no espaço com as erupções vulcânicas”*, já Begét (2000) define-os, de forma mais ampla, como *“uma onda elevada ou impulso de água produzido por uma variedade de processos eruptivos ou não-eruptivos nos vulcões”*, por sua vez, Paris et al. (2014) define-os como *“todos os tsunamis gerados por processos eruptivos, deformação rápida do solo e pela instabilidade dos taludes dos vulcões”*.

Os tsunamis com origem eruptiva ocorrem quando a energia libertada durante uma erupção é direta ou indiretamente transmitida ao oceano, gerando perturbações impulsivas que podem deslocar um grande volume de água e originar ondas de tsunami extremamente destrutivas na área que envolve a fonte. Quando a onda se forma, move-se numa direção vertical e ganha grandes velocidades em águas mais profundas, chegando a atingir os 1050 km/h (em águas pouco profundas conseguem atingir os 320



km/h). Estas ondas viajam pelas plataformas continentais até colidirem com a costa, sendo que, quando esta colisão ocorre, o seu poder não diminui, elas transportam extremas quantidades de energia quando retornam em direção à fonte.

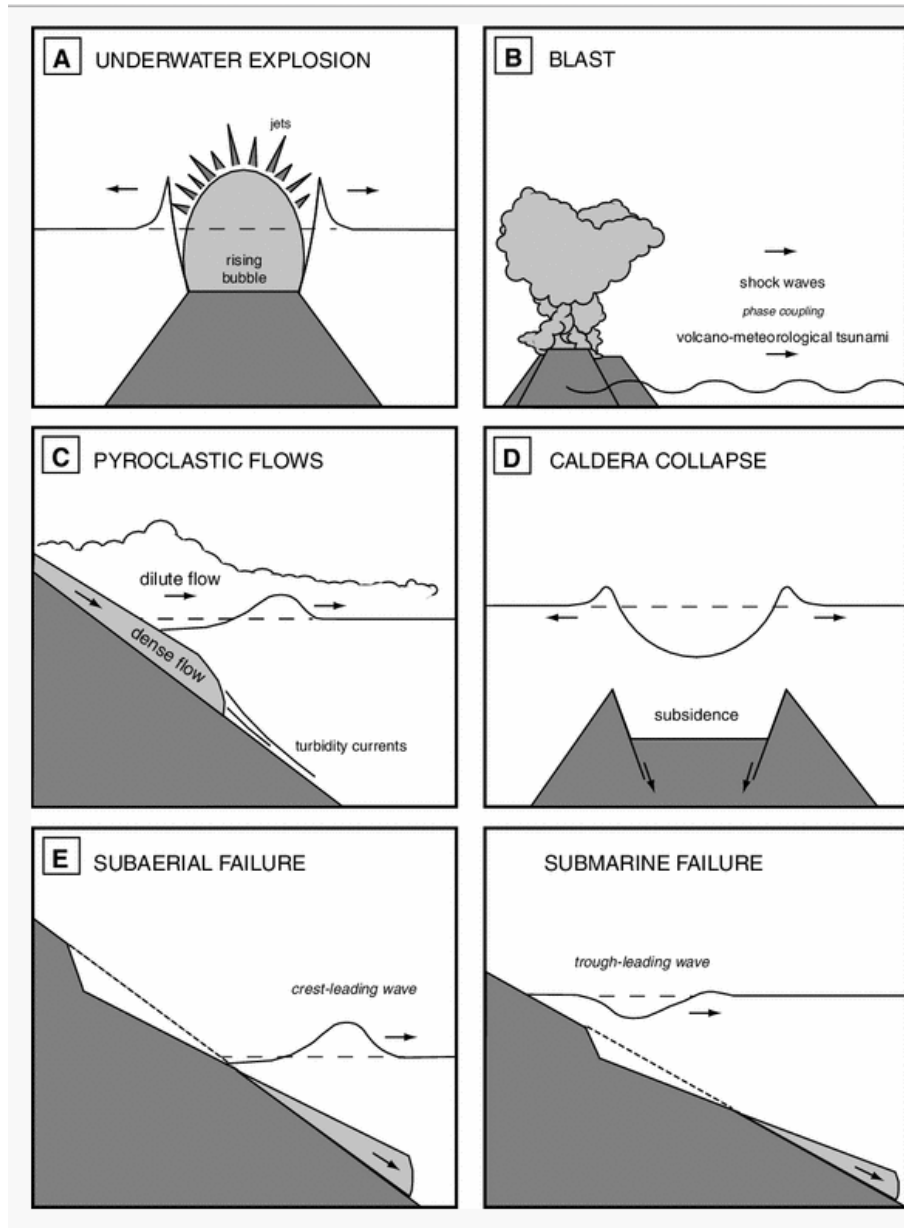


Figura 2.6 – Principais mecanismos de fonte de tsunami em vulcões: (A) explosões subaquáticas; (B) onda de fumo gerada pela explosão; (C) fluxos piroclásticos; (D) colapso da caldeira; (E) deslizamento subaéreo e submarino (adaptado de Paris et al., 2014).

Apesar do fenómeno ser bem conhecido, a natureza precisa e a dinâmica das interações e dos processos que originam as ondas durante as erupções não são tão facilmente compreensíveis, devido à complexidade que lhe é inerente e aos dados observados que são escassos. Segundo Paris et al. (2014), cerca de oito mecanismos estão implícitos na geração de tsunamis a partir de vulcões: explosões subaquáticas, fluxos piroclásticos, *lahars* que entram na água, o sismo que precede ou acontece durante a erupção vulcânica, deslizamentos de terras (da queda de material rochoso que se transforma em

avalanches de detritos maciços), colapso da lava proveniente da erupção, colapso da caldeira (que resulta num rápido abaixamento do fundo do mar) e ondas de choque produzidas pela grande explosão (pelo acoplamento da onda de choque com a onda do mar). O mesmo autor defende que exemplos de tsunamis documentados sugerem que é improvável que as ondas de choque, as *lahars* e o colapso do banco de lava consigam produzir tsunamis com alturas de onda superiores a 3 m. Fluxos piroclásticos, deslizamentos de terras e a subsidência da caldeira, por outro lado, são vistos como os únicos mecanismos suscetíveis de gerar volumes superiores a 1 km<sup>3</sup>. A Figura 2.6 ilustra cinco dos oito mecanismos sugeridos para a geração de tsunamis vulcânicos.

Embora este tipo de tsunamis seja menos frequente relativamente aos tsunamis com origem sísmica, são capazes de um nível de destruição muito superior. Grande parte das vítimas de tsunamis vulcânicos deve-se aos efeitos secundários das erupções — fome e doenças. No entanto, daquelas que são vítimas diretas durante a erupção, Paris et al. (2014) afirma que entre 20 a 25% morreram por causa do tsunami. A principal causa do número elevado de mortes devido ao tsunami prende-se com a distância sobre a qual os processos destrutivos que lhe estão associados atuam, através da transferência direta de parte da sua energia para as ondas do mar, que podem, assim, propagar-se a longas distâncias.

Segundo Latter (1981), existem 106 casos descritos como tsunamis vulcânicos, dos quais apenas 69 casos se encontram definitivamente classificados como tal. Desses, 22% têm origem em sismos que acompanharam a erupção, 20% são associados a fluxos piroclásticos com impacto na água, 19% a explosões submarinas, 9% à subsidência das caldeiras, 7% às avalanches de material rochoso, 6% às avalanches de material quente, 4.5% ao impacto das *lahars* na água, 4.5% às ondas de choque provocadas pelas nuvens de fumo provenientes da explosão, e o restante 1% por tsunamis formados pela expansão da lava para o mar.

Paris et al. (2014) refere que o grande número de fatalidades associadas a tsunamis vulcânicos se deveu às erupções de Krakatoa, em 1883 na Indonésia (que vitimou cerca de 36 500 pessoas, aproximadamente 95% devido ao tsunami); e ao desabamento de terras em Mayuyama, em 1792 no Japão (que vitimou cerca de 15 000 pessoas, das quais aproximadamente 75% devido ao tsunami).

## 2.3. REGISTO HISTÓRICO DE TSUNAMIS

### 2.3.1. OS MAIORES TSUNAMIS REGISTRADOS

Os tsunamis são um dos fenómenos da Natureza mais catastróficos. As suas ondas movem-se a elevada velocidade, com elevado transporte de massa, destruindo tudo o que se encontra no seu caminho. Enumeram-se, de seguida, alguns dos tsunamis mais potentes da História humana, de acordo com a sua capacidade destrutiva:

- Oceano Índico, 2004: é considerado como o tsunami mais devastador da História (Ioualalen et al., 2007). Gerado pelo terceiro maior sismo de que há memória, com  $M_w = 9.1 - 9.3$ , este tsunami de 26 de Dezembro de 2004 causou mais de 200 000 mortes e destruiu 11 zonas costeiras na Indonésia, na Índia, no Sri Lanka e na Tailândia.
- Lisboa, 1755: a 1 de Novembro de 1755, um sismo com origem no oceano Atlântico, com  $M_w = 8.5 - 9.0$ , foi causador de um tsunami que teve grande impacto nas costas ibérica e marroquina, com registos de menor amplitude em Inglaterra, Antilhas, Canadá e Brasil. Este sismo e o tsunami foram responsáveis pela morte de 10 000 a 100 000 pessoas, e pela destruição quase completa da cidade de Lisboa e da costa sul de Portugal.
- Arica, 1868: a 16 de Agosto de 1868, um sismo com  $M_w = 8.5$  atingiu o Perú, destruindo a cidade de Arica. O sismo originou um tsunami que se propagou através do Oceano Pacífico,

- atingindo a Nova Zelândia com ondas de altura de 7–8 m, e atingindo também o Japão e as Filipinas (Soloviev e Go, 1985). O número total de vítimas ascendeu a cerca de 25 000.
- Messina, 1908: a 28 de Dezembro de 1908, um sismo com  $M_w = 7.5$  ocorreu na costa de Messina, Itália, produzindo um tsunami com ondas de cerca de 12–13 m. O número de vítimas foi estimado entre 75 000 e 200 000 pessoas, com a destruição de todas as casas e edifícios costeiros, em Messina e nas regiões circundantes.
  - Tohoku, 2011: a 11 de Março de 2011, um sismo com  $M_w = 8.9 - 9.0$  ocorreu no oceano Pacífico, perto da costa nordeste do Japão. A elevada magnitude do fenómeno originou várias ondas de tsunami com que atingiram uma altura de cerca de 40 m na península de Omoe, e que na zona de Sendai se propagaram cerca de 10 km para o interior do país. As ondas propagaram-se através do oceano Pacífico atingindo a costa americana do Alasca ao Chile com uma altura de cerca de 2 m. O tsunami destruiu um elevado número de comunidades costeiras nas ilhas setentrionais do Japão. Foram registadas 15 894 vítimas mortais, na sua maioria causadas pelo tsunami. O acidente na central nuclear de Fukushima foi diretamente causado pelo tsunami.
  - Hilo, 1960: a 22 de Maio de 1960, Hilo, Havaí, foi atingido por um tsunami que provocou a destruição de centenas de edifícios, matando 61 pessoas. O tsunami foi provocado por um sismo com  $M_w = 8.25 - 8.5$ , originado pelo sismo de Valdivia, Chile (Eaton et al., 1961). O número de vítimas no Chile, onde as ondas chegaram a atingir alturas de 25 m, está estimado entre 1000 e 6000, a maior parte devidas ao tsunami.
  - Honshu, 1896: a 15 de Junho de 1896, um tsunami atingiu Honshu, Japão, após a ocorrência de um sismo com  $M_w = 7.6$ , com origem numa falha submarina. O sismo causou duas ondas de tsunami. Estima-se que as ondas terão atingido a altura de 38 m, vitimando cerca de 27 000 pessoas (Kanamori, 1972).
  - Krakatoa, 1883: a 27 de Agosto de 1883, a ilha vulcânica de Krakatoa entrou em erupção. Após várias erupções, as paredes do vulcão começaram a abrir e a água do mar derramada para dentro da câmara magmática deu origem a quatro explosões que destruíram dois terços da ilha (BM, 2016). Cada explosão deu origem a um tsunami com uma altura de onda superior a 30 m. A primeira explosão ocorreu às 05h30. A segunda explosão às 06h44. A terceira e mais potente explosão, equivalente a 200 Mt de TNT, ocorreu às 10h02, tendo sido ouvida na ilha de Rodrigues, no oceano Índico, a 4800 km de distância. A quarta e última explosão ocorreu às 10h41. O número total de vítimas dos tsunamis terá sido de cerca de 36 500.

Atualmente existem bases de dados, designadas como catálogos, com as características de todos os tsunamis de que há memória, obtidas quer através de registos históricos, quer através de investigação conduzida em depósitos paleo-geológicos (Baptista et al., 2011). O primeiro trabalho de sistematização do registo de dados de tsunamis na Europa focava-se no Mediterrâneo Oriental (Ambraseys, 1962). Posteriormente no âmbito dos programas europeus GITEC (Genesis and Impact of Tsunamis on the European Coasts), GITEC-TWO (Genesis and Impact of Tsunamis on the European Coasts – Tsunami Warning and Observation) e TRANSFER (Tsunami Risk AND Strategies For the European Region) foi criada uma base de dados de tsunamis europeia cobrindo o oceano Atlântico e o mar Mediterrâneo (Maramai et al., 2014). Esta base de dados europeia incorpora o catálogo português de tsunamis (Baptista e Miranda, 2009).

Após o tsunami do Oceano Índico em 2004, a Comissão Oceanográfica Intergovernamental da UNESCO criou uma base de dados de tsunamis a nível mundial, no âmbito do IOC—Tsunami Programme. Este programa contempla a criação não só da base de dados, mas também de um sistema de alerta de tsunamis e de mitigação de efeitos. O programa considera quatro regiões oceânicas: Caraíbas e Regiões Adjacentes; Oceano Índico; Nordeste Atlântico, Mediterrâneo e Mares Conexos; Oceano Pacífico (IOC, 2016).

### 2.3.2. TSUNAMIS NO NORDESTE ATLÂNTICO

A base de dados para a região do Nordeste Atlântico, Mediterrâneo e Mares Conexos, o Euro-Mediterranean Tsunami Catalogue (EMTC), associada ao NEAMTWS (North-East Atlantic & Mediterranean Tsunami Warning System) contém os parâmetros principais de 290 tsunamis ocorridos nesta região desde 6150 AC. Nesta base de dados, o Nordeste Atlântico está dividido em três sub-regiões principais: AT (Oceano Atlântico); NS (Mar do Norte); NW (Mar da Noruega). A região mediterrânica inclui quatro sub-regiões: M1 (Mediterrâneo oriental); M2 (Mediterrâneo central); M3 (Mediterrâneo ocidental); BS (Mar Negro) (Maramai et al., 2014).

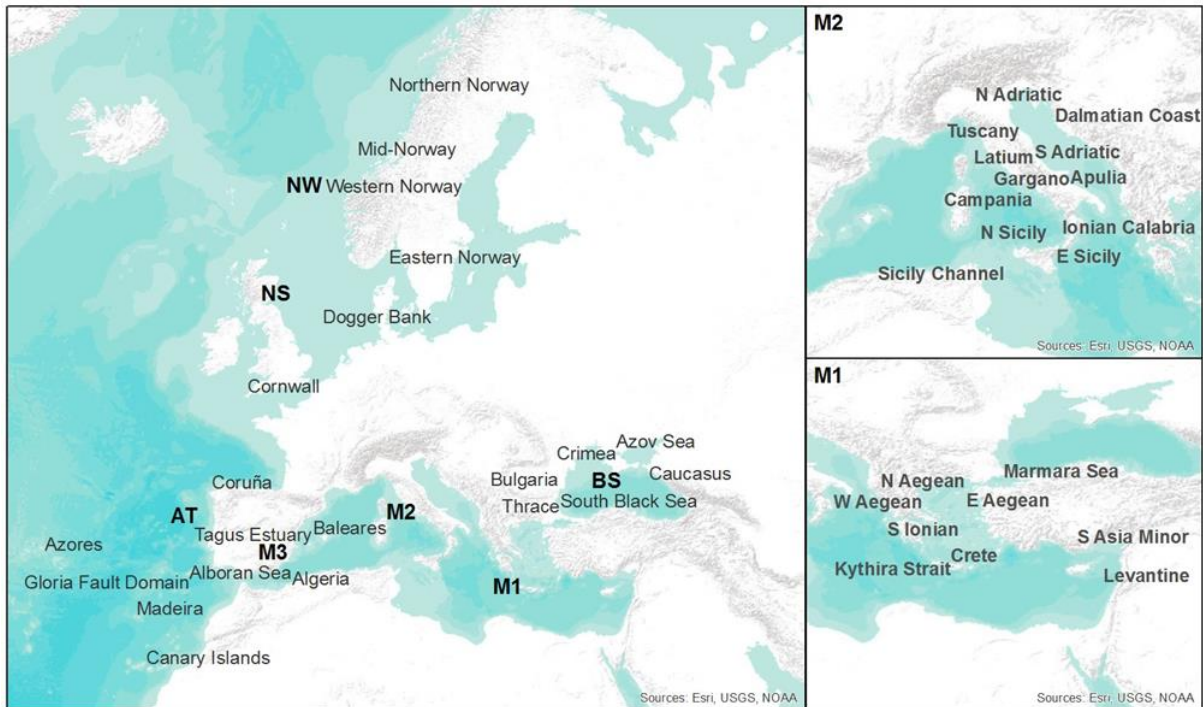


Figura 2.7 – Regiões geográficas incluídas no EMTC (fonte: Maramai et al., 2014).

Na zona NW, os eventos de tsunamis são raros e localizados, e as principais origens são deslizamentos de terras registados nos fiordes. Na zona NS há apenas registo de um sismo com baixa probabilidade de ocorrência de um tsunami. Já na zona AT, onde há registo de 27 eventos, os tsunamis são causados principalmente por sismos submarinos gerados na região fronteira de placas que se estende do arquipélago dos Açores até ao Mediterrâneo ocidental. O maior tsunami registado na zona AT foi o de Lisboa, a 1 de Novembro de 1755, gerado por um sismo de grande magnitude.

Na Figura 2.8 apresentam-se os tsunamis registados na zona AT, com a intensidade indicada na escala de Sieberg–Ambraseys (Ambraseys, 1962): 1 ≡ muito leve; 2 ≡ leve; 3 ≡ pouco forte; 4 ≡ forte; 5 ≡ muito forte, 6 ≡ desastroso. Na Figura 2.9 estão representadas os 4 sismos que deram origem a tsunamis registados após a instalação da Rede Maregráfica Nacional, com incidência nas costas portuguesas (Baptista e Miranda, 2009).

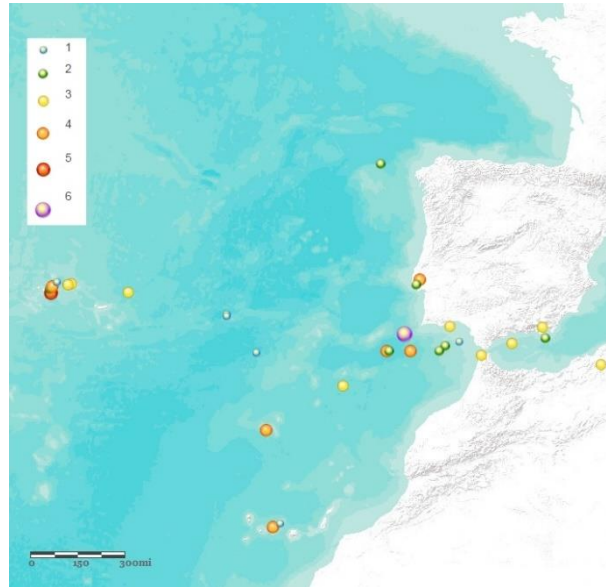


Figura 2.8 – Tsunamis no Atlântico Nordeste (fonte: Maramai et al., 2014).

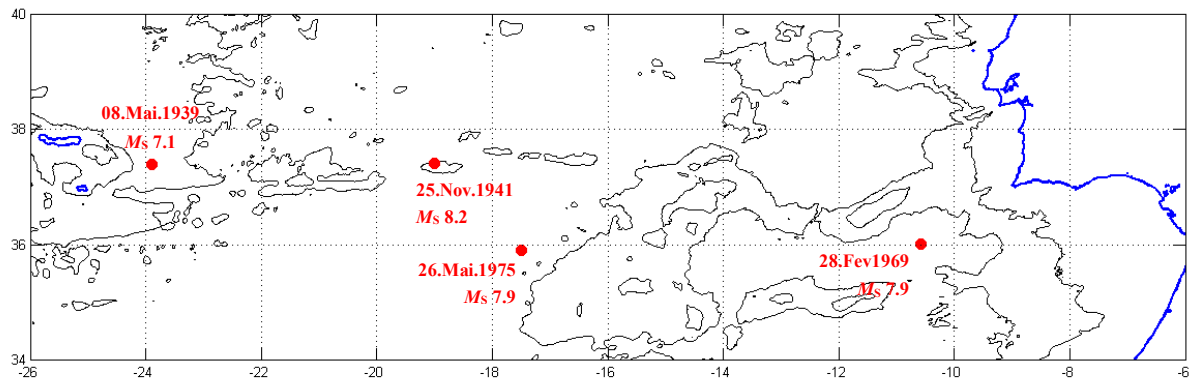


Figura 2.9 – Tsunamis sísmicos recentes com incidência nas costas portuguesas ( $M_s$  : magnitude das ondas superficiais).

## 2.4. TSUNAMI DE LISBOA DE 1755

### 2.4.1. DESCRIÇÃO HISTÓRICA

A 1 de Novembro de 1755, deu-se o fenómeno natural mais devastador na História de Portugal e da Europa. O deslizamento entre as placas tectónicas da Eurásia e da Núbia, com a sobreposição de uma relativamente à outra, gerou uma libertação de energia que provocou um sismo com uma magnitude de momento estimada em  $M_w = 8.5 - 9.0$  (e.g. Abe, 1979). Este sismo provocou fendas no solo de Lisboa, levando à derrocada da maior parte dos edifícios da cidade. Por ser o Dia de Todos os Santos, em praticamente todas as casas, igrejas e edifícios públicos havia velas acesas, o que com a derrocada provocou um incêndio de enormes proporções. Este incêndio terá provocado a fuga da população para a zona ribeirinha, onde as pessoas foram posteriormente surpreendidas pelo tsunami. Estima-se que tenham perecido pelo menos 10 000 pessoas. Documentos da época referem no entanto um número de vítimas que pode chegar a 100 000 (Pereira, 2006).

As características do sismo e do tsunami a que deu origem estão descritas em registos históricos (ver Tabela 2.1) e são sintetizadas em Baptista et al. (1998). O sismo teria ocorrido às 09h30 min ( $\pm 10$  min), com uma duração de 8.5–9.0 min, dando origem a um tsunami que penetrou no estuário do Tejo. Registos históricos referem a existência de pelo menos 3 ondas com períodos aproximados de 10 min e que terão atingido uma elevação média da superfície livre de onda de 5 m. A chegada do tsunami a Lisboa, Marvila (freguesia da zona oriental da cidade, no interior do estuário) registada como tendo ocorrido 90 min ( $\pm 10$  min) após o sismo. Em Oeiras, no exterior do estuário, a chegada do tsunami teria ocorrido 25 min após o sismo.

A elevação da superfície da onda registada ao longo das costas portuguesa e marroquina teria sido entre 5 e 15 m, tendo sido também significativa nos arquipélagos da Madeira e dos Açores. Foram ainda documentados registos do tsunami nas Caraíbas, Brasil, Canadá e Inglaterra. Não houve qualquer registo ao longo da costa leste dos Estados Unidos. Baptista et al. (1998) referem que as ondas mais destrutivas foram observadas ao longo da costa portuguesa, em Lisboa e no Cabo de São Vicente, e ao longo do Golfo de Cádiz e da costa norte marroquina. Barkan et al. (2009) compilaram os registos da ocorrência do tsunami de Lisboa em vários pontos da bacia do Atlântico Norte que se apresentam na Tabela 2.2.

Tabela 2.1 – Registos Históricos do tsunami de Lisboa de 1755 (Adaptado de: Baptista et al., 1998).

Localização	Latitude	Longitude	Hora (local) do sismo	Duração do sismo	Tempo de viagem	Erro estimado do tempo de viagem
	(°N)	(°W)		(min)	(min)	(min)
Barbados	13.25	59.50	–	–	473	– <sup>(2)</sup>
C.S.Vicente	37.00	8.99	9h30	8–9	16 <sup>(1)</sup>	7
Cádiz	36.50	6.30	10h00	–	78	–
Mounts Bay, Cornualha	–	–	–	–	234	– <sup>(2)</sup>
Figueira da Foz	40.14	8.88	9h30	–	45–50	10
Huelva	37.25	6.93	10h00	–	45	10
Oeiras	38.67	9.32	9h30	10	25 <sup>(1)</sup>	10
Lisboa (Marvila)	38.75	9.10	9h30	9	90	10
Madeira	32.63	16.88	9h38	1–2	90	15
Newlyn (UK)	50.10	15.56	–	–	279	– <sup>(2)</sup>
Porto Novo	39.10	9.43	9h30	$\approx 15$	75	25
Porto Santo	33.06	16.16	–	–	60	15
Safi	32.30	9.33	9h34	8	26–34	20
Angra	38.65	27.22	–	–	102	– <sup>(2)</sup>

(1) Naquelas estações, os tempos de viagem foram obtidos pela hora de chegada + a duração do sismo.

(2) Os dados históricos foram suficientes para obter uma estimativa de erro fiável.

Tabela 2.2 – Registos do tsunami em vários pontos do Norte Atlântico (adaptado de: Barkan et al., 2009).

Localização	Latitude	Longitude	Altura da onda
	(°N)	(°E)	(m)
Antígua	17.090	-61.800	3.6
Dominica	15.300	-61.380	3.6
Barbados	13.250	-59.530	1.5–1.8
Itamaraca	-7.747	-34.825	NRR
Boavista	49.000	-53.333	NRR
Cornualha	50.130	-5.425	2–3.7
Corunha	43.366	-8.383	< 1
Porto	41.150	-8.633	1.0
Figueira da Foz	40.140	-8.880	NRR
Lisboa	38.700	-9.183	5–15.2
Oeiras	38.683	-9.316	> 6
Angra do Heroísmo	38.650	-27.216	? –14.6
Huelva	37.250	-6.950	NRR
São Vicente	37.000	-8.990	> 10
Cádiz	36.533	-6.300	15–18.3
Gibraltar	36.143	-5.353	2.0
Ceuta	35.888	-5.312	2.0
Porto Santo	33.066	-16.330	3.0
Madeira	32.630	-16.880	4–13.2
Ilhas Canárias	28.135	-15.435	NRR

NRR: Locais onde houve registos do tsunami mas sem quantificação da altura da onda.

#### 2.4.2. ORIGEM DO TSUNAMI

O epicentro do sismo de Lisboa de 1 de Novembro de 1755 é desconhecido. A sua causa terá sido um movimento tectónico entre as placas Eurasiática e Africana, cujo segmento ocidental atravessa o arquipélago dos Açores e se estende na direção de Gibraltar.

As falhas com capacidade para originar grandes tsunamis em Portugal e no Atlântico Nordeste estão bem identificadas (Baptista et. al, 2011, Mendes, 2012): a falha do Marquês de Pombal (FMP), a falha da Ferradura (FF), as falhas do Banco de Portimão (FBP), a falha do Banco de Gorringe (FBG), a falha da Planície Abissal do Tejo (FPAT), e a falha do Vale Inferior do Tejo (FVIT). A localização destas falhas está ilustrada na Figura 2.10.

A falha da Ferradura e a falha do Marquês de Pombal situam-se na Planície Abissal da Ferradura tendo sido identificadas em trabalhos realizados por Zitellini e colaboradores (Zitellini et al., 2001, 2004). A falha da Ferradura é um dos mais importantes acidentes tectónicos identificados na área e está próxima da origem identificada para o sismo de 1969, mas não terá estado na origem do mesmo. A falha do Marquês de Pombal é uma grande estrutura tectónica compressiva ativa localizada 100 km a sudoeste do cabo de S. Vicente.

O Banco de Portimão forma, conjuntamente com o Banco do Guadalquivir, o limite entre a crosta continental a norte e a crosta oceânica a sul (Sallarès et al, 2013, referido por Terrinha et al., 2014).

O Banco de Gorringe limita a sudeste a Planície Abissal do Tejo. É um grande bloco elevado de litosfera oceânica, com 180 km de comprimento orientado na direção SW–NE e uma largura entre 60 e 70 km. É parte da cordilheira submarina que se estende ao longo da falha Açores–Gibraltar. Este bloco está associado a uma grande anomalia isostática (Bergeron e Bonnin, 1991), que evidencia a presença de um corpo bastante espesso e de alta densidade perto da superfície, com um elevado potencial de atividade sísmica (Baptista et al., 2011).

A Planície Abissal do Tejo é limitada a sul pela montanha de Hironnelle, a sudeste pelo banco de Gorringe, a oeste pela Crista Madeira–Tore e a norte pelo esporão da Estremadura. O seu limite oriental é formado pela crosta continental, onde se localiza a Falha da Planície Abissal do Tejo, no prolongamento dos sistemas de canhões de Cascais–Lisboa–Setúbal.

A falha do Vale Inferior do Tejo é uma estrutura ainda pouco estudada, que poderá ter estado na origem do sismo e tsunami que afetou Lisboa e Santarém em 1531 (Mendes, 2012, Baptista et al., 2014).

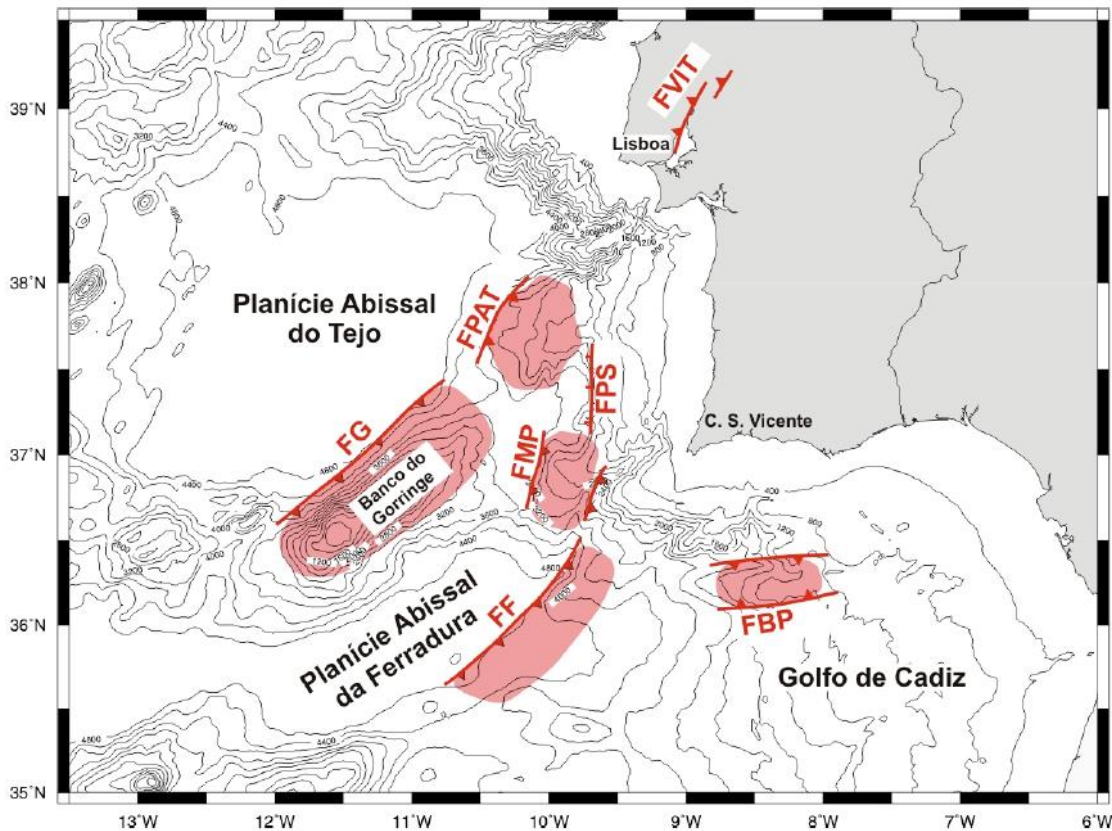


Figura 2.10 – Localização das principais falhas com potencial para causar tsunamis de grandes dimensões (fonte: Mendes, 2012).

Observando a Figura 2.10, verifica-se que a maior parte destas estruturas têm uma orientação SW–NE, e que as áreas mais expostas a um tsunami gerado nas falhas identificadas ao largo de Portugal são o Algarve, nomeadamente Sagres, a costa Vicentina, a Área Metropolitana de Lisboa e a costa Oeste até



Peniche. A investigação dos tsunamis no passado (Baptista e Miranda, 2009) confirma estas áreas como aquelas que estão mais sujeitas ao risco de tsunamis em Portugal Continental.

Gutscher et al. (2002, 2006) e Thiebot e Gutscher (2008) propuseram a existência de uma falha plana a oeste do Golfo de Cádiz — Falha do Golfo de Cádiz (FGC) — possivelmente resultante da subducção de uma parte da placa africana sob Gibraltar (ver Figura 2.11).

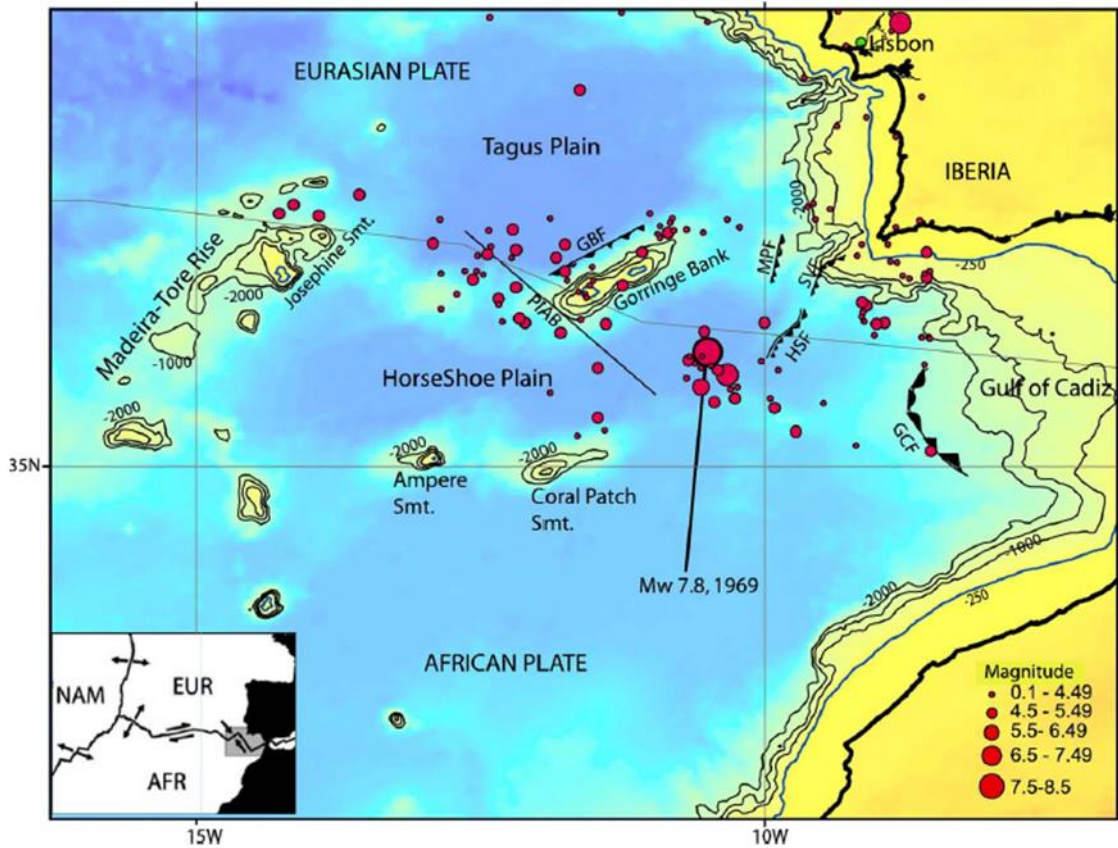


Figura 2.11 – Localização da falha do Golfo de Cádiz e de vários sismos na zona da planície da Ferradura (fonte: Barkan et al., 2009).

Vários autores se debruçaram sobre o problema da identificação da origem do tsunami (Johnston, 1996, 1996; Baptista et al., 1998a, 1998b; Gutscher et al., 2006; Grandin et al., 2007), tendo em conta os registos da onda em vários pontos das costas atlânticas. Mader (2001) considerou os efeitos ao largo do tsunami. De especial interesse para o trabalho realizado nesta tese foram os estudos de Barkan et al. (2009) e de Grilli e Grilli (2011).

Barkan et al. (2009) investigaram, em primeiro, restrições para o epicentro do sismo através de simulações numéricas de tsunamis ao largo. Em segundo, estudaram parâmetros como a orientação da falha, a distância à origem e a batimetria, de forma a perceber o que governa a propagação do tsunami no Atlântico. Assim, numa tentativa de identificar a localização da fonte mais provável para a origem do tsunami de Lisboa, os autores propuseram 16 localizações, descritas na Figura 2.12 e na Tabela 2.3, distribuídas ao longo das Falhas do Banco de Goringe, do Marquês de Pombal e do Golfo de Cádiz, realizando uma simulação de tsunami para cada uma delas. Para facilitar a comparação entre os modelos, os autores usaram em todas as simulações o mesmo *dip*, *slip*, a mesma rigidez e as mesmas dimensões

da falha (descritas na Tabela 2.4). A rigidez do manto usada foi bastante elevada ( $E = 65 \times 10^9$  Pa) para ter em conta o facto de a falha estar praticamente toda inserida no manto litosférico.

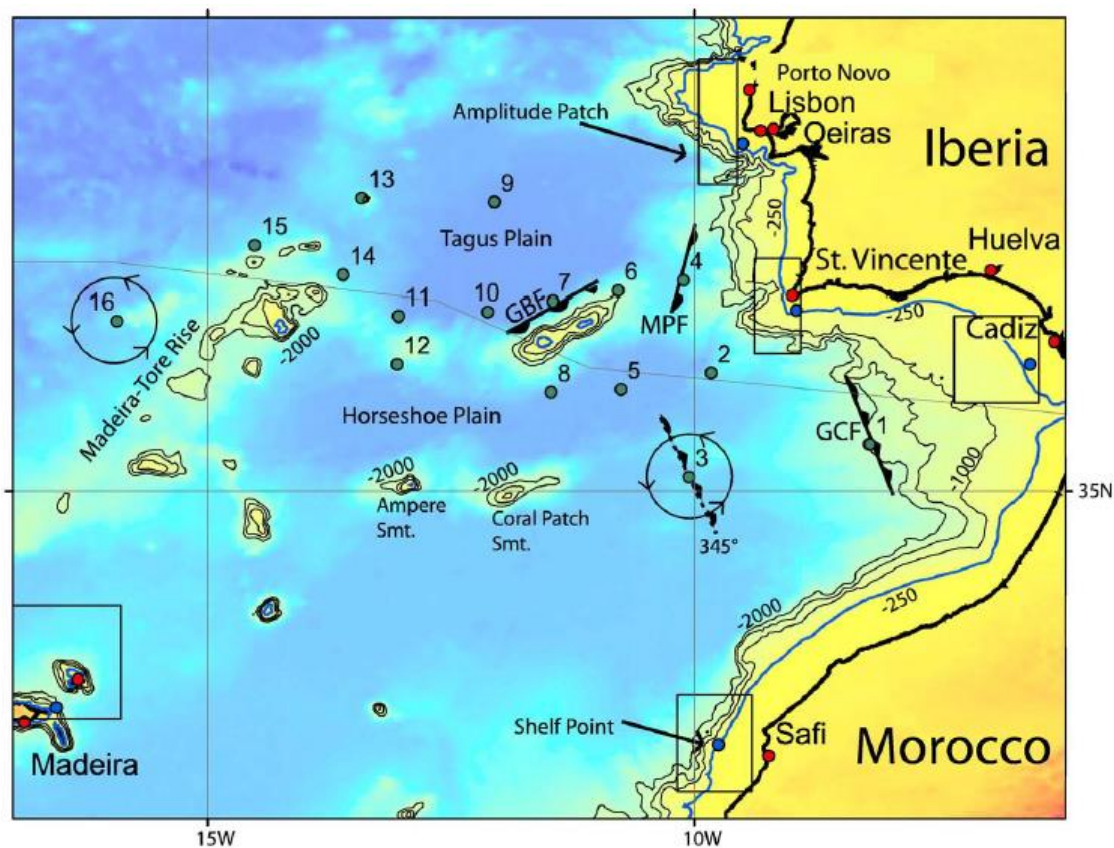


Figura 2.12 – Localização das 16 fontes propostas para o tsunami de Lisboa de 1755 (fonte: Barkan et al. 2009).

Barkan et al. (2009) baseiam a sua análise em registos do tsunami em vários pontos da bacia do Atlântico Norte (ver Tabela 2.2). Como resultado das simulações realizadas, aqueles autores concluíram que, apesar do Banco de Goringe apresentar as características morfológicas mais proeminentes de causar um momento sísmico de  $M_0 = 1.26 \times 10^{22}$  Nm, similar ao do tsunami de Lisboa de 1755 (Johnston, 1996), fazendo rodar o *strike* de  $360^\circ$ , em intervalos de  $15^\circ$ , os valores que produziam ondas de tsunami de menores amplitudes eram para *strikes* nos intervalos  $75^\circ$ – $90^\circ$  e  $270^\circ$ – $285^\circ$ , sendo que a FBG se encontra próximo do primeiro intervalo de valores, condizendo com valores de amplitude mínima. Os valores de *strike* que produziam as ondas de tsunami de maior amplitude eram para o intervalo  $165^\circ$ – $180^\circ$  e para  $345^\circ$ , sendo esta última a melhor orientação de *strike* obtida.

Ao nível da localização das fontes, os autores concluíram que as fontes 5 e 8 por eles apresentadas, situadas na Planície Abissal da Ferradura, eram as que se ajustavam melhor às características do tsunami, contrapondo as três origens propostas inicialmente (FBG, FMP e FGC). Através de uma análise da evolução das máximas amplitudes de onda provocadas pelas três soluções iniciais, Barkan et al. (2009) concluíram que apenas a FMP se adequava aos registos históricos existentes.

Tabela 2.3 – Coordenadas dos epicentros propostos no estudo de Barkan et al. 2009 (fonte: Barkan et al., 2009).

Fonte	Latitude (°N)	Longitude (°E)
1	35.480	-8.200
2	36.210	-9.825
3	35.144	-10.055
4	37.150	-10.110
5	36.042	-10.753
6	37.045	-10.780
7	36.940	-11.450
8	36.015	-11.467
9	37.957	-12.052
10	36.835	-12.120
11	36.789	-13.039
12	36.300	-13.051
13	37.991	-13.414
14	37.205	-13.606
15	37.507	-14.514
16	36.748	-15.929

Tabela 2.4 – Parâmetros característicos das falhas para todas as fontes simuladas por Barkan et al. 2009 (adaptado de: Barkan et al., 2009).

Profundidade da fonte (km)	Comprimento da falha (km)	Largura da falha (km)	Slip (m)	Dip (°)	Rake (°)
5	200	800	13.1	40	90

Concluíram também que a Planície Abissal da Ferradura é caracterizada por elevada sismicidade, podendo gerar sismos de intensidade como o de Lisboa, e é atravessada por falhas inversas com tendência NW–SE, contrariamente ao proposto por Zitellini et al. (2004).

Ainda, estudaram a importância dos efeitos da batimetria perto da fonte, justificando que a dispersão observada das ondas de tsunami simuladas se devem à presença de elementos como o Banco de Gorringe, montes submarinos e a Crista Madeira–Tore (MTR, Madeira–Tore Rise em inglês), que se situam a menos de 1500 m de profundidade (profundidade esta definida como a mínima, por Mofjeld et al. (2000), para que a onda se propague sem obstáculos).

Baseados no estudo de Barkan et al. (2009), Grilli e Grilli (2011) apresentaram 7 soluções possíveis para a localização da fonte. No estudo destes autores constavam três das soluções inicialmente propostas por Barkan et al. (2009) situadas na FBG, FMP e FGC (correspondem às fontes 5, 6 e 7 da Figura 2.13 e da Tabela 2.5), as duas soluções (fonte 5 e 8) apresentadas como resultado desse estudo (correspondem às fontes 3 e 4 da Figura 2.13 e da Tabela 2.5) e ainda duas soluções escolhidas a partir do mesmo estudo, com base em dois critérios: (i) potencial para gerar eventos de elevada magnitude; (ii) a sua localização a leste e a oeste a Crista Madeira–Tore (correspondem às fontes 1 e 2 da Figura 2.13 e da Tabela 2.5).

Tabela 2.5 – Localização dos epicentros considerados como potenciais fontes de eventos de tsunamis do tipo de Lisboa de 1755, na zona de convergência da placa Açores–Gibraltar (adaptado de: Grilli e Grilli, 2011).

Fonte	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Região Sísmica	Critério de seleção/Consideração
1	36.748	-15.929	Oeste da MTR	Potencial para gerar um evento de magnitude elevada.
2	35.144	-10.055	FGC	Potencial para gerar um evento de magnitude elevada; revela os efeitos da batimetria ao largo.
3	36.042	-10.753	FF	Fonte potencial do tsunami de Lisboa 1755.
4	36.015	-11.467	FF	Fonte potencial do tsunami de Lisboa 1755.
5	35.480	-8.200	FGC	Fonte potencial do tsunami de Lisboa 1755.
6	37.150	-10.110	FMP	Fonte potencial do tsunami de Lisboa 1755.
7	36.940	-11.450	FBG	Fonte potencial do tsunami de Lisboa 1755.

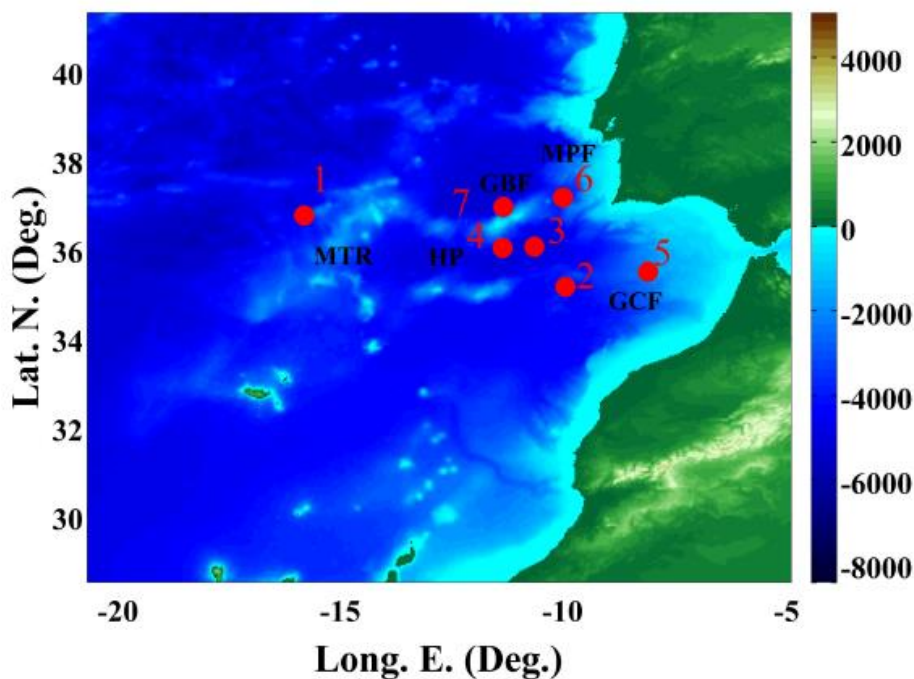


Figura 2.13 – Localização dos epicentros descritos na Tabela 2.5 (fonte: Grilli e Grilli, 2011).

Para o seu estudo, Grilli e Grilli (2011) selecionaram três das sete localizações por eles sugeridas: 1, 2 e 3. Para cada caso definiram o pior cenário de magnitude de momento, onde adotaram  $M_w = 9.0$ , que corresponde ao limite superior do intervalo que se estima para a magnitude de momento do sismo de

Lisboa. Em todo o caso estudaram o limite inferior,  $M_w = 8.6$ , para a fonte 1 de forma a avaliar a sensibilidade do impacto causado pela magnitude de momento do sismo que está na origem do tsunami. Para avaliarem o “pior cenário” fizeram variar também alguns parâmetros como o *strike* e as dimensões da falha, enquanto outros parâmetros como *dip*, *rake* e a profundidade da falha foram mantidos constantes. Os parâmetros principais da falha estão definidos na Tabela 2.6, inicialmente para um evento hipotético de  $M_w = 8.6$  e depois para um evento extremo de  $M_w = 9.0$ . Para tal, os parâmetros foram projetados para produzir dois tipos de eventos extremos de  $M_w = 9.0$ : (i) um com um valor do *slip* maior, 20 m, mas com uma área afetada menor; (ii) outro com um valor do *slip* menor, 13.1 m, mas com uma dimensão da falha maior. Esta combinação de parâmetros produziu um total de 13 simulações estudadas por Grilli e Grilli (2011), apresentadas na Tabela 2.7.

Tabela 2.6 – Parâmetros de falha para as várias fontes do tsunami de Lisboa na zona de convergência da placa Açores–Gibraltar (adaptado de: Grilli e Grilli, 2011).

Fonte	$M_w$	Profundidade	Comprimento	Largura	Dip	Rake	Slip
		(km)	(km)	(km)	(°)	(°)	(m)
1	8.6	5	200	80	40	90	13.1
1,2,3	9.0	5	317	126	40	90	20.0
1,2,3	9.0	5	399	159	40	90	13.1

Tabela 2.7 – Simulações realizadas por Grilli e Grilli (2011) (adaptado de: Grilli e Grilli, 2011).

Simulação	Resolução da malha	Nº de células da malha	$M_w$	Strike	Fonte (Tabela 2.5)	Slip
	(')	$N(\Delta y) \times M(\Delta x)$		(°)		(m)
1	1	2100 × 4620	8.6	345	1	20.0
2	2	1050 × 2310	8.6	345	1	20.0
3	2	1050 × 2310	9.0	345	1	20.0
4	2	1050 × 2310	9.0	360	1	20.0
5	2	1050 × 2310	9.0	15	1	20.0
6	2	1050 × 2310	9.0	15	1	13.1
7	2	1050 × 2310	9.0	30	1	20.0
8	1	2100 × 4620	9.0	15	1	20.0
9	2	1050 × 2310	9.0	345	2	20.0
10	2	1050 × 2310	9.0	15	2	20.0
11	2	1050 × 2310	9.0	345	3	20.0
12	2	1050 × 2310	9.0	15	3	20.0
13	1	2100 × 4620	9.0	195	3	20.0

Grilli e Grilli (2011) defendem, tal como Barkan et al. (2009) e muitos outros autores, que a batimetria local e o ângulo *strike* da falha são os fatores dominantes que controlam a distribuição geográfica dos tsunamis ao largo. Estes autores basearam-se nos efeitos do tsunami na costa leste dos Estados Unidos para o seu estudo, no entanto, conclusões para a costa ibérica também são observadas. Com efeito, avaliaram três posições de *strike* para cada localização de teste (1, 2 e 3), que se apresentam na Figura 2.14 (neste caso só para a fonte 1, mas foi aplicado de forma semelhante às outras fontes), concluindo

que os piores cenários ocorrem para um valor de *strike* de  $345^\circ$ . Nas mesmas simulações concluíram também que o pior cenário se observa para um *slip* de 20 m e para menores dimensões da falha. Confirmaram ainda a tendência NW–SE da falha, tal como proposto por Barkan et al. (2009).

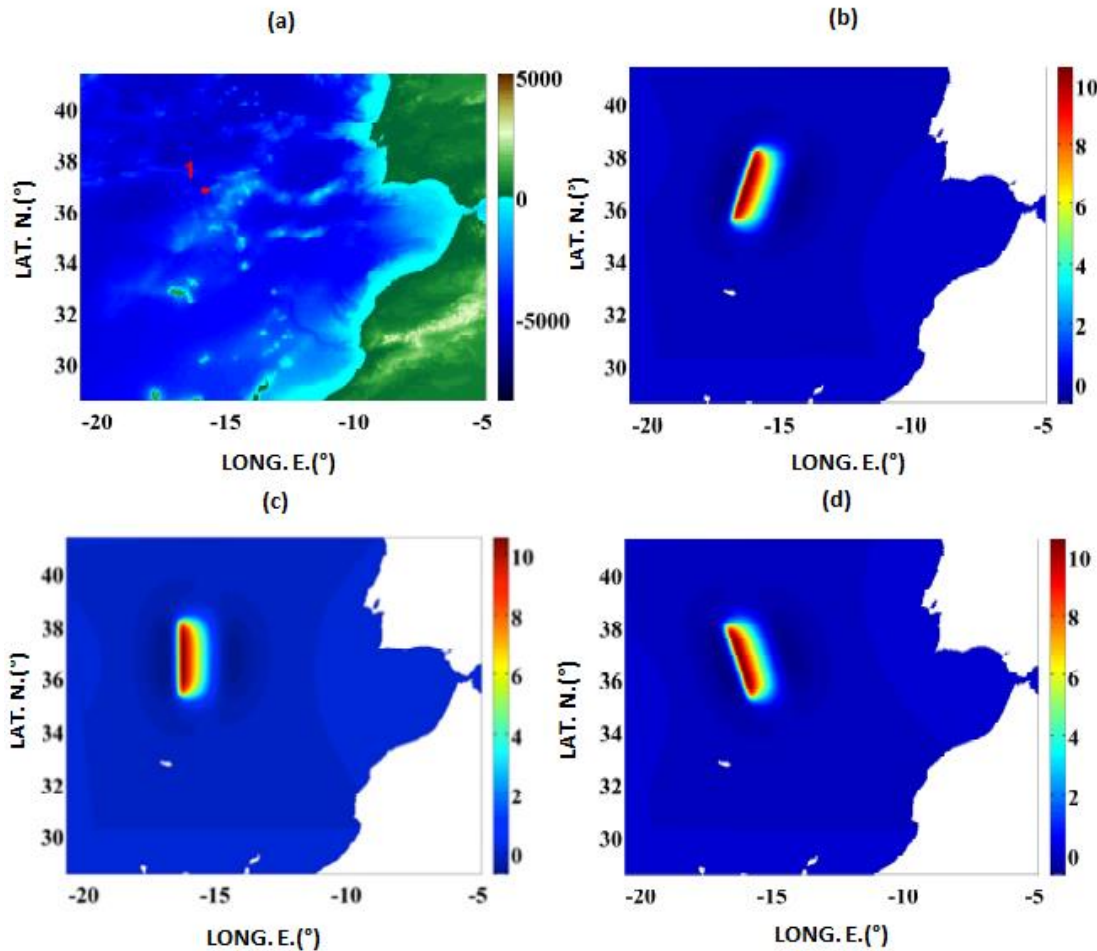


Figura 2.14 – (a) Localização da fonte 1. Elevação da superfície livre inicial com *slip* de 20 m e para diferentes ângulos *strike*: (b)  $15^\circ$ ; (c)  $360^\circ$ ; (d)  $345^\circ$  (adaptado de: Grilli e Grilli, 2011).

#### 2.4.3. DEFINIÇÃO DOS PARÂMETROS DA FALHA

Os parâmetros característicos das falhas, referidos na Tabela 2.4, definem o tipo de orientação da falha e a forma como esta se comporta relativamente à placa. A Figura 2.15 esquematiza o deslocamento longitudinal de uma falha inversa. A falha é caracterizada pela profundidade da falha,  $d$ , em relação ao fundo do mar, pela direcção do plano da falha,  $\beta$  — *strike angle* em inglês —, pela inclinação do plano da falha,  $\phi$  — *dip angle* em inglês —, pelo seu comprimento,  $L$ , e pela sua largura,  $W$ . O movimento ocorrido sobre o plano da falha é caracterizado pelo rejeito,  $L_s$  — em inglês *slip* —, i.e. a distância final entre dois pontos previamente adjacentes, e pelo ângulo desse movimento em relação a um plano horizontal,  $\psi$  — *rake angle* em inglês. O eventual afastamento transversal entre os blocos (não representado na Figura 2.15) é designado por rejeito transversal,  $L_T$  — *open* em inglês. Estes parâmetros serão designados pelos seus nomes em língua inglesa ao longo deste trabalho.

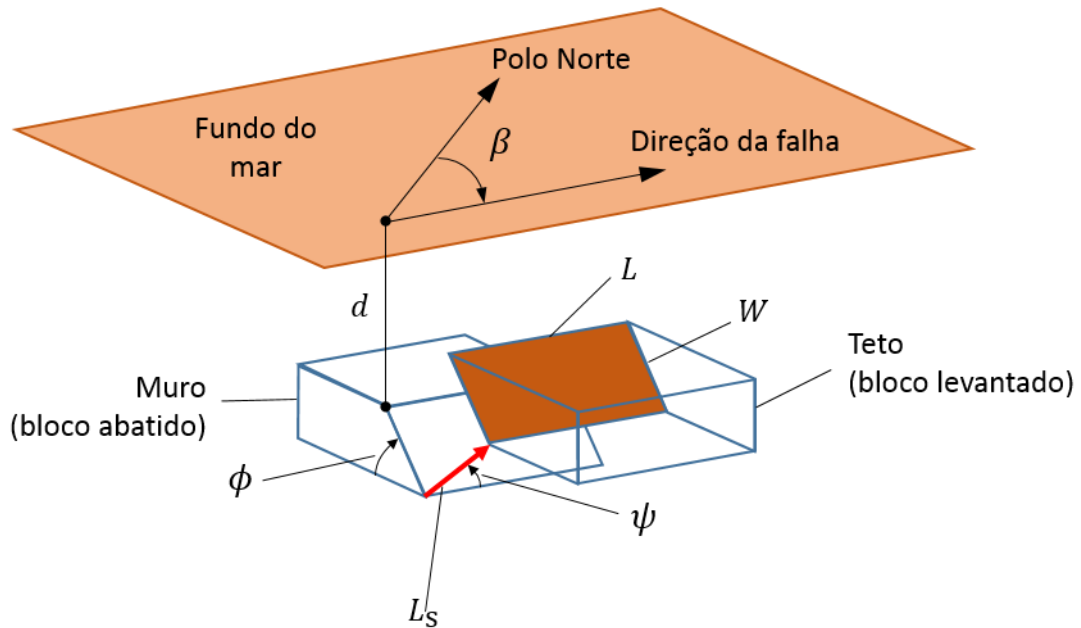


Figura 2.15 – Parâmetros característicos da falha.

#### 2.4.4. MAGNITUDE DO MOMENTO SÍSMICO

Hanks (1979), após análise das deficiências das escalas de intensidade sísmica mais utilizadas, propôs que a magnitude sísmica passasse a ser quantificada com base no momento sísmico,  $M_0$ , o qual corresponde ao trabalho mecânico realizado no movimento das placas. O momento sísmico é dado por

$$M_0 = G \cdot L_s \cdot A_f \quad (2.1)$$

onde  $G$  é o módulo de rigidez ao corte,  $L_s$  é o rejeito, e  $A_f = L \cdot W$  é a área superficial da falha. O módulo de rigidez ao corte relaciona-se com o módulo de elasticidade,  $E$ , e com o coeficiente de Poisson através da expressão

$$\nu = \frac{E}{2G} - 1 \quad (2.2)$$

Finalmente, a magnitude do momento sísmico,  $M_w$ , define-se como sendo:

$$M_w = \frac{2}{3} (\log_{10} M_0 - 9.1) \quad (2.3)$$

É esta medida da intensidade sísmica que será utilizada neste trabalho.





# 3

## MODELO MATEMÁTICO

### 3.1. INTRODUÇÃO

Para se poder compreender o movimento da água deve existir, em primeiro lugar, uma compreensão dos processos físicos que envolvem a geração e a propagação das ondas. Estes processos podem ser estudados experimentalmente, através de modelos de laboratório com escalas apropriadas, ou numericamente, com a aplicação de modelos matemáticos e numéricos adequados.

Quando os processos são estudados matematicamente, perante domínios de geometria e condições de fronteira complexas, é necessário recorrer a modelos numéricos que se aproximem o mais fielmente possível e que melhor descrevam as ondas que se pretende estudar, tendo em conta as diversas teorias ondulatórias existentes. A teoria de ondas mais simples é a teoria ondulatória de Airy que é uma teoria linear (1ª ordem). Esta teoria proporciona estimativas aceitáveis das condições das ondas para alguns problemas de engenharia costeira, onde as ondas sinusoidais servem de base para os modelos de previsão da agitação. No entanto, quando as ondas se propagam em águas pouco profundas, os fenómenos de não-linearidade tornam-se muito importantes, pelo que é necessário recorrer a teorias de ordem superior.

### 3.2. FÍSICA DAS ONDAS

O oceano é um sistema físico e nele desenrolam-se, no seu interior e através das suas fronteiras, processos físicos cujo conhecimento se revela muito importante para o domínio do mar e para a evolução dos trabalhos de defesa costeira em diferentes âmbitos.

Nas ondas podem ser distinguidas três principais componentes:

- Crista: parte superior da onda que é projetada acima da linha da água do mar;
- Cava: parte inferior da onda que permanece abaixo da linha da água do mar;
- Base: parte da onda que se liga com a linha da água.

Para a caracterização das ondas, utilizam-se alguns parâmetros particulares:

- Período: tempo que leva para duas cristas de ondas consecutivas passarem num dado ponto;
- Comprimento: distância horizontal entre duas cristas ou duas cavas consecutivas;
- Altura: distância vertical entre a crista e a cava de uma onda;
- Celeridade: velocidade com a qual uma onda se desloca.

Como já descrito no capítulo 2.1, as ondas de tsunami distinguem-se das ondas marítimas “normais” pelo seu enorme comprimento de onda e período. Enquanto numa onda marítima o período da onda é

de apenas algumas dezenas de segundos, os períodos das ondas de tsunami podem variar entre os 10 e os 60 min. No que respeita ao comprimento de onda este é também muito elevado, daí as ondas de tsunami serem consideradas como ondas longas. Estas características tornam as ondas de tsunami muito diferentes das outras ondas, mesmo daquelas que podem ser observadas durante as tempestades.

### 3.2.1. VELOCIDADE DE PROPAGAÇÃO DAS ONDAS

As ondas marítimas são ondas de gravidade, devido à interface entre dois meios (atmosfera e oceano) que se faz pela influência do campo gravitacional. Durante a propagação das ondas as partículas do líquido oscilam, sendo facilmente perceptível a oscilação da água na direção do campo gravitacional, perpendicularmente à direção de propagação da onda. Ao mesmo tempo, ocorre uma oscilação das partículas do líquido na própria direção de propagação da onda. Assim, as ondas marítimas possuem uma componente oscilatória transversal (na direção do campo gravitacional) e uma componente oscilatória longitudinal (na direção de propagação), determinando uma trajetória elíptica das partículas do meio, enquanto as ondas marítimas passam por ela.

Segundo Elmore e Heald (1985), a celeridade, ou velocidade de propagação –  $c$  – das ondas na superfície de líquidos é dada por:

$$c = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{\lambda}\right)} \quad (3.1)$$

onde  $d$  é a espessura da lâmina de água,  $\lambda$  representa o comprimento de onda e  $g$  a aceleração gravítica.

O gráfico da Figura 3.1 mostra como a velocidade de propagação das ondas marítimas se relaciona com o comprimento de onda das mesmas, para diversas espessuras da lâmina de água.

Observa-se na Figura 3.1 que, independentemente da espessura da lâmina de água, a velocidade de propagação aumenta com o aumento do comprimento de onda, tendendo a um certo valor limite perto do qual a velocidade praticamente não se altera. A velocidade está muito próxima deste limite quando  $\lambda = 10d$ . Observamos ainda que, se  $\lambda \leq 2d$ , a função tangente hiperbólica envolvida na equação (3.1) pode ser aproximada pelo seu valor limite superior, 1, pois neste caso:

$$\tanh\left(\frac{2\pi d}{\lambda}\right) \geq 0.996 \approx 1 \quad (3.2)$$

A velocidade de propagação é, portanto:

$$c = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} \quad (3.3)$$

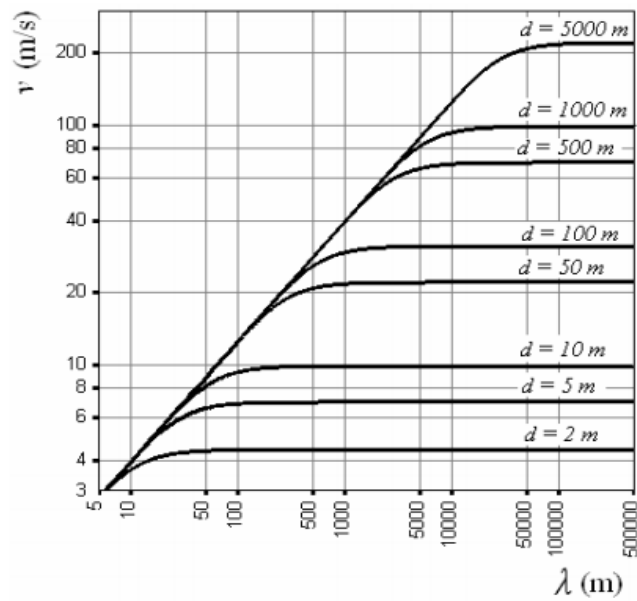


Figura 3.1 - Variação da velocidade de propagação de ondas marítimas em função do comprimento de onda, para diversas espessuras da lâmina de água (fonte: Silveira e Varriale, 2005).

cujos expoente  $1/2$  (na potência  $\lambda^{1/2}$ ) é a inclinação da reta que se vê no gráfico da Figura 3.1, para pequenos valores de  $\lambda$  (quando comparados com  $d$ ).

Por outro lado, se  $\lambda \gg d$ , ter-se-á:

$$\tanh\left(\frac{2\pi d}{\lambda}\right) \cong \frac{2\pi d}{\lambda} \quad (3.4)$$

Que, após substituída na equação (3.1), fornece para a velocidade de propagação a seguinte igualdade:

$$c = \sqrt{gd} \quad (3.5)$$

como boa aproximação para os valores máximos observados na Figura 3.1.

A equação (3.3) permite calcular a velocidade de propagação de ondas marítimas ordinárias em alto-mar, onde a espessura da lâmina de água é elevada e o comprimento de onda curto, resultando em velocidades de propagação baixas.

No caso de tsunamis, por terem um comprimento de onda extremamente longo, satisfazem a condição de  $\lambda \gg d$ , pelo que as suas velocidades de propagação são dadas pela expressão (3.5). Estas ondas propagam-se com velocidades muito maiores do que as ondas “normais” marítimas. Por exemplo, para uma espessura da lâmina de água de 5 km (profundidades em alto-mar), obtém-se uma velocidade de propagação das ondas de tsunami de cerca de 800 km/h.

Quando um tsunami se aproxima da costa, atingindo a plataforma continental, a espessura da lâmina de água –  $d$  – diminui, e a velocidade de propagação da onda –  $c$  – do tsunami, conforme indica a equação (3.5), também diminui. Para uma lâmina de água com espessura de, por exemplo, 50 m, obtém-se uma

velocidade de cerca de 80 km/h perto da costa, ao passo que ao largo, a mesma onda se propagava com 800 km/h. Isto equivale a uma redução por um fator de 10 na sua velocidade de propagação e, conseqüentemente, uma redução da mesma ordem no comprimento da onda.

A Figura 3.2 representa, de uma forma esquemática, as frentes de onda (linhas que ligam pontos na crista da onda) planas de um tsunami que passa do alto-mar para águas pouco profundas junto à costa.

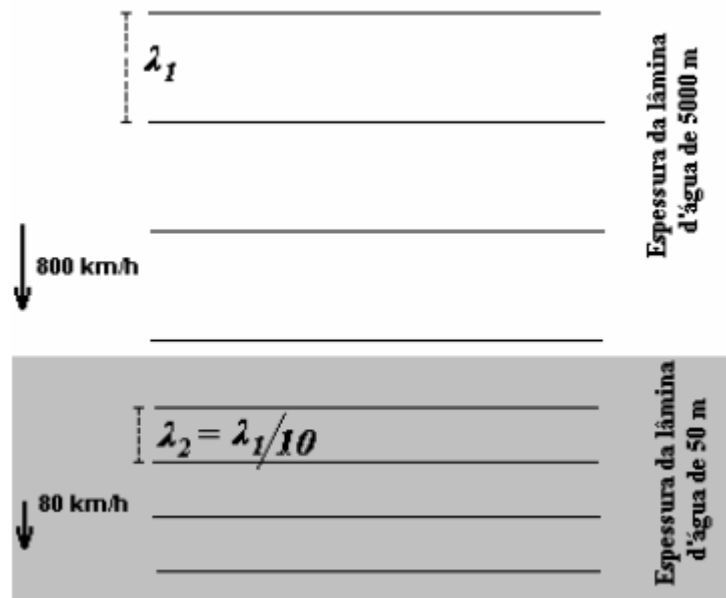


Figura 3.2 - Redução da velocidade de propagação e do comprimento de onda de ondas de tsunamis que se propagam do alto-mar até à costa (fonte: Silveira e Varriale, 2005).

### 3.2.2. ENERGIA MECÂNICA TRANSPORTADA E AMPLITUDE DA ONDA

As ondas marítimas transportam energia mecânica. A energia mecânica –  $E$  – que se concentra ao longo do comprimento de onda –  $\lambda$  – numa onda com uma frente de onda com extensão  $z$  é diretamente proporcional ao quadrado da altura da onda –  $H$  –, ao comprimento de onda e à extensão da frente de onda, como segue:

$$E = \frac{1}{2} \rho g H^2 \lambda z \quad (3.6)$$

sendo  $\rho$  a massa volúmica da água.

De acordo com a equação (3.6), a energia mecânica transportada ao longo de um comprimento de onda é igual à energia potencial gravítica de um paralelepípedo de água cuja base tem arestas  $z$  e  $\lambda$  e cuja altura é  $H$ .

Apesar de um tsunami em mar profundo possuir uma amplitude de onda muito pequena, o seu comprimento de onda é muito grande, daí transportar uma enorme quantidade de energia. À medida que se aproxima da costa, para águas menos profundas, o seu comprimento de onda e, conseqüentemente, a

sua velocidade de propagação diminuem. Como há pouca dissipação de energia neste processo, a energia transportada permanece praticamente inalterada. Desta forma:

$$E_1 = E_2 \quad (3.7)$$

Substituindo por 3.6,

$$\frac{1}{2} \rho g H_1^2 \lambda_1 z_1 = \frac{1}{2} \rho g H_2^2 \lambda_2 z_2 \quad (3.8)$$

o que equivale a

$$\frac{H_2}{H_1} = \sqrt{\frac{\lambda_1}{\lambda_2} \times \frac{z_1}{z_2}} \quad (3.9)$$

Facilmente se depreende que um tsunami que passa do alto-mar para a costa sofre um incremento acentuado da sua amplitude, devido principalmente à diminuição do comprimento de onda.

Apenas quando as ondas de tsunami atingem as águas pouco profundas é que se dá este aumento rápido de amplitude e, simultaneamente, a dissipação de energia transportada pela onda.

### 3.2.3. FENÓMENOS DAS ONDAS

A diminuição da velocidade das ondas, à medida que estas se aproximam da costa, faz com que mudem de direção, desviando o seu rumo e adotando uma direção quase paralela à costa. Este fenómeno designa-se por refração das ondas.

Um mecanismo que é recorrente na dinâmica das ondas é a dispersão de frequência, que se refere ao espalhamento gradual e selecionado das ondas e que se torna mais perceptível após o seu deslocamento em grandes distâncias. Este fenómeno é, em parte, responsável por uma propagação organizada da ondulação, ou seja, verifica-se que após viagens de milhares de quilómetros em que as ondas já estão longe dos centros de tempestade que as originaram, estas ficam bem selecionadas, com as cristas paralelas e os comprimentos uniformes, ao que se designa por ondulação.

Outro fenómeno que pode ocorrer durante o processo de propagação de uma onda é o embate desta num qualquer obstáculo, através do qual o movimento orbital circular não se propaga, pelo que se cria um movimento para cima e para baixo ao longo do obstáculo, o que faz com que a onda seja refletida, dando-se o fenómeno designado por reflexão.

Quando as ondas contornam o obstáculo, as suas cristas caem dando origem a novas ondas que se movem para a frente e para os lados, fenómeno designado por difração.

De uma forma geral, a velocidade das ondas diminui à medida que avançam para zonas costeiras, diminuindo, de igual forma, o seu comprimento de onda enquanto a sua altura aumenta. Diz-se então que a onda sofre o efeito de empolamento e, nos casos em que se torna instável, ocorre a rebentação.

Correntemente, os modelos mais utilizados para a simulação da propagação são modelos não lineares de águas pouco profundas, com ou sem dispersão de fase, obtidos a partir das equações de Navier-Stokes através da integração analítica na profundidade: o modelo de Saint-Venant, não dispersivo; os modelos do tipo Boussinesq, dispersivos; os modelos ditos de integração na profundidade com distribuição não hidrostática de pressões, também dispersivos.

### 3.3. MODELO DE SAINT-VENANT

À medida que as ondas se propagam para as zonas costeiras, onde as águas são pouco profundas, sofrem transformações significativas na sua altura, direção e velocidade, assim como da sua própria forma. Os fenómenos de refração, difração, reflexão e rebentação assim como os fenómenos não lineares associados a interações onda-onda e onda-corrente são algumas das causas dessas alterações.

Os tsunamis originados por sismos podem ser modelados como ondas longas não dispersivas com um sistema de coordenadas esféricas para a sua propagação. O modelo não linear de águas pouco profundas discretizado por um método numérico conveniente (método das diferenças finitas, método dos volumes finitos, ou método dos elementos finitos) consegue descrever a evolução através do oceano e o espriamento costeiro das ondas de tsunamis, através de um conjunto de malhas aninhadas. De acordo com a abordagem usual, a onda inicial de tsunami assume a componente vertical da deformação do fundo devida à rotura provocada pelo sismo.

O modelo não-linear de águas pouco profundas, não dispersivo, ou modelo de Saint-Venant, em coordenadas cartesianas é (adaptado de Zhang et al., 2008, e Suzuki et al., 2011):

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(h\bar{u}) + \frac{\partial}{\partial y}(h\bar{v}) = 0$$

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - 2\Omega \bar{v} \sin \phi + c_f \frac{\bar{u}}{h} \sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2} = \frac{1}{h} \nabla \cdot (h\nu_t \nabla \bar{u}) \quad (3.10)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + 2\Omega \bar{u} \sin \phi + c_f \frac{\bar{v}}{h} \sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2} = \frac{1}{h} \nabla \cdot (h\nu_t \nabla \bar{v})$$

onde,  $\zeta$  é a elevação da superfície livre,  $h$  é a profundidade total,  $\bar{u}$  e  $\bar{v}$  são as médias na coluna de água das componentes horizontais da velocidade, respetivamente segundo  $OX$  e  $OY$ ,  $\Omega$  é a velocidade de rotação da Terra,  $\phi$  é a latitude,  $c_f$  é um coeficiente de atrito adimensional, e  $\nu_t$  é um coeficiente de viscosidade turbulenta. A primeira equação, ou equação da continuidade, traduz a conservação da massa, enquanto a segunda e terceira equação traduzem a conservação da quantidade de movimento, respetivamente segundo  $OX$  e  $OY$ . Sendo um modelo não dispersivo de ondas longas, a celeridade das ondas, é dada por:

$$c = \sqrt{gh} \quad (3.11)$$

### 3.4. MODELO DE BOUSSINESQ

Como referido no ponto 3.3 deste capítulo, de acordo com a abordagem de águas pouco profundas, a onda inicial de tsunami assume a componente vertical da deformação do fundo devido à rotura do sismo.

Esta condição inicial estática proporciona um método prático para a modelação de tsunamis em campo real, em vez do mecanismo de geração do tsunami. Estudos recentes, no entanto, sugerem que a dispersão e a rebentação da onda, assim como a deformação dinâmica do fundo, poderiam ter efeitos não negligenciáveis na evolução do tsunami e nos processos de espraiamento.

As equações não-lineares de águas pouco profundas são hidrostáticas e incapazes de descrever a dispersão das ondas. Apesar de os tsunamis serem essencialmente ondas de águas pouco profundas, os efeitos dispersivos tornam-se importantes para a sua propagação ao longo de toda a bacia e para a transformação perto da costa. Através de um modelo clássico de Boussinesq, Horrillo et al. (2006) mostraram que a dispersão das ondas na propagação do tsunami resulta numa esteira de ondas que têm efeitos significativos nos espraiamentos costeiros.

O primeiro modelo de ondas, com inclusão de efeitos dispersivos e uma aproximação linearizada para a pressão não hidrostática, foi deduzido por Boussinesq em 1872. As equações originais de Boussinesq foram apresentadas para ondas solitárias em águas de profundidade constante. São uma extensão das equações de Saint-Venant, com a vantagem de incluírem um termo extra devido ao efeito da aceleração vertical da água.

O modelo padrão das equações de Boussinesq para profundidades de água variáveis foi derivado mais tarde por Mei e Le Méhauté (1966) e por Peregrine (1967), sendo que os primeiros utilizaram a velocidade no fundo como variável dependente, enquanto Peregrine (1967) usou a velocidade média em profundidade como a variável dependente e assumiu uma variação linear da componente vertical da velocidade com a profundidade. Devido à grande popularidade das equações deduzidas por Peregrine, estas são muitas vezes referidas como as equações de Boussinesq para profundidade variável.

O modelo de Boussinesq apresenta características de dispersão linear que limitam a sua aplicação a zonas de pequena profundidade relativa, pois usa valores pequenos de  $kh$  e  $H/h$ , em que  $kh$  é o parâmetro que representa a profundidade relativa (dispersão) e  $H/h$  é o parâmetro que representa a declividade da onda (não-linearidade). Madsen e Sørensen (1992) melhoraram as propriedades dispersivas deste modelo através da introdução de uma perturbação de ordem superior no termo dispersivo. Uma das formas possíveis do modelo de Boussinesq, considerando o efeito de Coriolis, a deformação dinâmica do fundo, o atrito no fundo e a dissipação turbulenta, é (adaptado de Avilez-Valente, 2000):

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(h\bar{u}) + \frac{\partial}{\partial y}(h\bar{v}) = 0$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - 2\Omega \bar{v} \sin \phi + c_f \frac{\bar{u}}{h} \sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2} \\ = \frac{\partial}{\partial t} \left[ \frac{h}{2} \frac{\partial^2}{\partial x^2} (h\bar{u}) - \frac{h^2}{6} \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial x^2} + \frac{h}{2} \frac{\partial^2}{\partial x \partial y} (h\bar{v}) - \frac{h^2}{6} \frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial x \partial y} \right] + \frac{1}{h} \nabla \cdot (h\nu_t \nabla \bar{u}) \end{aligned} \quad (3.12)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + 2\Omega \bar{u} \sin \phi + c_f \frac{\bar{v}}{h} \sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2} \\ = \frac{\partial}{\partial t} \left[ \frac{h}{2} \frac{\partial^2}{\partial x \partial y} (h\bar{u}) - \frac{h^2}{6} \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial x \partial y} + \frac{h}{2} \frac{\partial^2}{\partial y^2} (h\bar{v}) - \frac{h^2}{6} \frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial y^2} \right] + \frac{1}{h} \nabla \cdot (h\nu_t \nabla \bar{v}) \end{aligned}$$

### 3.5. MODELO DE INTEGRAÇÃO DA PROFUNDIDADE

Os modelos de Boussinesq envolvem um sistema de equações complexo com termos de dispersão de ordem elevada que podem não ser aplicáveis nos esquemas de malhas aninhadas usado na modelação de tsunamis. Trabalhos recentes (e.g. Yamazaki et al., 2009, Zijlema et al., 2011) propuseram uma formulação alternativa de integração em profundidade, que introduz termos de pressão não-hidrostática e componente vertical da velocidade nas equações não-lineares de águas pouco profundas, para descrever ondas fracamente dispersivas. Os termos dispersivos envolvem apenas derivadas de primeira ordem da pressão não-hidrostática que conseguem ser resolvidas por um sistema de baixa ordem. Estes modelos, descritos de forma semi-implícita recorrendo a esquemas de diferenças finitas, produzem resultados comparáveis ou melhores do que os modelos de Boussinesq, e têm o potencial de descrever a evolução do tsunami em profundidades oceânicas, assim como o espraiamento costeiro, recorrendo a esquemas de malhas aninhadas.

As equações deste modelo são (adaptado de Zijlema et al., 2011):

$$\begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(h\bar{u}) + \frac{\partial}{\partial y}(h\bar{v}) &= 0 \\ \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{2} \frac{\partial q_b}{\partial x} + \frac{1}{2} \frac{q_b}{h} \frac{\partial(\zeta - d)}{\partial x} - 2 \Omega \bar{v} \sin \phi + c_f \frac{\bar{u}}{h} \sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2} \\ &= \frac{1}{h} \nabla \cdot (h\nu_t \nabla \bar{u}) \\ \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{1}{2} \frac{\partial q_b}{\partial y} + \frac{1}{2} \frac{q_b}{h} \frac{\partial(\zeta - d)}{\partial y} + 2 \Omega \bar{u} \sin \phi + c_f \frac{\bar{v}}{h} \sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2} \\ &= \frac{1}{h} \nabla \cdot (h\nu_t \nabla \bar{v}) \\ \frac{\partial w_s}{\partial t} &= \frac{2q_b}{h} - \frac{\partial w_b}{\partial t} \end{aligned} \tag{3.13a}$$

onde,  $w_s$  e  $w_b$  são respetivamente as velocidades verticais à superfície e no fundo,  $q_b$  é a pressão não hidrostática no fundo, e  $d$  é a profundidade relativa ao nível médio do mar.

A presença da pressão não hidrostática,  $q_b$ , e das velocidades verticais em dois níveis diferentes, obriga à introdução de duas equações de fecho. A velocidade vertical no fundo é obtida por uma condição fronteira cinemática,

$$w_b = -\bar{u} \frac{\partial d}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial d}{\partial y} \tag{3.13b}$$

e uma relação entre  $w_s$  e  $w_b$  é estabelecida recorrendo a uma equação de continuidade local:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \frac{w_s - w_b}{h} = 0 \tag{3.13c}$$



### 3.6. TEORIA DO MODELO SWASH

O SWASH (Simulating WAVes till SHore) é um procedimento computacional que foi desenvolvido para simular fluxos rotacionais, de superfície livre e não-hidrostáticos, numa ou em duas dimensões. A sua implementação foi projetada para ser usada na previsão da transformação da superfície das ondas em profundidades que variam rapidamente de muito profundas para pouco profundas. Este *open source* baseou-se no trabalho de Stelling e Zijlema (2003), Stelling e Duijnmeijer (2003), Zijlema e Stelling (2005, 2008) e Zijlema et al. (2011). As equações que lhe estão adjacentes são as equações não-lineares de águas pouco profundas com termos de pressão não-hidrostática, usando o modelo de integração da profundidade.

Ao longo dos últimos 10 anos a Universidade de Delft tem avançado com o estado da simulação de ondas e inundações para aplicação na engenharia costeira. Estes esforços têm-se concentrado no desenvolvimento e validação do já conhecido modelo espectral de onda SWAN e têm-se debruçado mais recentemente sobre o desenvolvimento do modelo não-hidrostático SWASH.

O código SWASH combina os seguintes elementos principais:

- Baseia-se num método explícito de segunda ordem de diferenças finitas para o escalonamento de malhas onde a quantidade de movimento e massa são estritamente conservadas. Como consequência, este esquema simples e eficiente torna-se capaz de controlar a localização atual da onda aquando da sua rebentação incipiente;
- No que diz respeito à integração do tempo das equações de continuidade e conservação da quantidade de momento, é adotado um sistema de segunda ordem, uma vez que não altera a amplitude enquanto a sua dispersão numérica é favorável.
- A fim de resolver a dispersão de frequência das ondas a um nível de exatidão aceitável, é aplicado um esquema de diferenças compacto para a aproximação do gradiente vertical da pressão não-hidrostática em conjunto com uma malha do terreno vertical, permitindo uma melhor resolução tanto ao nível da superfície livre como ao nível do fundo. O modelo melhora a dispersão de frequências aumentando o número de camadas verticais;
- A dissipação de energia da turbulência é modelada através da hipótese de mistura de comprimentos de Prandtl;
- Para uma representação mais adequada da interface da água com a terra, é adotada uma abordagem simples que acompanha o movimento da linha de costa garantindo profundidades da água não negativas e usando um esquema tipo *upwind* nas aproximações do fluxo da quantidade de movimento.

Este modelo é usado essencialmente em regiões costeiras até à costa propriamente dita. Daí a designação do acrónimo de SWASH. A filosofia inerente ao SWASH é providenciar um modelo eficiente e robusto que permita obter uma vasta gama de escalas temporais e espaciais das ondas de superfície e dos fluxos em águas pouco profundas para serem aplicados em ambientes mais complexos.

#### 3.6.1. CARACTERÍSTICAS DO MODELO

Como já referido, o SWASH é um modelo de simulação hidrodinâmica da superfície livre das ondas, a uma, duas ou três dimensões, para descrever fenómenos de transporte e de fluxo rotacional e instável em águas costeiras, provocados por ondas, correntes, forças do vento, entre outros.

O SWASH explica os seguintes fenómenos físicos:

- Propagação das ondas e sua dispersão de frequência, ondulação, refração e dispersão;

- Interação não-linear onda-onda;
- Rebentação das ondas;
- Espreadimento das ondas;
- Movimento na linha de costa;
- Atrito no fundo;
- Reflexão e transmissão parcial;
- Interação das ondas com estruturas;
- Interação onda-corrente;
- Correntes induzidas por ondas;
- Mistura da turbulência vertical;
- Amortecimento de onda induzida por vegetação aquática;
- Variação rápida de fluxos;
- Ondas de marés;
- Ondas de cheia;
- Fluxos induzidos pelo vento;
- Variação espacial do vento e pressão atmosférica;
- Densidade de fluxos;
- Turbulência dos fluxos.

Este modelo tem sido validado através de experiências laboratoriais, analíticas e testes reais. No geral, o nível de concordância entre as previsões e as observações realizadas é bastante favorável, principalmente pelo facto de terem sido testadas várias gamas de ondas e condições topográficas.

### 3.6.2. FICHEIROS DE ENTRADA (*INPUT*) E FICHEIROS DE SAÍDA (*OUTPUT*)

O utilizador deve fornecer ao SWASH um número de ficheiros de entrada (*input files*), com o formato (.sws), com a seguinte informação:

- Um ficheiro que contenha todas as instruções do utilizador para o SWASH (*command file*);
- Ficheiros que contenham: grelhas, fundo, corrente e/ou nível de água (inicial), atrito, porosidade, vento e pressão (se for relevante);
- Ficheiros que contenham as condições de fronteira.

#### 3.6.2.1. FACILIDADES DOS FICHEIROS *INPUT/OUTPUT*

Para auxiliar a edição do *command file*, o SWASH fornece um ficheiro editável, que permite ao utilizador compreender mais facilmente o significado de cada comando e, assim, conseguir editar o seu próprio ficheiro de comando.

No que respeita aos ficheiros de *output*, o SWASH é bastante flexível no seu processamento. No entanto, este só processará única e exclusivamente o que for requerido pelo utilizador. As instruções do utilizador para controlar o processamento dos ficheiros *output* devem estar separadas em três categorias:

- Definição das localizações geográficas do *output*, que podem ser expressas em grelhas ou ao longo de linhas (linha de contorno de profundidades, por exemplo) ou pontos especificados pelo utilizador;
- Tempo para o qual o ficheiro *output* é requerido;
- Tipo de variáveis do ficheiro *output* (elevação da superfície livre, velocidade, profundidade, etc.).

### 3.6.2.2. FICHEIRO *PRINT* E MENSAGENS DE ERRO

O SWASH cria sempre um ficheiro *print*, normalmente com o mesmo nome do ficheiro de entrada mas com a extensão (.sws) substituída pela extensão (.prt). Este ficheiro contém uma visão geral do *command file*, nomeadamente dos parâmetros físicos e numéricos a serem usados na simulação e, possivelmente, uma mensagem de erro. Estas mensagens são, por norma, bem explicadas.

### 3.6.3. UNIDADES E SISTEMAS DE COORDENADAS

Todas as unidades fornecidas pelo utilizador devem estar no sistema SI (Sistema Internacional): m, kg, s, etc., e todas as suas composições em compostos aceitáveis, como por exemplo, Newton (N) e Pascal (Pa). Consequentemente, o nível de água e a sua profundidade deverão vir em m, velocidade da água em m/s, etc. Coordenadas esféricas e direcionais devem ser expressas em graus (°) e não em radianos.

O sistema de coordenadas pode ser o sistema de coordenadas cartesianas ou o sistema de coordenadas esféricas. No sistema cartesiano, todas as localizações e orientações geográficas no SWASH, por exemplo para a grelha do fundo ou para os pontos de saída, são definidos num único sistema de coordenadas com origem em (0,0) por definição. Esta origem geográfica pode ser arbitrariamente definida pelo utilizador. Já no sistema esférico, estas mesmas localizações e orientações são definidas através da longitude e da latitude.

Nos ficheiros de entrada e de saída do SWASH, a direção do vento, da onda (incidente) e da corrente são definidas de acordo com:

- Convenção cartesiana, isto é, a direção dos pontos do vetor, medido no sentido anti-horário, a partir do eixo de x positivo deste sistema (em graus), ou
- Convenção náutica, isto é, a direção de onde as ondas ou o vento se dirigem, medido no sentido horário do Norte geográfico.

Todas as orientações, tais como as orientações das grelhas, deverão vir na convenção cartesiana.

### 3.6.4. ESCOLHA DE MALHAS E JANELAS TEMPORAIS

Tanto as malhas espaciais como as janelas temporais (*time windows*) devem ser fornecidas ao SWASH pelo utilizador.

No que concerne às malhas (que serão apresentadas mais pormenorizadamente no capítulo 5), o utilizador deverá definir uma malha computacional (*computational grid*), sobre a qual o SWASH realizará os cálculos, e uma, ou mais, malhas de entrada (*input grids*) para cada parâmetro específico: fundo, nível inicial da superfície livre, atrito do fundo, etc., sendo que para cada parâmetro deverá ser especificada uma malha de entrada diferente.

Relativamente às janelas temporais, o SWASH opera com diferentes janelas temporais e com diferentes passos de tempo (*time steps*). Assim, o utilizador deverá definir uma janela temporal computacional (*computational time window*), sobre a qual o SWASH realizará os cálculos, e uma, ou mais, janela temporal de saída (*output time window*) na qual o utilizador requererá os ficheiros de saída do SWASH.

Durante os cálculos, o SWASH obtém os parâmetros de entrada através de uma interpolação trilinear a partir dos dados das malhas e das janelas temporais de entrada. Já a saída de resultados será processada pelo SWASH através da interpolação bilinear no espaço com a malha computacional.

### 3.6.5. CONDIÇÕES FRONTEIRA

As fronteiras da malha computacional usada no SWASH podem ser terra, praia ou água. O SWASH fornece as seguintes opções para as condições fronteira:

- Diferentes geradores de onda:
  - Ondas regulares por meio de séries de Fourier ou séries temporais;
  - Ondas irregulares unidirecionais por meio de espectros 1D. Os espectros podem ser obtidos a partir de observações ou especificando uma forma paramétrica (Pierson-Moskowitz, Jonswap ou TMA).
  - Ondas irregulares multidirecionais por meio de espectros 2D. Os espectros podem ser obtidos a partir de uma corrida no SWAN ou especificando uma forma paramétrica (Pierson-Moskowitz, Jonswap ou TMA), enquanto a dispersão direcional pode ser expressa em termos do seu desvio padrão.
- Velocidade ou descarga;
- Condições de fronteira que geram absorção;
- Invariantes de Riemann;
- Reflexão total em fronteiras fechadas ou paredes sólidas;
- Condição de radiação ou *sommerfeld*;
- Camadas esponja (*sponge layers*);
- Condições fronteira periódicas.

## 4

## VALIDAÇÃO DO MODELO: MONAI VALLEY

## 4.1. INTRODUÇÃO

O tsunami de Hokkaido-Nansei-Oki de 1993 que atingiu a ilha de Okushiri, no Japão, teve origem num sismo com uma magnitude de momento  $M_w = 7.7$  e resultou na morte de cerca de 230 pessoas. Junto à praia de Monai Valley, este tsunami providenciou dados de alta qualidade para o estudo do espreamento deste tipo de ondas. Nomeadamente, registou-se que o valor máximo do espreamento causado foi de 31.7 m (Shuto, 1994, referido por Matsuyama e Tanaka, 2001). Matsuyama e Tanaka (2001) projetaram uma experiência laboratorial com base nas características batimétricas da área e na onda de tsunami que a atingiu. Foi construído um modelo físico de Monai Valley, à escala 1/400, num tanque de 205 m de comprimento, 6 m de profundidade e 3.4 m de largura, no Central Research Institute for Electric Power Industry (CRIEPI), em Abiko, Japão (ver Figura 4.1). O modelo foi construído a aproximadamente 140 m do pistão hidráulico que iria simular ondas do tipo-N. Uma parte da batimetria do modelo está representada na fotografia da Figura 4.2.

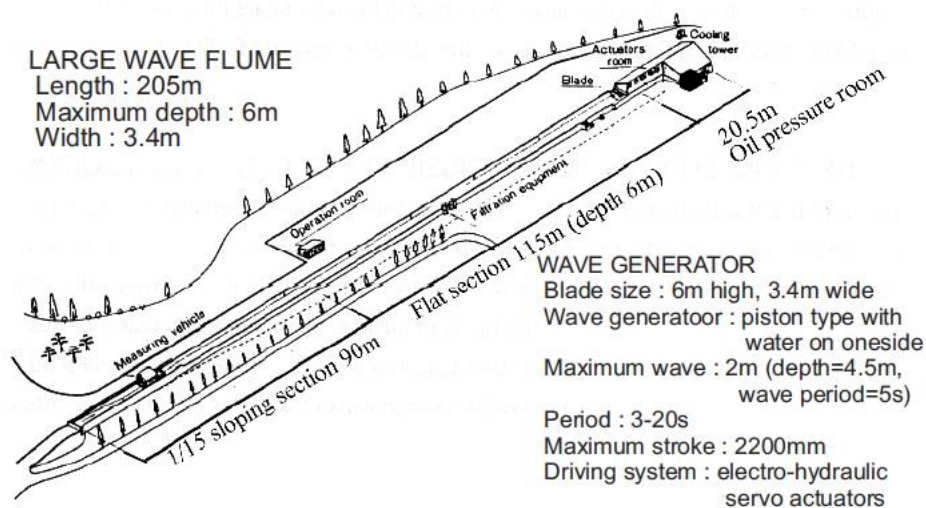


Figura 4.1 – Canal de ondas do CRIEPI, Abiko, Japão (fonte: Matsuyama e Tanaka, 2001).

A onda tipo-N inicial, que era relativamente longa e com um perfil acentuado, dispersou-se numa série de ondas de período curto sobre o perfil pouco acentuado do modelo. Para a profundidade de 13.5 cm

(54 m na escala real) o registo de uma sonda experimental, adiante designada como Sonda 0, é utilizado como onda de entrada, i.e. condição fronteira, na fronteira esquerda do modelo (ver Figura 4.3).



Figura 4.2 – Batimetria para a experiência de Monai Valley (fonte: Synolakis et al. 2007).

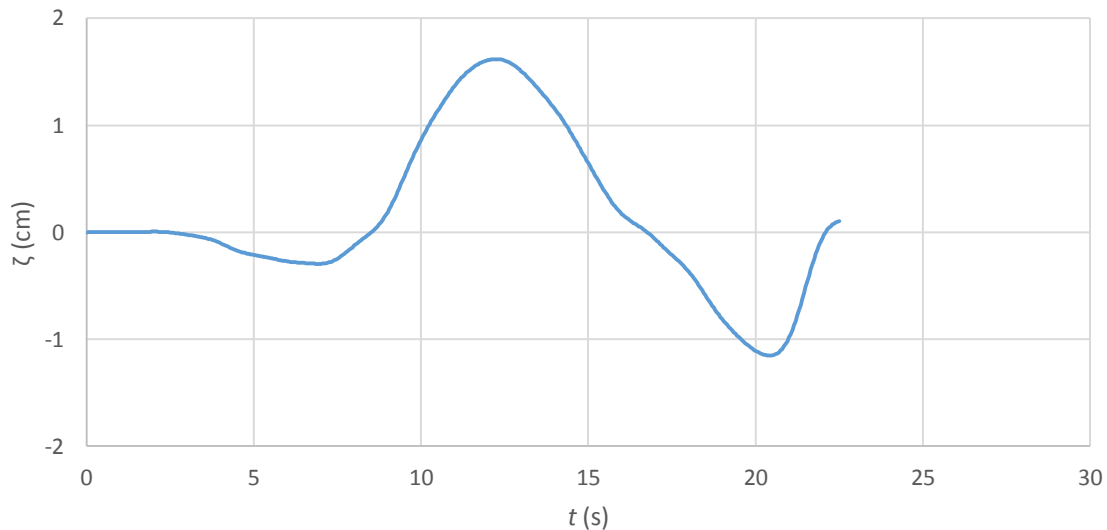


Figura 4.3 – Onda inicial tipo-N, registo de uma sonda experimental à profundidade de 13.5 m.

## 4.2. VALIDAÇÃO DO MODELO SWASH

Os dados e resultados da experiência laboratorial realizada no CRIEPI estão disponíveis na página oficial do National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) e estão descritos em Synolakis et al. (2007). Esta informação, bem como a informação disponível sobre a simulação da mesma experiência com o SWASH em Zijlema et al. (2011), permitiu a reprodução numérica do tsunami de Hokkaido-Nansei-Okai de 1993 para a validação do SWASH.

#### 4.2.1. DEFINIÇÃO DOS PARÂMETROS COMPUTACIONAIS E FÍSICOS

Para iniciar os cálculos é necessário que o utilizador forneça ao modelo um ficheiro com dados da batimetria, onda inicial de entrada na fronteira esquerda e um ficheiro de entrada que defina a configuração dos parâmetros a aplicar no caso de estudo, como as condições fronteira, domínio geográfico, ficheiros de saída, entre outros.

O SWASH permite definir diferentes grelhas para *input* de dados, batimetria, atrito, vento, correntes, etc., e para o cálculo, grelha ou malha computacional. Outras grelhas podem ainda ser eventualmente definidas para o *output* de resultados.

Foi definida uma malha computacional em coordenadas cartesianas, com origem (0,0,0), um comprimento de 5.475 m, na direcção  $OX$ , e 3.4 m na direcção  $OY$ . A malha é dividida respetivamente em 438 e 272 células naquelas duas direcções, com espaçamentos  $\Delta x = \Delta y = 0.0125$  m, resultando num total de 119 847 nós.

A batimetria encontra-se definida numa malha cartesiana com origem (0,0,0), um comprimento de 6.132 m na direcção  $OX$  e 3.808 m na direcção  $OY$ . A malha é dividida em 438 e 272 células naquelas duas direcções, com espaçamentos  $\Delta x = \Delta y = 0.014$  m.

A batimetria, interpolada sobre a malha computacional, está representada na Figura 4.4. É também visível na mesma figura que a barlamar da ilha de Okushiri existe uma pequena ilha onde as ondas incidentes sofrem fenómenos de refração e difração.

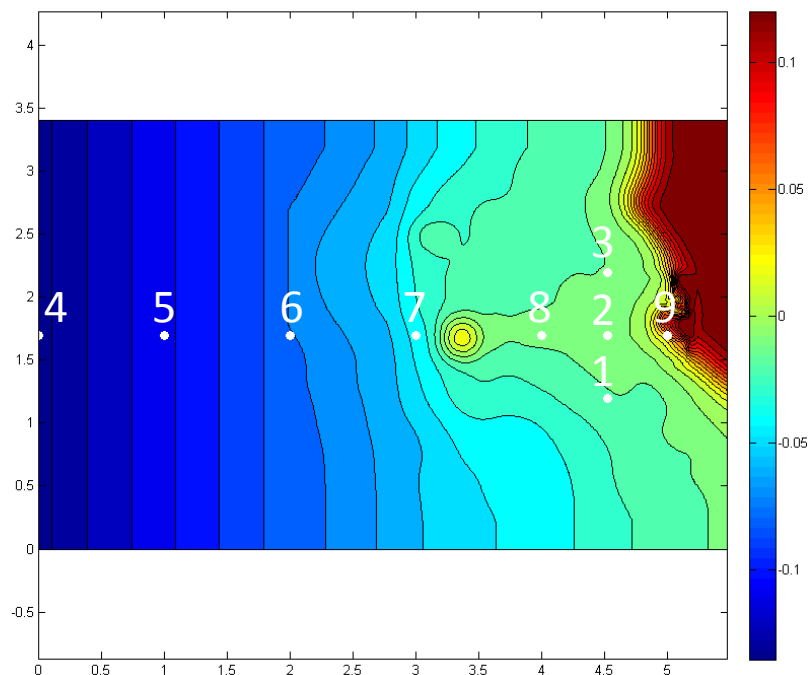


Figura 4.4 – Batimetria do domínio computacional e posição das Sondas 1 a 9.

No que respeita ao número de *layers* usado, apesar do modelo permitir a integração de várias camadas verticais, na aplicação do presente caso foi usada apenas uma *layer*.

A condição fronteira na fronteira  $x = 0$  é uma onda tipo-N, correspondendo ao sinal de uma sonda colocada à profundidade de 13.5 cm. Embora o sinal das outras três sondas experimentais disponíveis se prolongue até aos 199.55 s, o sinal da Sonda 0, tem a duração de apenas 22.5 s. A experiência

numérica tem a duração de 30 s, pelo que o sinal da Sonda 0 foi prolongado artificialmente até  $t = 30$  s, como se mostra na Figura 4.5.

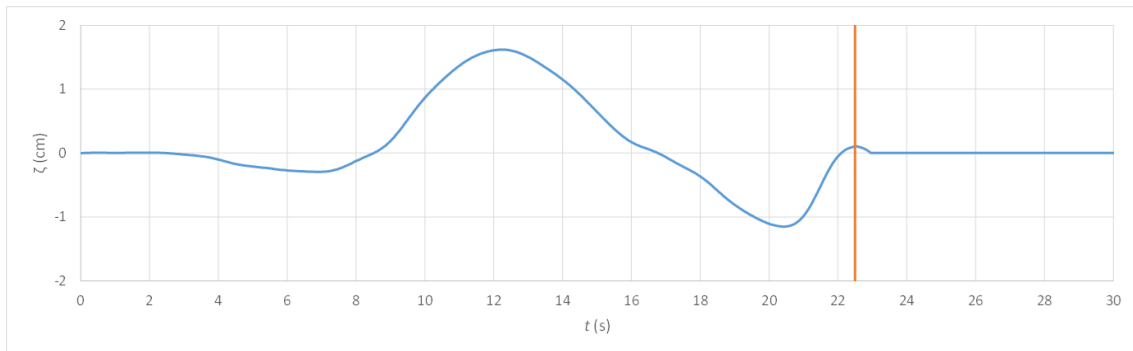


Figura 4.5 – Onda tipo-N, condição fronteira de barlamar à profundidade de 13.5 cm.

Foram definidos alguns parâmetros específicos para o ficheiro de entrada, de forma a aproximá-lo da experiência laboratorial. Ativou-se a ação do atrito do fundo com a opção **FRICTION**. O modelo **SWASH** permite o uso de quatro valores de atrito diferentes: constante, Chezy, Manning e Colebrook-White. Experiências feitas pelo autor do código **SWASH** evidenciam a fórmula de Manning como a que revela melhores resultados da dinâmica das ondas. Optou-se pela utilização de um coeficiente de Manning  $n = 0.012 \text{ m}^{-1/3} \cdot \text{s}$  para o modelo de contraplacado pintado, semelhante ao utilizado por Yamazaki et al. (2011). Tendo em conta a escala geométrica do modelo e a utilização de uma semelhança de Froude, o valor utilizado do coeficiente de Manning corresponde a um valor de  $n = 0.0326 \text{ m}^{-1/3} \cdot \text{s}$  no caso real.

O coeficiente de Manning relaciona-se com o coeficiente de atrito adimensional  $c_f$ , presente nas equações de conservação da quantidade de momento dos modelos de águas pouco profundas, equações 3.10, 3.12 e 3.13, através da relação (e.g. Zijlema et al., 2011):

$$c_f = \frac{n^2 g}{h^{1/3}} \quad (4.1)$$

Através do comando **NONHYDROstatic** foi escolhida a versão das equações de águas pouco profundas com distribuição vertical de pressões não-hidrostática. Ainda no que concerne ao gradiente vertical da pressão, existem dois esquemas possíveis a usar no **SWASH**: *standard* ou *box*. Optou-se pelo segundo, que provém do esquema de Keller-box, por ser o indicado como mais adequado para a aplicação no estudo da propagação de ondas.

Relativamente à discretização espacial, foi ativada a opção **CORRDEP** que indica o tipo de discretização para a profundidade da água nos pontos de velocidade. A profundidade da água nos pontos de velocidade não é definida unicamente. Para atingir ordens de precisão no espaço superiores, adiciona-se uma interpolação aumentada com limitador de fluxo. Neste caso, foi ativada a opção **MINMOD** como limitador.

Já na definição dos ficheiros de saída (*output requests*), foram definidos pontos (*points*) específicos de acordo com as posições das Sondas experimentais 1, 2 e 3, sendo ainda definidas outras seis sondas de controlo puramente numéricas, Sondas 4 a 9. As coordenadas destas nove sondas estão definidas na Tabela 4.1. Para cada ponto foi pedida uma tabela, através do comando **TABLE**, que permite ao utilizador definir os parâmetros a registar para cada ponto. Neste comando definiram-se como parâmetros de saída



o tempo,  $t$ , as coordenadas geográficas  $x$  e  $y$ , a elevação da superfície livre,  $\zeta$ , a profundidade total,  $h$ , a profundidade relativa ao nível médio do mar,  $d$ , e as duas componentes da velocidade horizontal,  $u$  e  $v$ . Foi também ativada a opção **BLOCK** que permite indicar ao programa que uma ou mais distribuições espaciais deverão ser gravadas em ficheiro. Neste caso específico, foi requerido que o **SWASH** escrevesse um ficheiro com dados da elevação da superfície livre e da profundidade total.

Finalmente, o *time step* utilizado foi  $\Delta t = 0.005$  s, para garantir que o número de Courant, definido como

$$Cr = c \times \frac{\Delta t}{\min(\Delta x, \Delta y)} \quad (4.2)$$

fosse sempre inferior a 0.5. Na expressão (4.2),  $c$  é a velocidade de propagação da onda dada pela equação (3.5).

Tabela 4.1 – Coordenadas das sondas numéricas.

	Sonda 1	Sonda 2	Sonda 3	Sonda 4	Sonda 5	Sonda 6	Sonda 7	Sonda 8	Sonda 9
$x$ (m)	4.512	4.512	4.512	0.000	1.000	2.000	3.000	4.000	5.000
$y$ (m)	1.196	1.696	2.196	1.700	1.700	1.700	1.700	1.700	1.700

#### 4.2.2. ANÁLISE DE RESULTADOS

Os resultados obtidos consistem nos registos da elevação da superfície livre nas nove sondas indicadas, sendo que em três delas existem resultados experimentais para comparação, e campos de elevação da superfície livre em diferentes instantes.

##### Registos das Sondas

As Figura 4.6 a 4.13 apresentam os registos da elevação da superfície livre nas Sondas 1 a 8. Quando a profundidade total da água é nula, a sonda numérica não retorna qualquer valor, havendo uma interrupção no registo. Esta situação é registada nas Sondas 1, 2, 3 e 8. A Sonda 9 não registou a presença de água, pelo que não é apresentado qualquer gráfico para esta sonda.

No caso das Sondas 1, 2 e 3, os resultados numéricos são comparados com os resultados experimentais obtidos por Matsuyama e Tanaka (2001) e apresentados por Synolakis et al. (2007).

##### Sonda 1

No caso da Sonda 1, a frente de onda do tsunami surge no instante  $t = 14.70$  s, com um atraso de 0.30 s em relação ao resultado experimental. A onda numérica incidente tem uma amplitude máxima de 1.624 cm, ligeiramente superior aos 1.304 cm da onda experimental. No instante  $t = 17.45$  s, a sonda numérica regista a chegada da onda refletida pela costa, registando-se no instante  $t = 17.60$  s a amplitude de 4.416 cm para o primeiro pico. A sonda experimental regista a chegada da onda refletida no instante  $t = 17.35$  s, com um primeiro pico de 3.494 cm no instante  $t = 17.50$  s. A maior discrepância entre os resultados numéricos e experimentais verifica-se após o instante  $t = 21$  s, quando o registo é dominado pelas ondas refletidas nas fronteiras sólidas. Esta discrepância é explicável pelo facto de os domínios computacional e experimental terem uma dimensão transversal ligeiramente

diferente. Esta diferença nas dimensões afeta o tempo de propagação das ondas refletidas nas paredes laterais. Um efeito semelhante é verificado para as Sondas 2 e 3.

### **Sonda 2**

Para a Sonda 2, a frente de onda do tsunami surge no instante  $t = 14.85$  s, também com um atraso de 0.30 s em relação ao resultado experimental. Posteriormente, as duas ondas, numérica e experimental, são praticamente coincidentes. No instante  $t = 16.80$  s, a sonda numérica regista a chegada da onda refletida pela costa, registando-se no instante  $t = 17.30$  s a amplitude de 4.271 cm para o primeiro pico. A sonda experimental regista a chegada da onda refletida no instante  $t = 16.85$  s, com um primeiro pico de 3.635 cm no mesmo instante  $t = 17.30$  s. Um segundo pico na solução numérica é claramente identificável para  $t = 19.30$  s, com uma amplitude de 3.389 cm. Os dados experimentais confirmam a existência deste segundo pico, mas ocorrendo um pouco mais cedo, para  $t = 19.10$  s, com uma amplitude de 3.565 cm, i.e. ligeiramente superior à da onda numérica. Tal como para a Sonda 1, as maiores discrepâncias entre os resultados numéricos e experimentais verificam-se após o instante  $t = 21$  s, com uma justificação semelhante.

### **Sonda 3**

Para a Sonda 3, a frente de onda do tsunami surge no instante  $t = 14.85$  s com um atraso de 0.15 s em relação ao resultado experimental. Posteriormente, a onda numérica tem uma amplitude ligeiramente mais elevada do que a onda experimental. A chegada das ondas refletidas na costa parece ser simultânea, ocorrendo no instante  $t = 16.75$  s, para ambas as sondas. O pico tem no entanto uma maior amplitude para a onda numérica, 5.169 cm no instante  $t = 16.95$  s, enquanto a onda experimental tem um pico de 4.535 cm que ocorre no instante  $t = 16.85$  s. A sonda experimental regista a chegada de três picos consecutivos, enquanto a sonda numérica regista a chegada de quatro picos consecutivos. Tal como para as Sondas 1 e 2, as maiores discrepâncias entre os resultados numéricos e experimentais verificam-se após o instante  $t = 21$  s, com uma justificação semelhante.

### **Discussão**

É evidente em qualquer uma destas sondas a chegada de uma onda negativa cerca do instante  $t = 10$  s, no que coincidem com os registos experimentais.

Nota-se, nas sondas experimentais, a chegada de uma primeira onda positiva que não existe nas sondas numéricas. No caso da Sonda 1, esta onda está presente desde o instante inicial com uma amplitude de 0.234 cm, e alcança uma amplitude máxima de 0.514 cm. Esta onda positiva não pode resultar da propagação da onda de tsunami cujo sinal foi usado como condição fronteira. Pode-se colocar a hipótese de a água no canal de ondas não estar em repouso no instante inicial. Como consequência, a profundidade sobre a qual a onda de tsunami se propaga é ligeiramente superior no caso da onda experimental, o que explicaria o facto de consistentemente esta chegar mais cedo do que a onda numérica, à posição em que se encontram as sondas.

As ondas refletidas pela costa são ondas relativamente curtas que se vão sobrepor ao registo da onda incidente em qualquer das três sondas em que há registos experimentais. Essas ondas estão também documentadas nas restantes sondas, Sondas 4 a 8, para as quais não existem resultados experimentais. Na Sonda 4, posicionada sobre a fronteira de barlar, é evidente a sobreposição da onda refletida após  $t = 22.5$  s.

Os resultados obtidos estão também em conformidade com os resultados numéricos obtidos por outros investigadores (e.g. Yamazaki et al., 2011, Zijlema, et al., 2011). Considerou-se portanto que os parâmetros físicos e numéricos se encontram corretamente calibrados. Concluiu-se também que esta

experiência valida a utilização do programa SWASH para a simulação de ondas de tsunami na sua aproximação à costa.

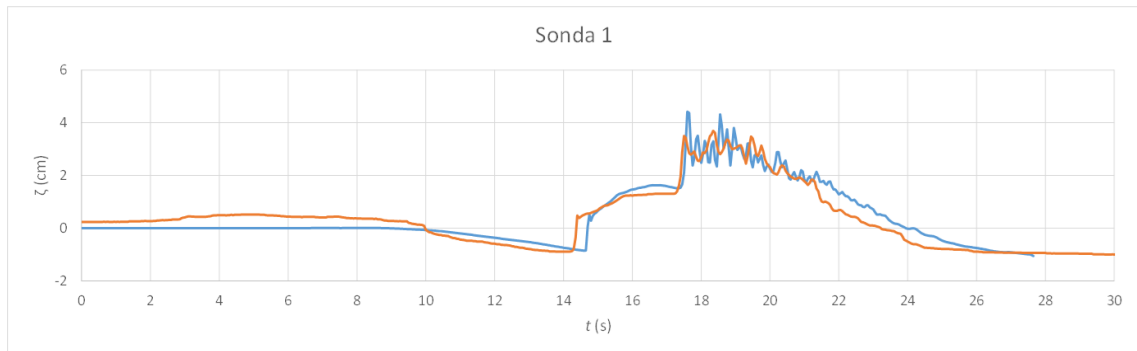


Figura 4.6 – Elevação da superfície livre na Sonda 1: (—) simulação com o SWASH; (—) dados experimentais.

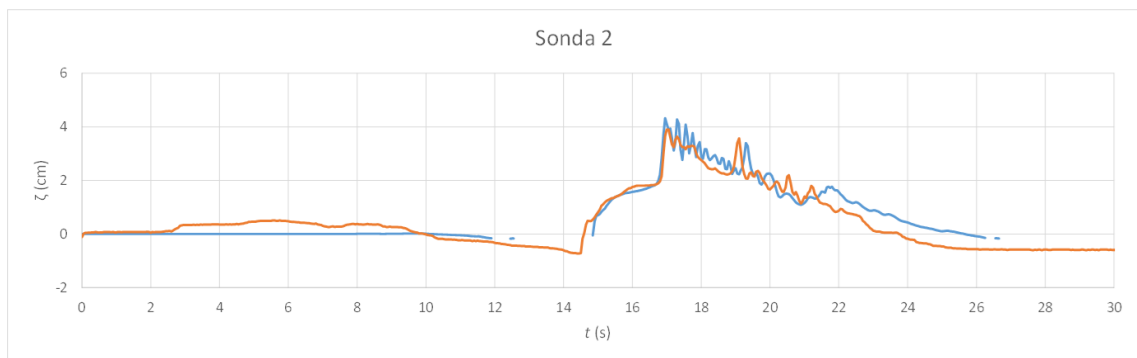


Figura 4.7 – Elevação da superfície livre na Sonda 2: (—) simulação com o SWASH; (—) dados experimentais.

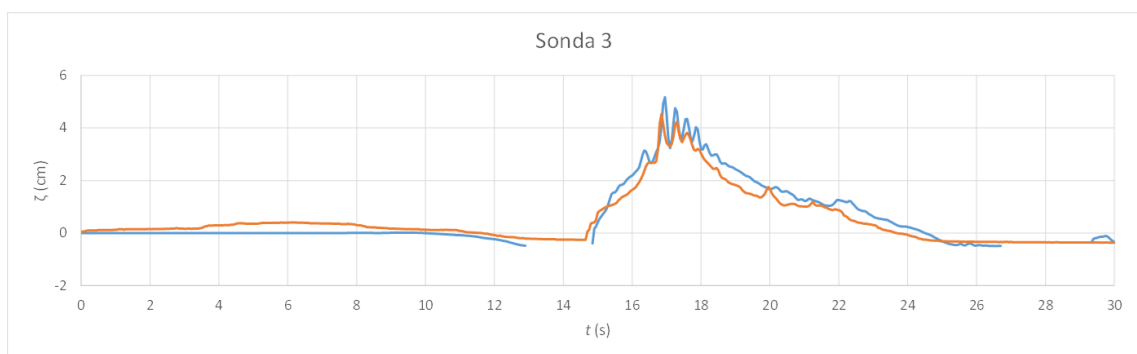


Figura 4.8 – Elevação da superfície livre na Sonda 3: (—) simulação com o SWASH; (—) dados experimentais.

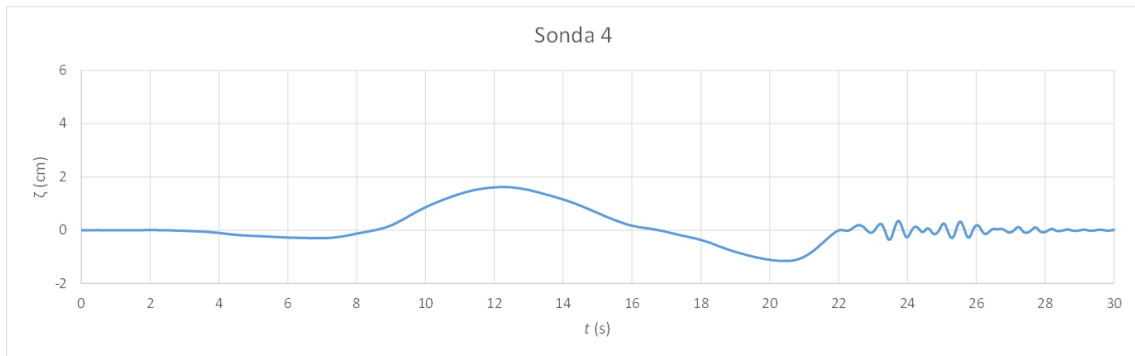


Figura 4.9 – Elevação da superfície livre na Sonda 4: (—) simulação com o SWASH.



Figura 4.10 – Elevação da superfície livre na Sonda 5: (—) simulação com o SWASH.



Figura 4.11 – Elevação da superfície livre na Sonda 6: (—) simulação com o SWASH.

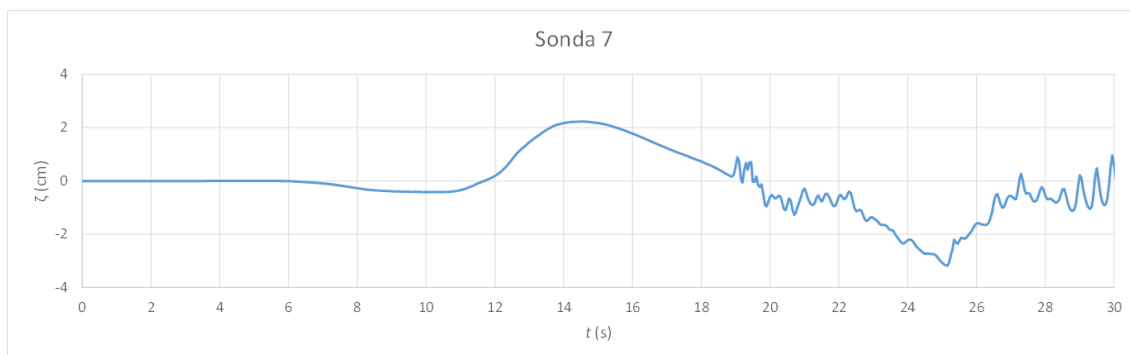


Figura 4.12 – Elevação da superfície livre na Sonda 7: (—) simulação com o SWASH.

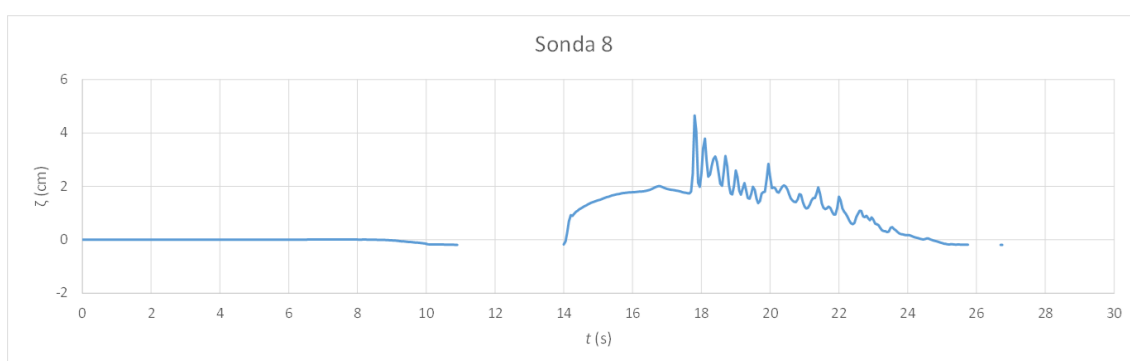


Figura 4.13 – Elevação da superfície livre na Sonda 8: (—) simulação com o SWASH.

### Campos de Elevação da Superfície Livre

Uma análise dos campos de elevação da superfície livre permitiu verificar que a chegada da onda à costa se dá entre os instantes  $t = 15$  s (Figura 4.14) e  $t = 16$  s (Figura 4.15), na região nordeste da bacia de ondas. Até ao instante  $t = 17$  s (Figura 4.16) dá-se a chegada da onda à zona sudeste do tanque. Após o instante  $t = 22$  s (Figura 4.17), a onda refletida atinge a fronteira oeste, onde a onda é gerada, deixando a simulação de reproduzir corretamente o tsunami real. Uma sequência de observações entre os instantes  $t = 0$  e  $t = 25$  s está ilustrada no Anexo A.

### Visualização 3D

Foi também feita uma representação 3D da evolução da onda de tsunami entre os instantes  $t = 0$  e  $t = 25$  s (ver Figura 4.18 a 4.27). As imagens ajudam apenas a perceber o comportamento das ondas quando encontram a costa e os fenómenos que estas sofrem após o choque com a mesma.

No instante  $t = 12$  s (ver Figura 4.20) é nítido o recuo característico da linha de água devido à depressão inicial da onda de tsunami. É possível observar a primeira frente de onda que atinge a ilha em frente à costa sensivelmente aos 14 s. De imediato se nota alguma reflexão e é evidente a difração da onda a sotamar da ilha (ver Figura 4.21). A observação das figuras clarifica os resultados apresentados nos gráficos das sondas: a partir de  $t = 17$  s verifica-se a reflexão na costa de múltiplas ondas de pequeno comprimento de onda (ver Figura 4.24 a 4.27). Para o instante  $t = 25$  s, é evidente que a onda já sofreu uma nova reflexão na fronteira oeste e se propaga novamente em direção à costa.

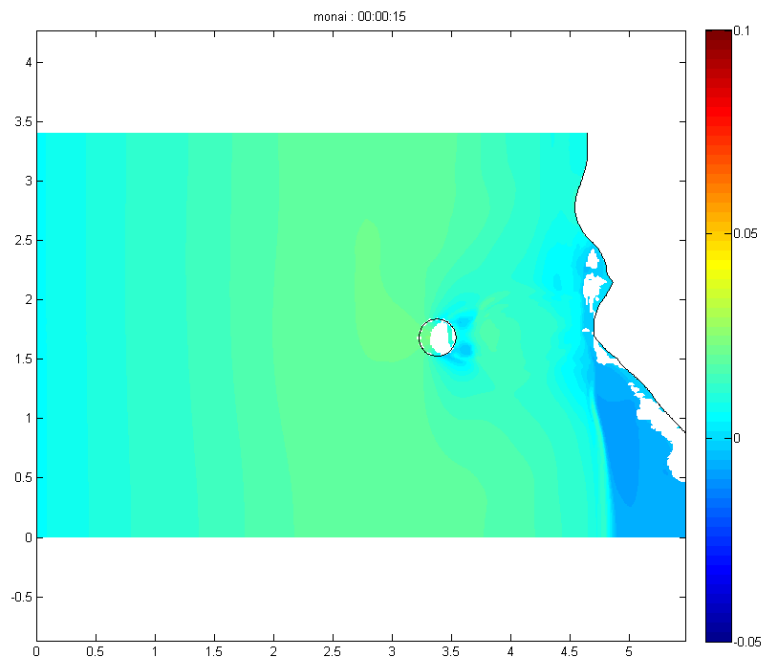


Figura 4.14 – Elevação da superfície no instante  $t = 15$  s.

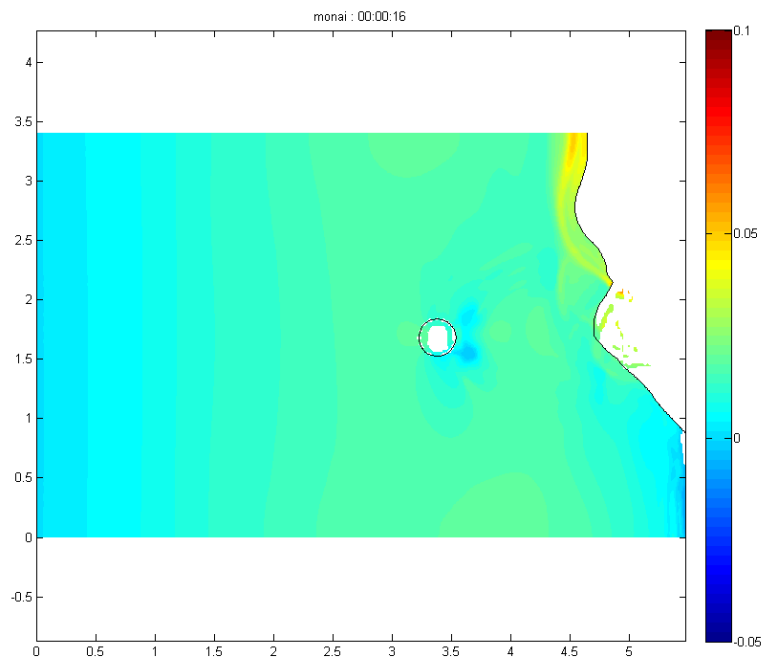
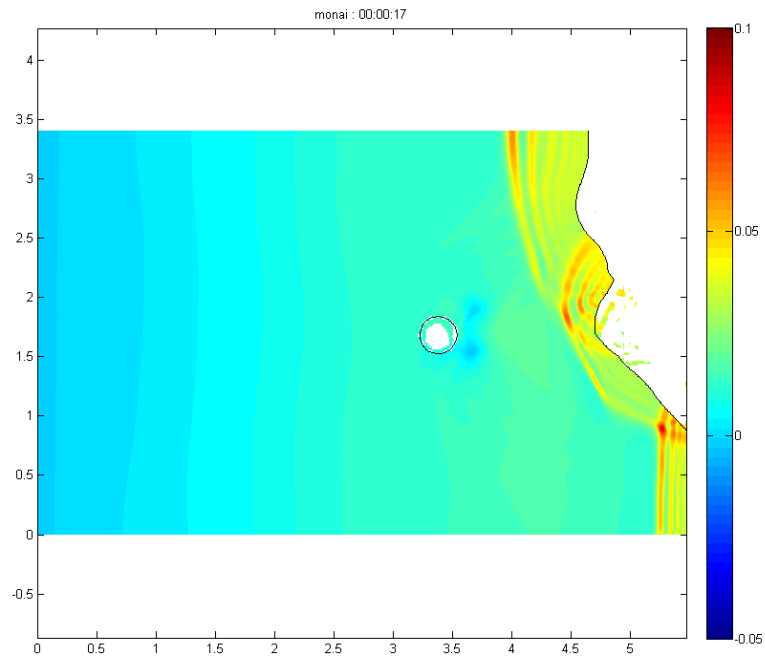
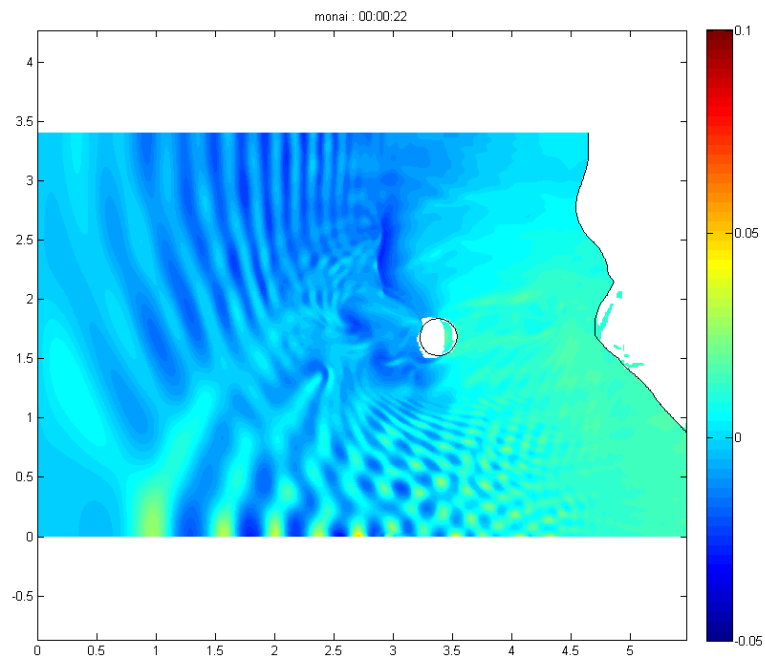


Figura 4.15 – Elevação da superfície no instante  $t = 16$  s.

Figura 4.16 – Elevação da superfície no instante  $t = 17$  s.Figura 4.17 – Elevação da superfície no instante  $t = 22$  s.

### Visualização 3D

Foi também feita uma representação 3D da evolução da onda de tsunami entre os instantes  $t = 0$  e  $t = 25$  s (ver Figura 4.18 a 4.27). As imagens ajudam apenas a perceber o comportamento das ondas quando encontram a costa e os fenómenos que estas sofrem após o choque com a mesma.

No instante  $t = 12$  s (ver Figura 4.20) é nítido o recuo característico da linha de água devido à depressão inicial da onda de tsunami. É possível observar a primeira frente de onda que atinge a ilha em frente à costa sensivelmente aos 14 s. De imediato se nota alguma reflexão e é evidente a difração da onda a sotamar da ilha (ver Figura 4.21). A observação das figuras clarifica os resultados apresentados nos gráficos das sondas: a partir de  $t = 17$  s verifica-se a reflexão na costa de múltiplas ondas de pequeno comprimento de onda (ver Figura 4.24 a 4.27). Para o instante  $t = 25$  s, é evidente que a onda já sofreu uma nova reflexão na fronteira oeste e se propaga novamente em direção à costa.

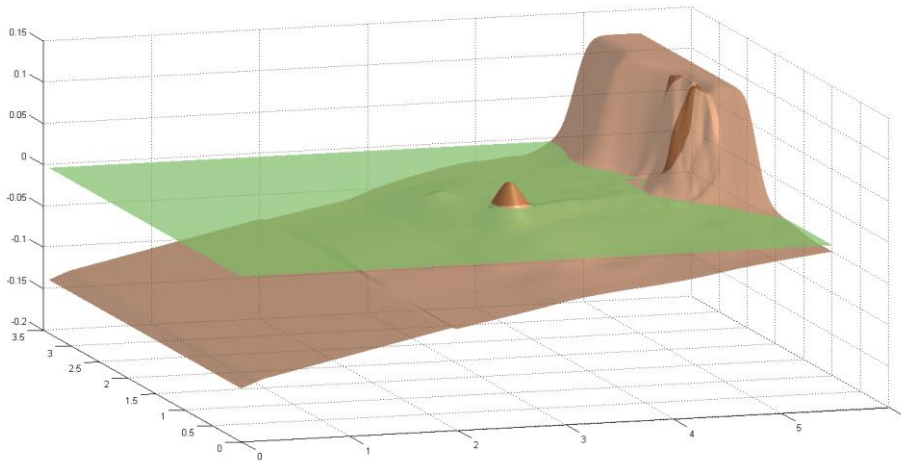


Figura 4.18 – Elevação da superfície no instante  $t = 0$  s.

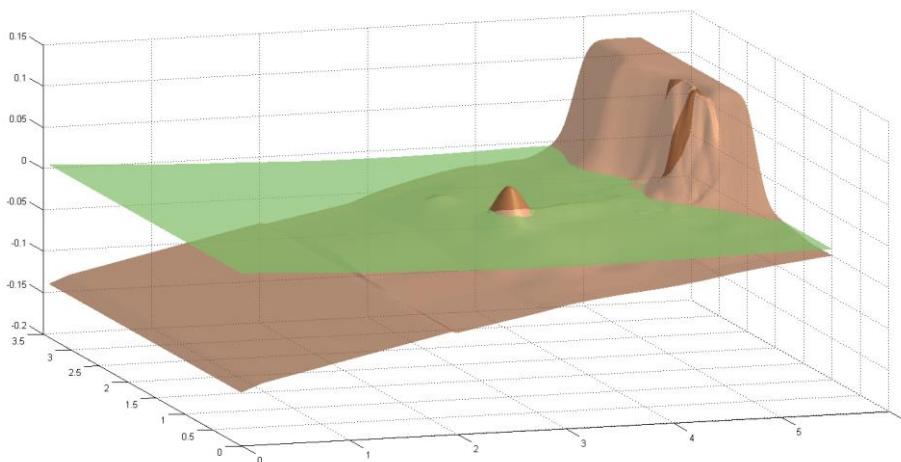


Figura 4.19 – Elevação da superfície no instante  $t = 10$  s.



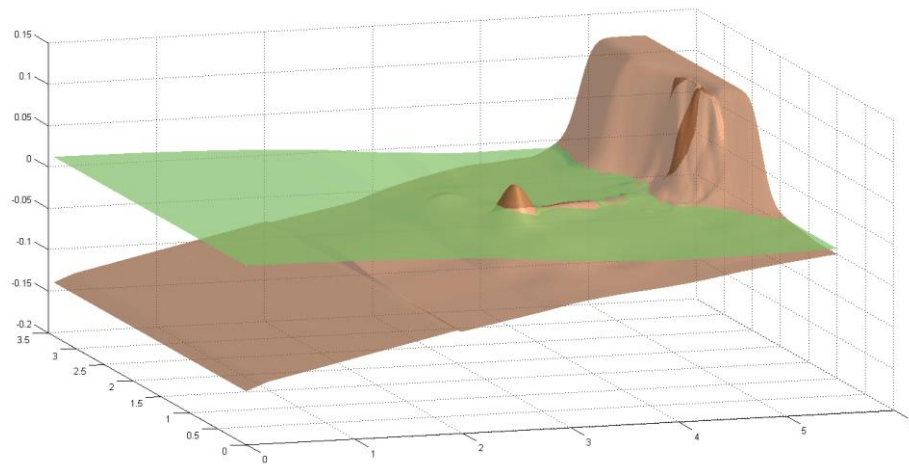


Figura 4.20 – Elevação da superfície no instante  $t = 12$  s.

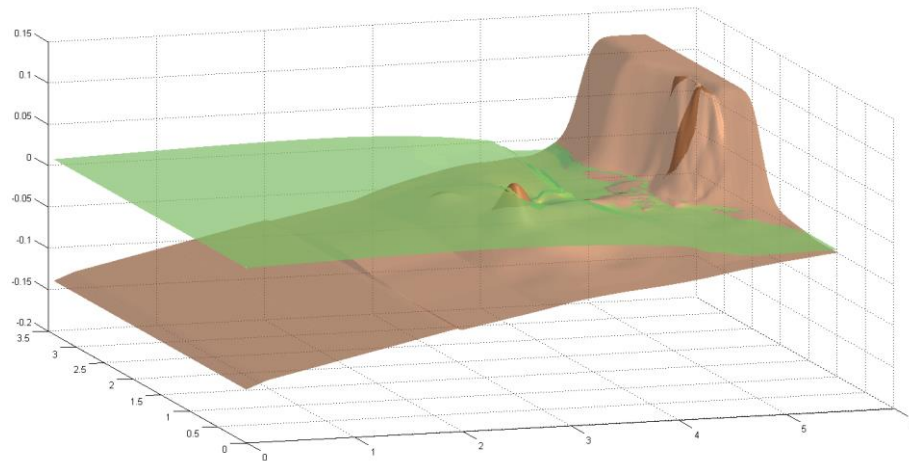
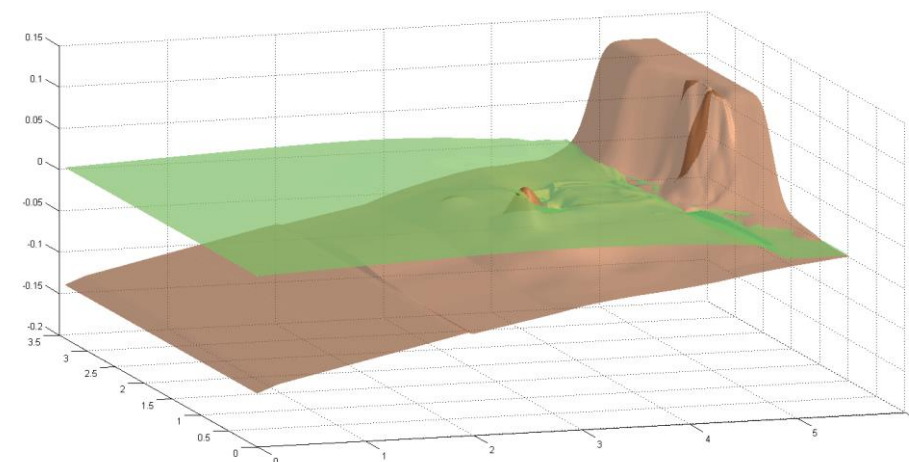


Figura 4.21 – Elevação da superfície no instante  $t = 14$  s.



7.

Figura 4.22 – Elevação da superfície no instante  $t = 15$  s.

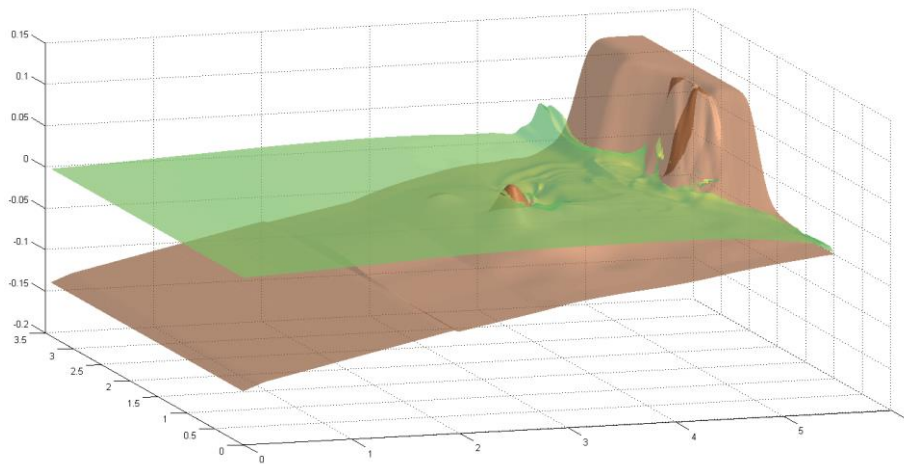


Figura 4.23 – Elevação da superfície no instante  $t = 16$  s.

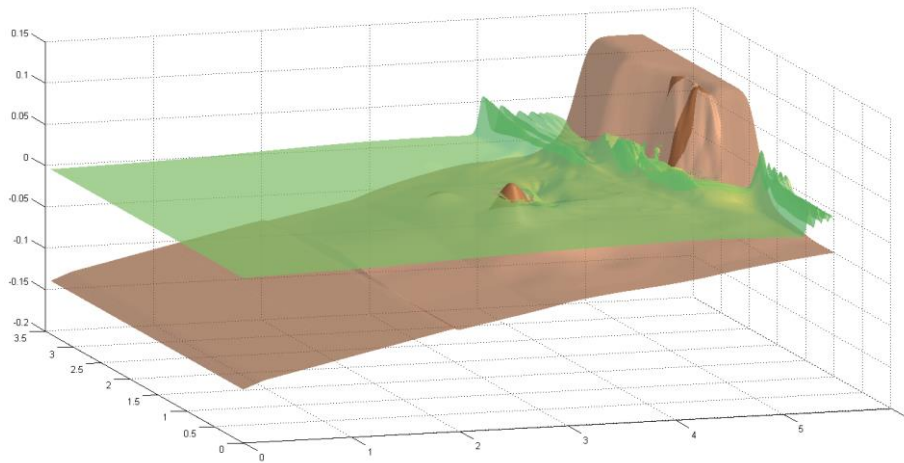


Figura 4.24 – Elevação da superfície no instante  $t = 17$  s.

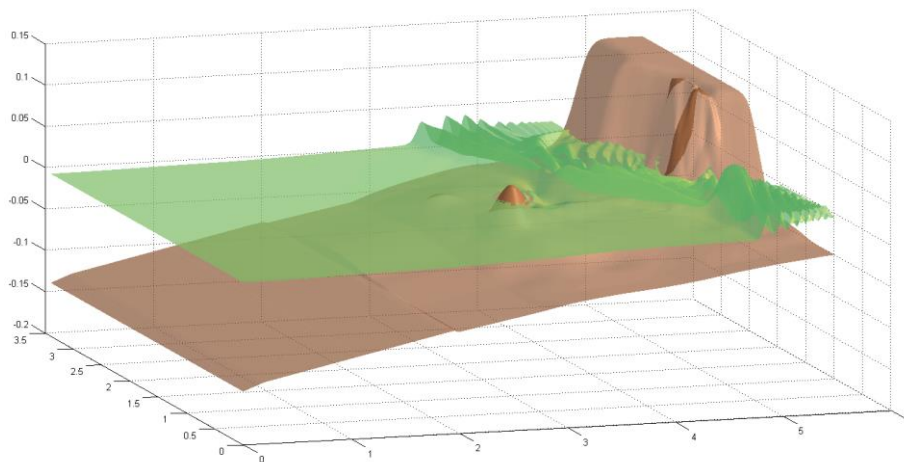


Figura 4.25 – Elevação da superfície no instante  $t = 18$  s.

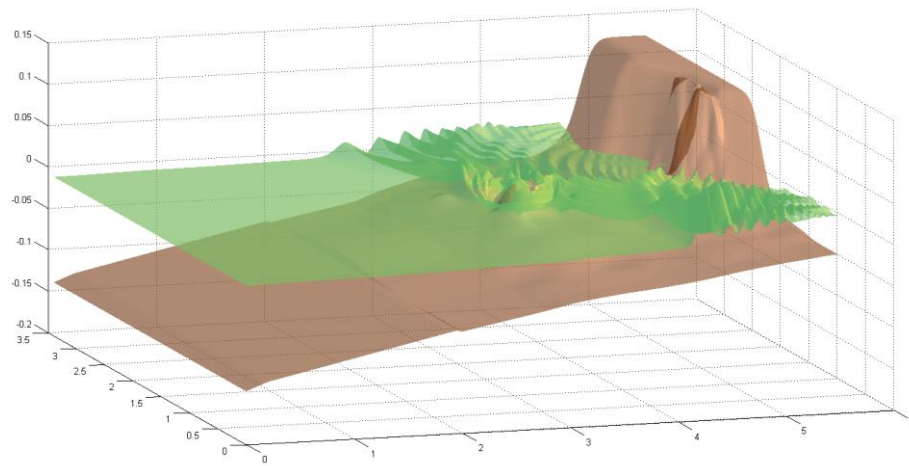


Figura 4.26 – Elevação da superfície no instante  $t = 19$  s.

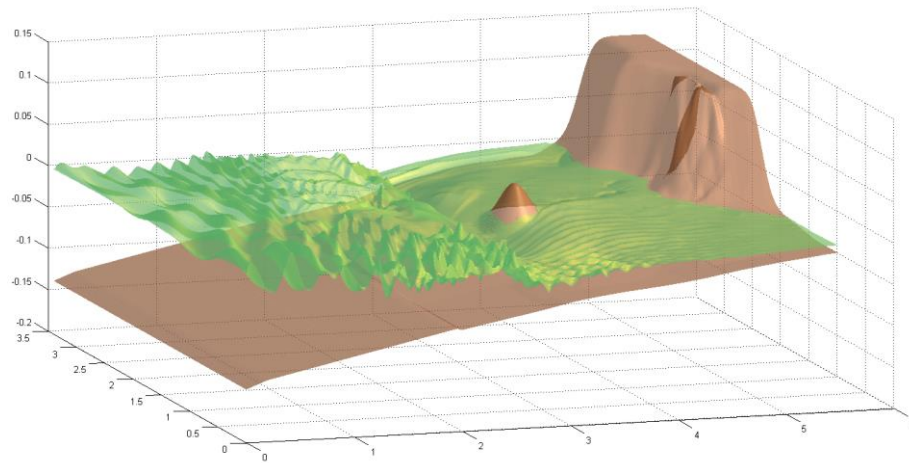


Figura 4.27 – Elevação da superfície no instante  $t = 25$  s.



# 5

## TSUNAMI DE LISBOA DE 1755. SIMULAÇÃO

### 5.1. INTRODUÇÃO

A análise da geração, propagação e deformação do tsunami de Lisboa de 1755 será efetuada para três cenários possíveis. Para cada um desses cenários, recorrer-se-á a uma simulação com três grelhas computacionais regulares, com resolução crescente. A primeira grelha, grelha G1, cobrirá a zona oceânica entre os Açores e o continente europeu, na direção Oeste–Este, e entre as Ilhas Canárias e a costa norte da Península Ibérica, na direção Sul–Norte. A segunda grelha, grelha G2, onde se efetuará uma simulação aninhada cobrirá a costa portuguesa, desde a praia da Bordeira, Costa Vicentina, até praticamente a Peniche, e todo o oceano próximo. A terceira grelha, grelha G3, cobrirá o estuário do Tejo e a zona costeira próxima, e apenas será aplicada a um dos cenários.

#### 5.1.1. CENÁRIOS

Com base na análise dos estudos de outros autores, apresentada no Capítulo 2, escolheram-se três cenários possíveis para a origem do sismo e do tsunami subsequente, passíveis de terem causado os efeitos observados e descritos nos registos históricos. As três fontes selecionadas foram as fontes 3, 1 e 6 do estudo de Grilli e Grilli (2011), que serão denominadas de fonte 1, 2 e 3, respetivamente, ao longo do capítulo. A fonte 1 foi escolhida por ser a fonte considerada por vários autores como a mais provável de ter gerado o tsunami; a fonte 2 por ser um potencial gerador de um evento de magnitude elevada (como foi o caso do sismo de Lisboa); e a fonte 3 que, sendo uma das fontes prováveis do sismo de Lisboa de 1755, é também aquela que se situa mais perto do estuário do Tejo, e portanto potencialmente a mais perigosa. Na Figura 5.1 estão localizados os epicentros correspondentes aos cenários em estudo. Os parâmetros que definem o tipo e a orientação da falha que originou o sismo basearam-se também em estudos feitos anteriormente e estão resumidos na Tabela 5.1, bem como as coordenadas geográficas de cada epicentro. A definição dos parâmetros apresentados encontra-se no Capítulo 2, Secção 2.4.3.

A condição inicial em todos os cenários, foi uma elevação instantânea da superfície livre, igual ao deslocamento vertical do fundo do mar em resultado do sismo. As velocidades iniciais foram consideradas nulas. O deslocamento do fundo do mar produzido pelo sismo foi calculado em cada caso com base na formulação de Okada (1985) para a deformação superficial de um semi-espaço infinito, usando o algoritmo desenvolvido por Beauducel (2009) e assumindo um coeficiente de Poisson  $\nu = 0.25$  para a crosta terrestre.

Assumindo que o módulo de rigidez da crosta terrestre é de 32 GPa, em qualquer um dos cenários, o momento sísmico é de  $25.6 \times 10^{21}$  Nm, a que corresponde uma magnitude de momento  $M_w = 8.9$ , em

linha com a magnitude máxima estimada por outros autores para o sismo de Lisboa de 1755 (ver Capítulo 2).

Em todos os cenários e para todas as grelhas, o modelo numérico foi utilizado:

- i. considerando a aceleração de Coriolis;
- ii. em modo 2DH, i.e. uma única camada vertical, com distribuição não-hidrostática de pressões;
- iii. com integração explícita no tempo.

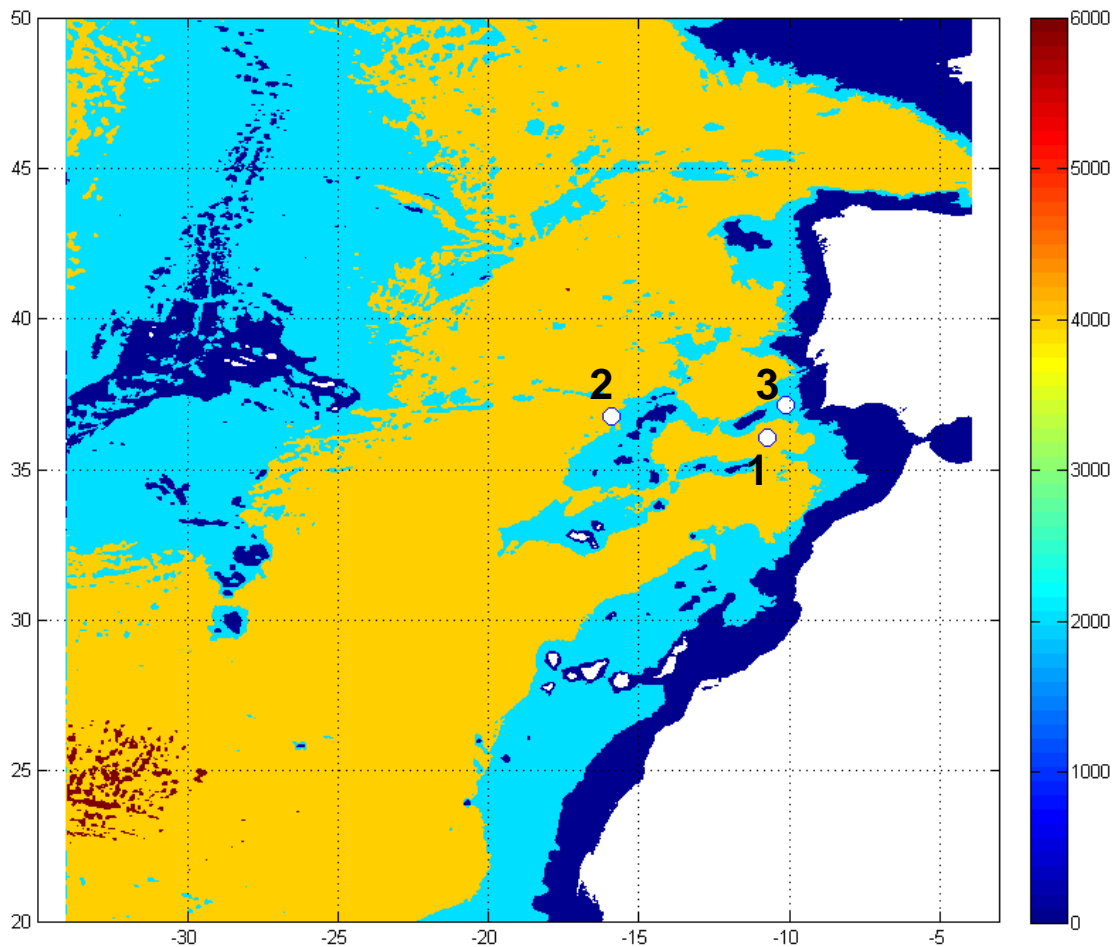


Figura 5.1 – Localização dos epicentros dos sismos selecionados.

Tabela 5.1 – Parâmetros característicos das falhas selecionadas.

Fonte	Latitude	Longitude	Depth	Strike	Dip	Área	Rake	Slip	Open
	(°N)	(°E)	(m)	(°)	(°)	(m <sup>2</sup> )	(°)	(m)	(m)
1	36.042	-10.753	45496	345	40	317 000 × 126 000	90	20	0
2	36.748	-15.929	45496	345	40	317 000 × 126 000	90	20	0
3	37.150	-10.110	45496	345	40	317 000 × 126 000	90	20	0

### 5.1.2. DOMÍNIOS COMPUTACIONAIS

#### Grelha G1

A batimetria do Atlântico Norte foi obtida do projeto GEBCO — General Bathymetric Chart of the Oceans —, com uma definição de 30" de arco (Becker et al., 2009). A informação recolhida está compreendida entre as latitudes [9 °N, 51 °N] e as longitudes [86 °W, 4 °W] (ver Figura 5.2).

A grelha oceânica, grelha G1, foi definida em coordenadas geográficas (sistema WGS84) e cobre o domínio entre as latitudes [20 °N, 50 °N] e as longitudes [34 °W, 4 °W], com uma resolução de 1' de arco nas duas direções. A batimetria foi definida por interpolação sobre a batimetria do projeto GEBCO. O passo de tempo utilizado no cálculo foi  $\Delta t = 2.5$  s. Todas as fronteiras laterais do domínio foram definidas como fronteiras de radiação. As simulações cobriram um intervalo temporal de 4 h. Todos os cálculos foram efetuados para profundidades correspondentes ao nível médio do mar, ignorando a maré. Os resultados obtidos ao longo do tempo sobre esta malha foram utilizados como condição fronteira para a grelha G2. O domínio computacional da malha G1 está representado na Figura 5.3, onde estão também indicados os limites da grelha aninhada G2. As características da discretização utilizada estão resumidas na Tabela 5.2.

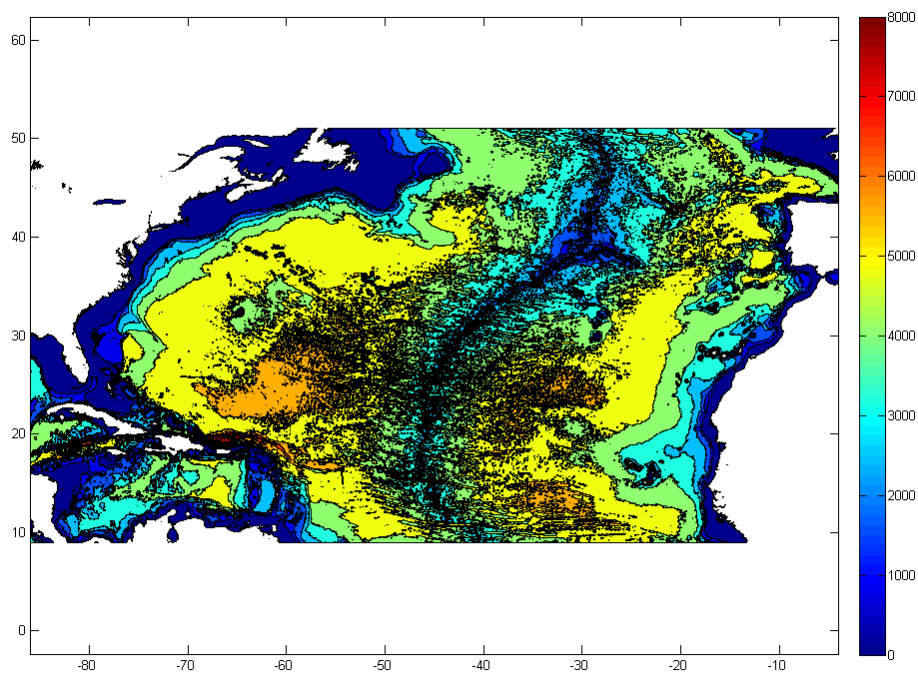


Figura 5.2– Batimetria do Atlântico Norte (Fonte: GEBCO).

#### Grelha G2

A grelha aninhada, grelha G2, foi definida em coordenadas geográficas (sistema WGS84) e cobre o domínio entre as latitudes [37.2 °N, 39.2 °N] e as longitudes [10.8 °W, 8.6 °W], com uma resolução de 12" de arco nas duas direções. A batimetria foi definida por interpolação sobre a batimetria do projeto GEBCO. O passo de tempo utilizado no cálculo foi  $\Delta t = 0.5$  s. Nas fronteiras Oeste e Sul foram

impostos ao longo do tempo os valores da elevação da superfície livre obtidos nas simulações com a grelha oceânica G1. Na fronteira Norte foi imposta uma condição de radiação. Na fronteira Este não foi imposta qualquer condição. As simulações cobriram um intervalo temporal de 1 h (60 min). Todos os cálculos foram efetuados para profundidades correspondentes ao nível médio do mar, ignorando a maré. Os resultados obtidos numa boia à profundidade de 30 m à entrada do estuário do Tejo, e identificada como Boia 30, foram utilizados como condição fronteira para a simulação efetuada com a grelha G3. O domínio computacional da malha G2 está representado na Figura 5.4, onde está também indicada a posição da Boia 30, no ponto de coordenadas (38.6133 °N, 9.37 °W). As características da discretização utilizada estão resumidas na Tabela 5.2.

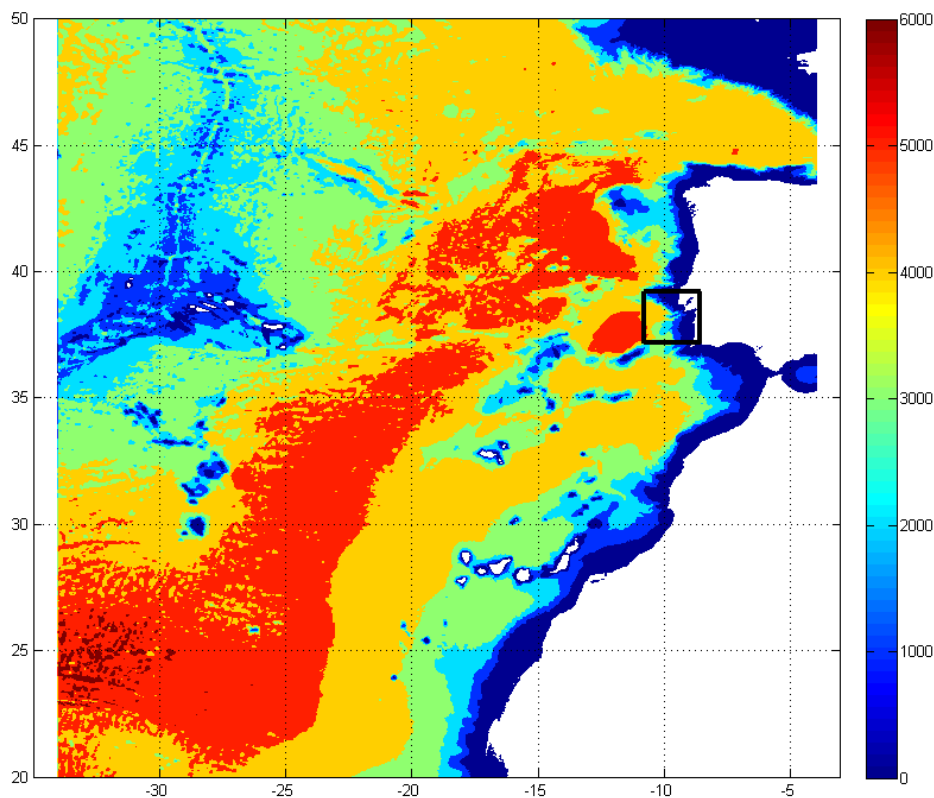


Figura 5.3 – Limites e batimetria da grelha computacional G1, e limite da grelha aninhada G2.

### Grelha G3

A grelha G3 foi definida em coordenadas cartesianas (sistema PT-TM06/ETRS89). O domínio computacional tem origem nas coordenadas (−105 600, −132 290) m, um comprimento de 50 000 m na direção  $OX$  e um comprimento de 30 000 m na direção  $OY$ . A resolução da grelha é  $\Delta x = \Delta y = 50$  m. A direção computacional  $OX$  faz um ângulo de  $30^\circ$  com a direção geográfica Oeste–Este (Figura 5.5). A batimetria do estuário foi obtida por interpolação sobre a malha do Modelo Batimétrico do Rio Tejo digital — resolução  $100\text{ m} \times 100\text{ m}$  — do Instituto Hidrográfico (IH, 2015). A topografia do terreno (acima do nível médio do mar) foi obtida do projeto ASTER<sup>1</sup>, com uma resolução aproximada de 30 m

<sup>1</sup> Os dados do projeto ASTER são uma cortesia de NASA/GSFC/METI/ERSDAC/JAROS, e do US/Japan ASTER science team.



$\times 30$  m. No entanto, as transformações de coordenadas utilizadas fazem com que a topografia do terreno (acima do nível médio do mar) da grelha G3 contenha muitos erros<sup>2</sup>. O passo de tempo utilizado no cálculo foi  $\Delta t = 0.5$  s. Na fronteira  $x = 0$  foi imposta uma condição de elevação da superfície livre adaptada do registo obtido para a Boia 30 na simulação efetuada com a grelha G2 para um dos cenários. Nas fronteiras laterais  $y = 0$  e  $y = 30\,000$  m não foi imposta qualquer condição fronteira (neste caso o SWASH assume uma condição de parede). Na fronteira  $x = 50\,000$  m foi imposta uma condição de radiação. Para permitir a entrada de uma onda propagando-se na direção normal à fronteira em  $x = 0$  m, foi imposto um fundo horizontal à profundidade de 30 m numa extensão de 5000 m a partir da fronteira, e na faixa entre as distâncias de 5000 m e de 7000 m da fronteira todos os nós com profundidade superior a 30 m tiveram a sua profundidade reduzida para 30 m. O domínio computacional da grelha G3 está representado na Figura 5.5, onde está também indicada a posição da Boia 30. As características da discretização utilizada estão resumidas na Tabela 5.3.

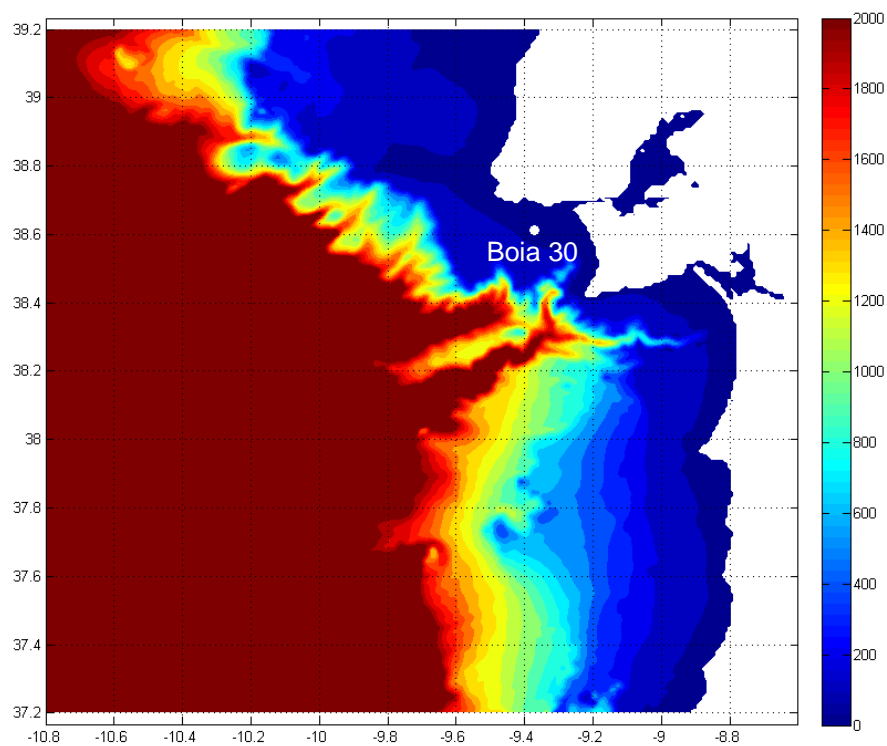


Figura 5.4 – Limite e batimetria da grelha computacional G2 e localização da Boia 30.

Tabela 5.2 – Características das grelhas computacionais G1 e G2.

Grelhas	Latitude	Longitude	$\Delta x$	$\Delta y$	$\Delta t$
G1	20.0 °N – 50.0 °N	34.0 °W – 4.0°W	1'	1'	2.5 s
G2	37.2 °N – 39.2 °N	10.8 °W – 8.6 °W	12''	12''	0.5 s

<sup>2</sup> Avilez-Valente, comunicação privada.

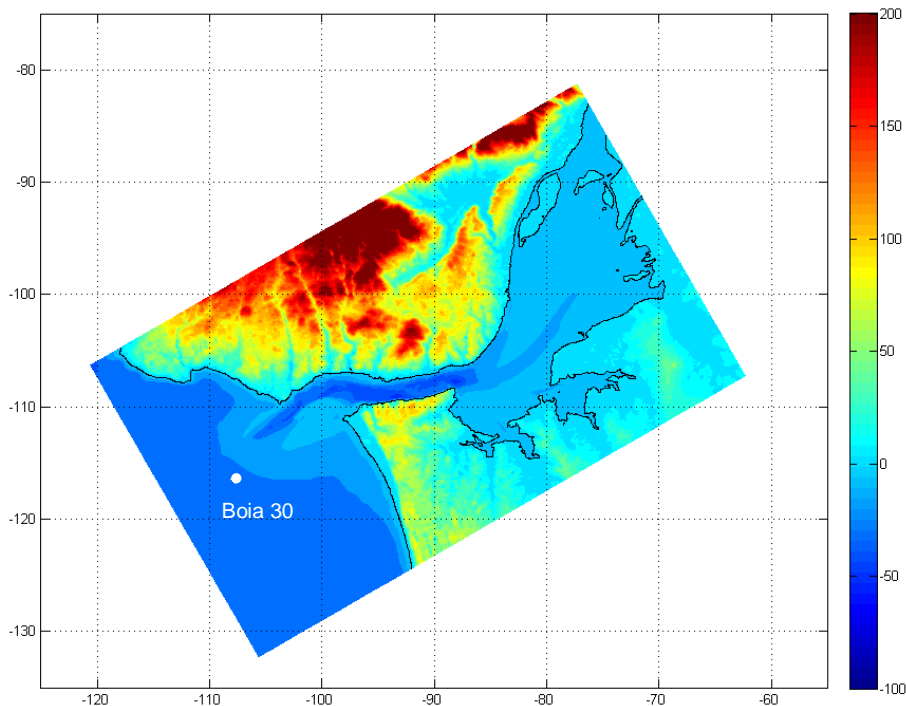


Figura 5.5 – Batimetria da grelha computacional G3 (coordenadas em quilómetros) e localização da Boia 30.

Tabela 5.3 – Características da grelha computacional G3.

Grelha	$x_0$	$y_0$	$L_x$	$L_y$	$\Delta x$	$\Delta y$	$\alpha$	$\Delta t$
G3	-105 600 m	-132 290 m	50 000 m	30 000 m	50 m	50 m	30°	0.5 s

### Sondas Numéricas

Foram colocadas sondas numéricas em 17 pontos das costas portuguesa — continental e insular —, espanhola (Canárias) e marroquina. Em todas essas sondas foram obtidas séries temporais da elevação da superfície livre durante a propagação do tsunami. Essas sondas encontram-se identificadas na Tabela 5.4, com o nome do ponto de uma cidade que se encontra à mesma latitude ou longitude, conforme o caso, e a uma profundidade de cerca de 100 m. A localização das sondas está também representada na Figura 5.6, com uma pormenorização local nas Figura 5.7 a 5.10.

### Perfis costeiros

Com o intuito de caracterizar a onda de tsunami à sua chegada às costas portuguesas (continente), foram colocadas sondas numéricas ao longo das isolinhas de profundidade 50 m e 100 m. Ao longo da costa ocidental galaico-portuguesa, as sondas foram distribuídas entre as latitudes 37°N e 43°N, em intervalos regulares de 30" de latitude. Ao longo da costa sul portuguesa, as sondas foram distribuídas entre as longitudes 9.0°W e 7.2°W, em intervalos regulares de 30" de longitude. A deteção das isolinhas é feita automaticamente pelo SWASH. Nalguns casos a presença de acidentes topográficos submarinos faz com que possam existir dois pontos com a mesma batimetria, sendo que nesse caso o algoritmo de deteção optou pelo ponto mais afastado da costa. A localização destas sondas está representada na Figura 5.11.

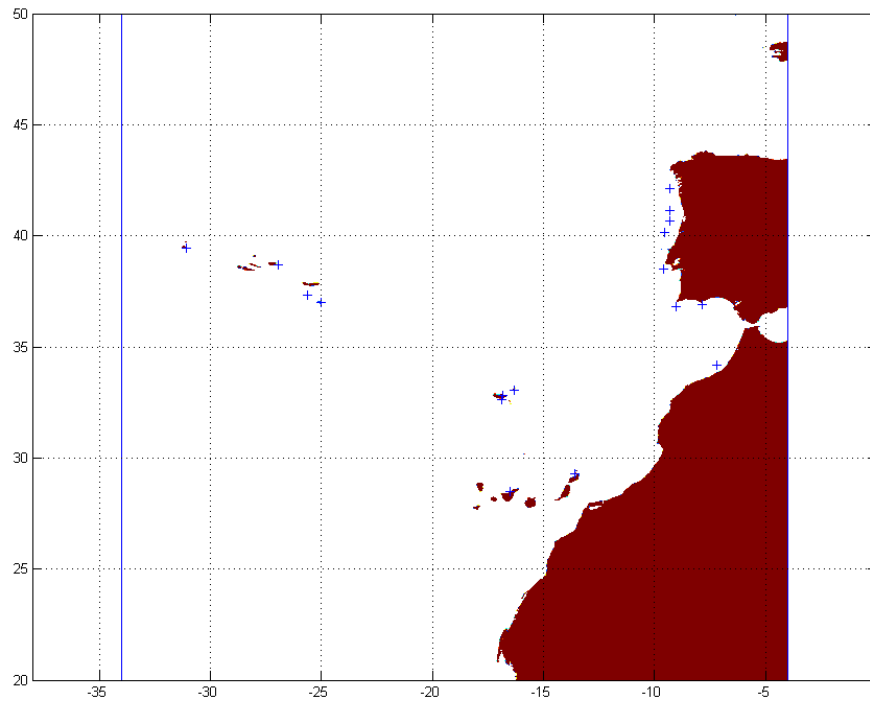


Figura 5.6 – Grelha G1 (limites a azul) e localização das sondas numéricas (+).

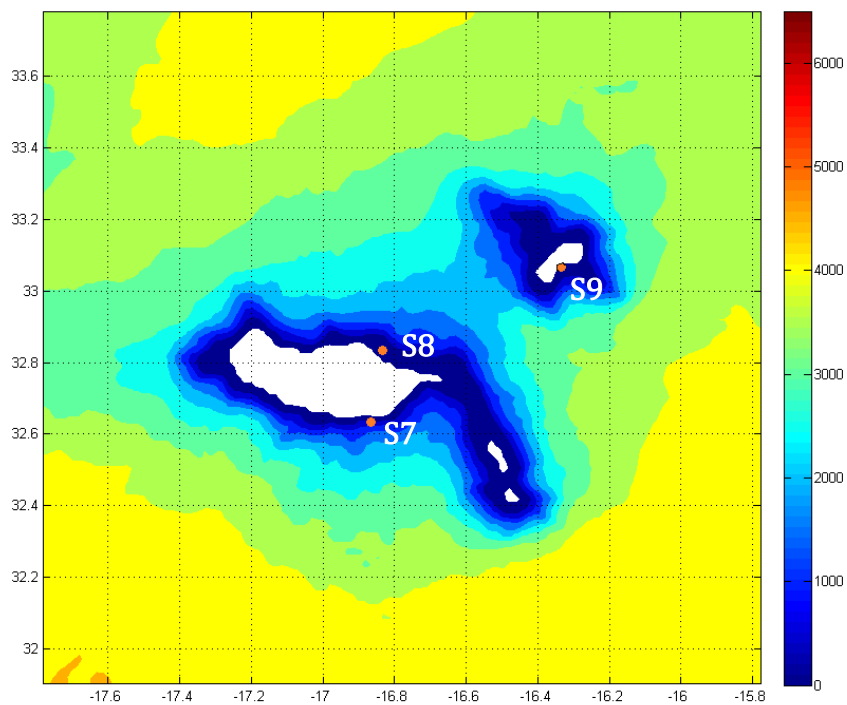


Figura 5.7 – Pormenor das sondas ao largo do arquipélago da Madeira.

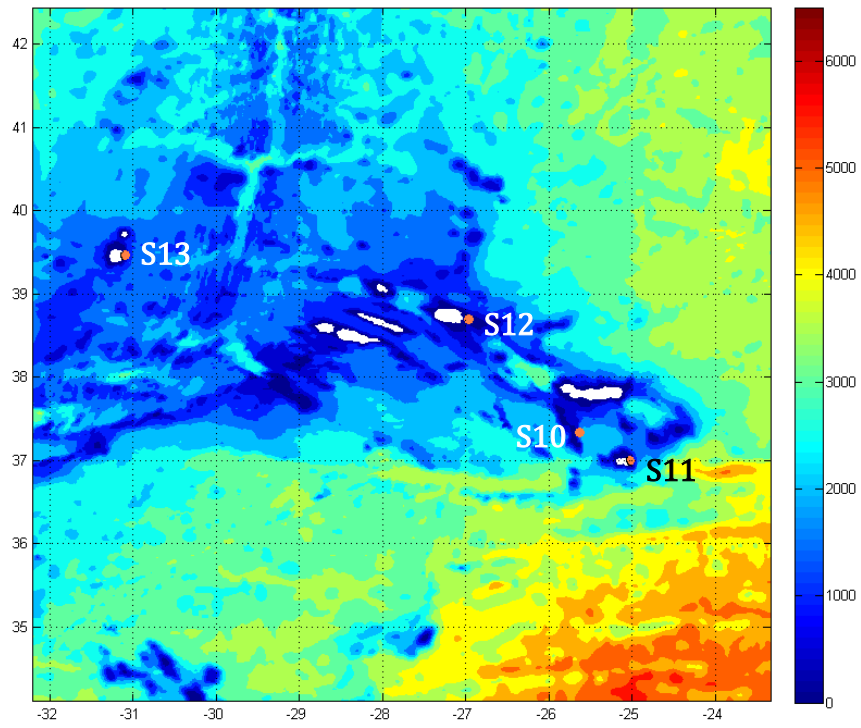


Figura 5.8 – Pormenor das sondas ao largo do arquipélago dos Açores.

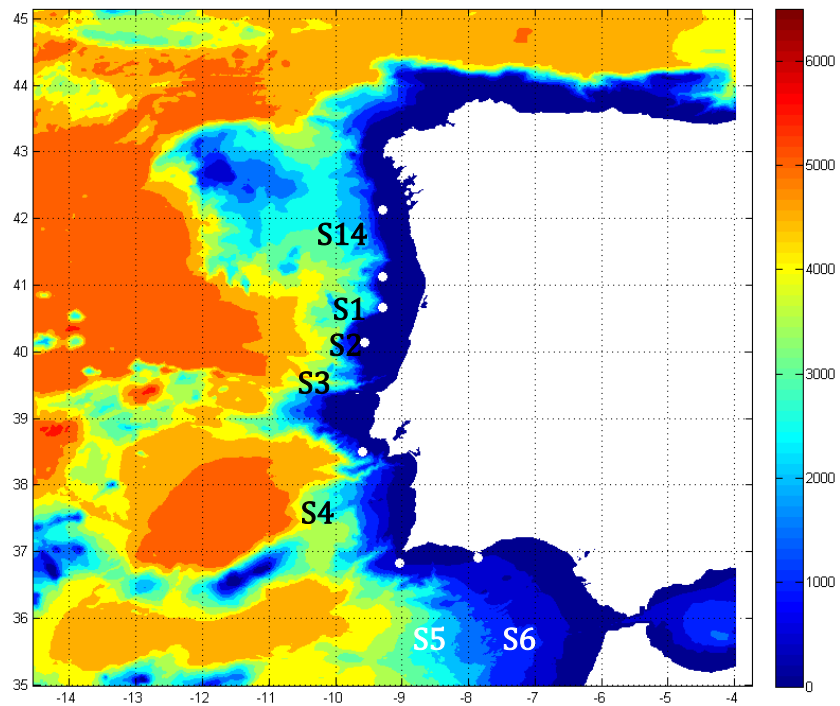


Figura 5.9 – Pormenor das sondas ao largo da costa ibérica.

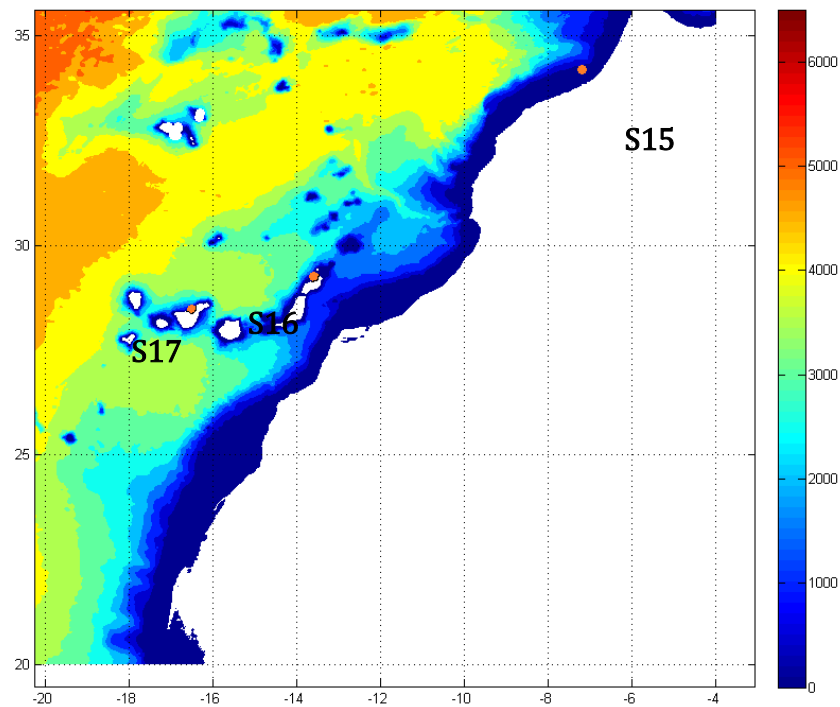


Figura 5.10 – Pormenor das sondas ao largo do arquipélago das Canárias e da costa marroquina.

## 5.2. RESULTADOS

### 5.2.1. CENÁRIO 1

O Cenário 1 corresponde à fonte usualmente considerada como a mais provável para o sismo que terá dado origem ao tsunami de Lisboa de 1755. A condição inicial foi obtida considerando uma translação instantânea do nível da água igual ao deslocamento vertical do fundo provocado pelo sismo. A utilização do algoritmo desenvolvido por Beauducel (2009) para o cálculo da deformação vertical do fundo do mar, que considera um semi-espaço cartesiano, obrigou à conversão de coordenadas das grelhas G1 e G2 do sistema geográfico WGS84 para o sistema cartesiano WGS/UTM 29N. A conversão de coordenadas foi realizada recorrendo ao programa de domínio público `proj.4` (Evenden, 1990). A perturbação inicial da superfície livre está representada na Figura 5.12 e na Figura 5.43, para as grelhas G1 e G2, respetivamente.

#### Grelha G1

O registo dos campos de elevação da superfície livre foi efetuado em intervalos de 10 min. Nas Figura 5.12 a 5.21 está ilustrada a propagação da onda de tsunami ao longo de um período de 90 min. Após um período de 180 min (3 h), a onda atinge a fronteira Oeste, onde a condição de radiação se revelou insuficiente para evitar a reflexão da onda. De notar que nas fronteiras Sul e Norte a condição de radiação parece ter funcionado sem problemas.

Tabela 5.4– Localização das sondas colocadas ao longo das costas portuguesa e marroquina, e arquipélagos.

Sonda	Nome	Latitude	Longitude	Profundidade
		(°N)	(°W)	(m)
S1	Porto	41.13330	9.30000	100
S2	Aveiro	40.66667	9.30000	100
S3	Figueira da Foz	40.13333	9.56670	100
S4	Lisboa	38.50000	9.60000	100
S5	Sagres	36.83330	9.03330	100
S6	Faro	36.90000	7.86660	100
S7	Funchal	32.63330	16.86660	100
S8	Madeira Norte	32.83330	16.83330	100
S9	Porto Santo Sul	33.06670	16.33330	100
S10	Ponta Delgada	37.33330	25.63330	100
S11	Santa Maria (São Lourenço)	37.00000	25.03330	100
S12	Terceira (Praia da Vitória)	38.70000	26.96670	100
S13	Flores	39.46670	31.10000	100
S14	Vigo	42.13330	9.30000	100
S15	Rabat	34.20000	7.20000	100
S16	Lanzarote (Famara)	29.26670	13.60000	100
S17	Tenerife (Puerto de la Cruz)	28.46670	16.50000	100

Da análise das Figura 5.12 a 5.21, conclui-se que a onda de tsunami teria atingido a embocadura do Tejo, i.e. Cascais, cerca de 20 min após o sismo, enquanto o Cabo de São Vicente teria sido atingido alguns minutos antes. A costa marroquina teria sido atingida sensivelmente à mesma hora que Cascais. O arquipélago da Madeira teria sido atingido entre 40 min e 50 min após o sismo, enquanto que a onda de tsunami só atingiria os Açores mais de 90 min após o sismo. As ilhas Canárias teriam sido atingidas cerca de 60 min após a ocorrência do sismo.

Uma análise mais rigorosa pode ser feita a partir das séries temporais registadas nas sondas numéricas S1 a S17, obtidas em intervalos de 5 s, e representadas nas Figura 5.22 a 5.38. Recordar-se que estas sondas se encontram em pontos com profundidades próximas dos 100 m, sendo a proximidade à costa bastante pequena nos territórios insulares e maior na costa continental.

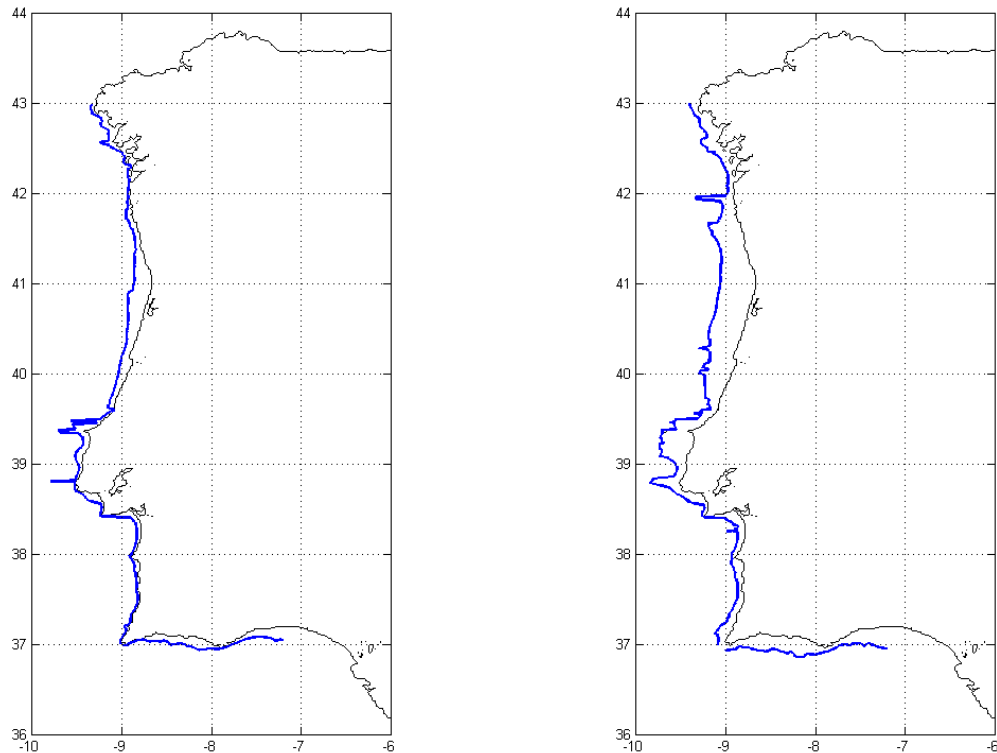


Figura 5.11 – Isolinhas de profundidade: 50 m (esquerda); 100 m (direita).

A observação dos gráficos evidencia o forte impacto das ondas de tsunami na costa vicentina e zona algarvia, onde se registam as maiores elevações da superfície da onda. Após 20 min da ocorrência do sismo, a primeira frente de onda atinge Sagres, com uma elevação da superfície da onda de cerca de 8 m (ver Figura 5.26). A cidade de Lisboa, embora registre elevações de apenas 2–3 m, é atingida nos primeiros 25 min de propagação do tsunami (ver Figura 5.25). Em Faro registam-se ondas que excedem os 6 m, após 35 min de propagação (ver Figura 5.27). É evidente também a rápida propagação do tsunami para norte da costa ibérica, atingindo a cidade do Porto em menos de 60 min, com uma elevação da superfície de 1–1.5 m (ver Figura 5.22), e para sul, atingindo a cidade de Rabat (capital de Marrocos) em cerca de 45 min com uma elevação da superfície de cerca de 3 m (ver Figura 5.36).

No arquipélago da Madeira, o Funchal é atingido cerca de 60 min após o sismo por uma onda com uma elevação da superfície da onda de 2 m (ver Figura 5.28). O norte da ilha da Madeira é atingido ao fim de 55 min por ondas com uma elevação da superfície da onda de 6–8 m (ver Figura 5.29). A costa sul da ilha do Porto Santo é atingida pela onda ao fim de 45–50 min, registando uma elevação da superfície de cerca de 4 m.

Nos Açores, Ponta Delgada seria atingida ao fim de 120 min por uma onda com 2–3 m (ver Figura 5.31). São Lourenço, na ilha de Santa Maria, seria atingido após cerca de 100 min por uma onda de 1–2 m (ver Figura 5.32). Praia da Vitória, ilha Terceira, seria atingida a partir dos 120 min por ondas de 1–4 m (ver Figura 5.33), enquanto a ilha das Flores só seria atingida cerca de 160 min após o sismo por uma onda com uma elevação da superfície da onda de cerca de 1 m (ver Figura 5.34).

No arquipélago das Canárias, o tsunami atinge a ilha de Lanzarote em cerca de 70 min, com uma elevação da superfície da onda de cerca de 2.5 m (ver Figura 5.37), enquanto a ilha de Tenerife é atingida ao fim de 80 min por uma onda com 1.5–2.5 m.

Finalmente, nas Figura 5.39 a 5.42 são apresentados para as costas ocidental da Península Ibérica e para a costa algarvia e para as isolinhas de 50 m e de 100 m, gráficos em que se tenta obter para cada ponto a altura máxima da primeira frente de onda e o instante em que esta ocorre. A dificuldade em identificar estes máximos nos gráficos respeitantes à costa ocidental é notória, pelo que os resultados apresentados devem ser considerados com muita precaução.

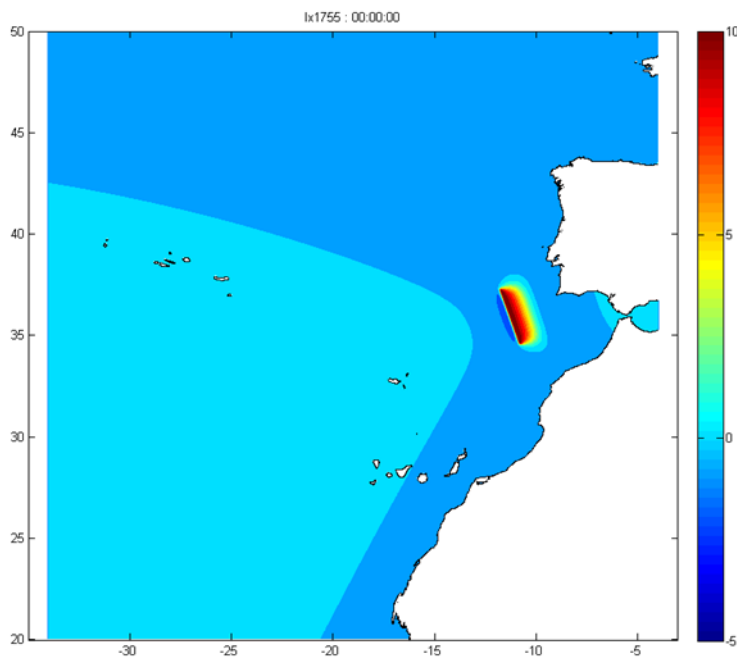
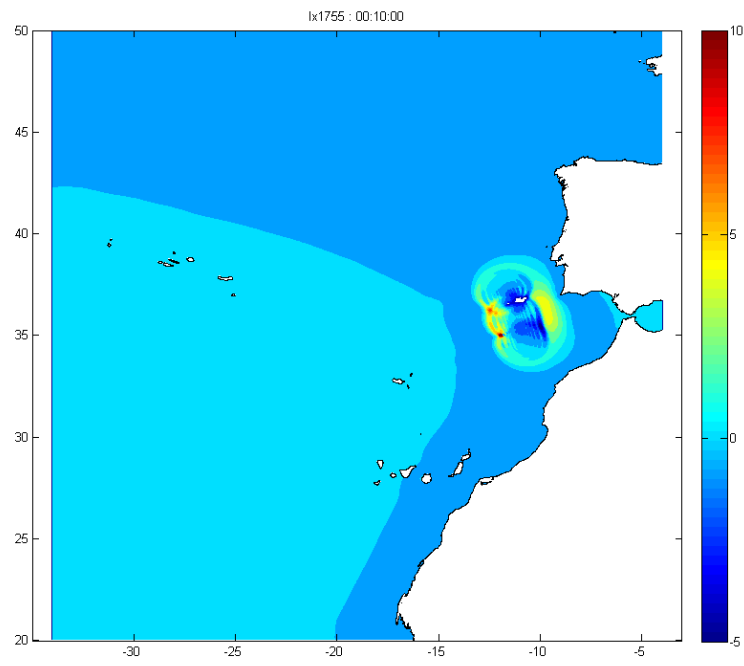
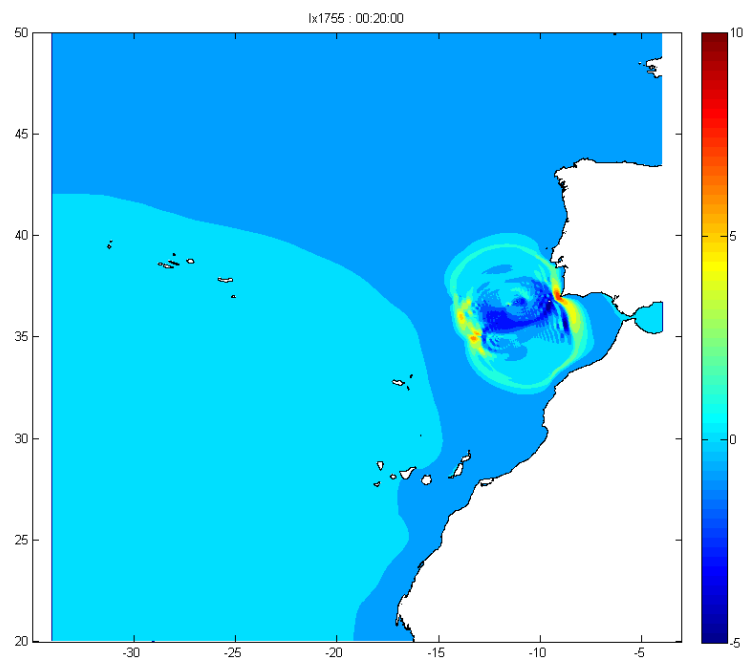


Figura 5.12 – Elevação da superfície livre no instante inicial.



Figura 5.13 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 10$  min.Figura 5.14 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 20$  min.

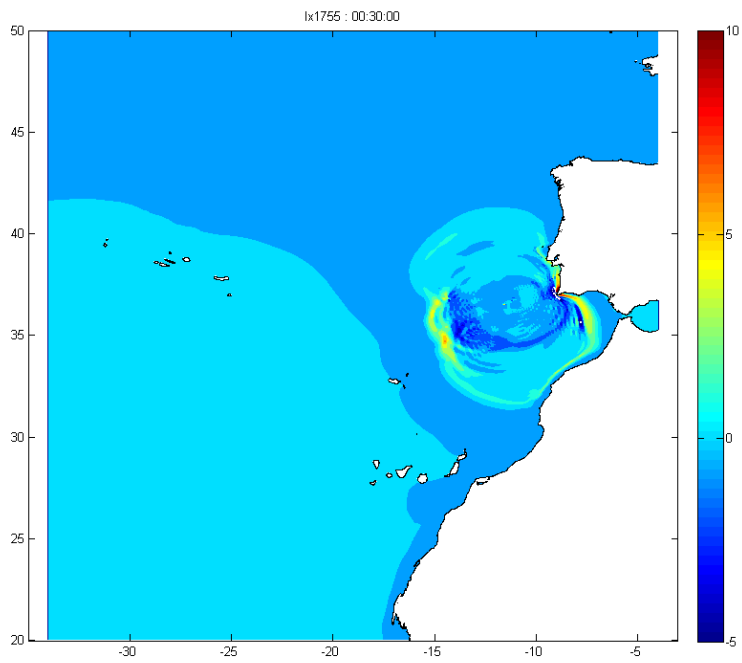


Figura 5.15 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 30$  min.

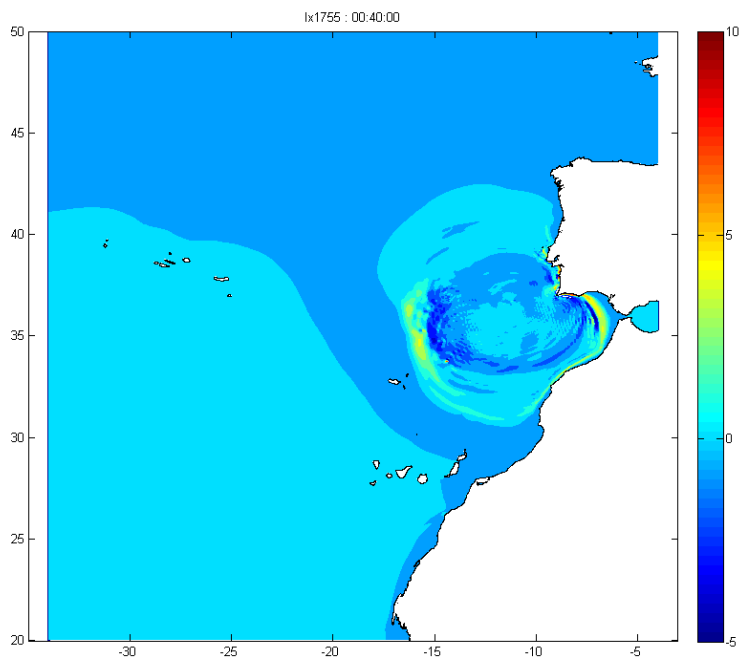
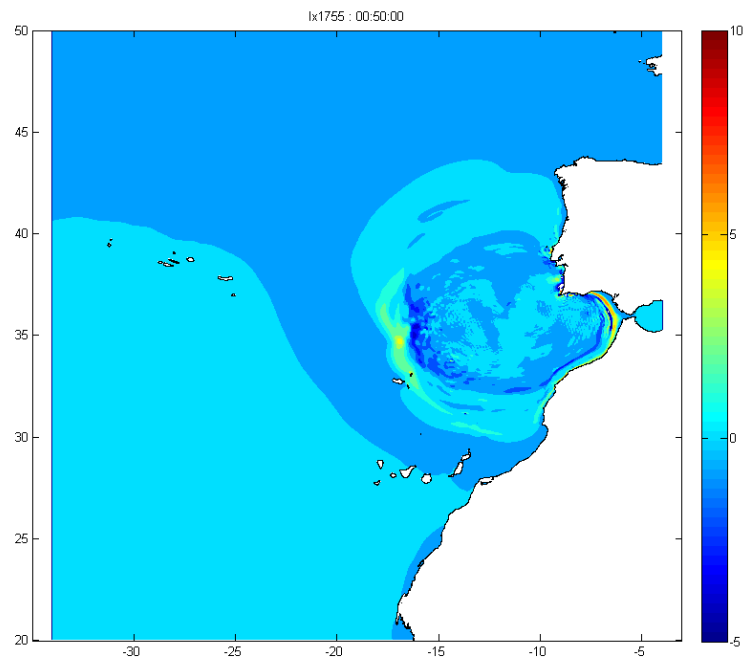
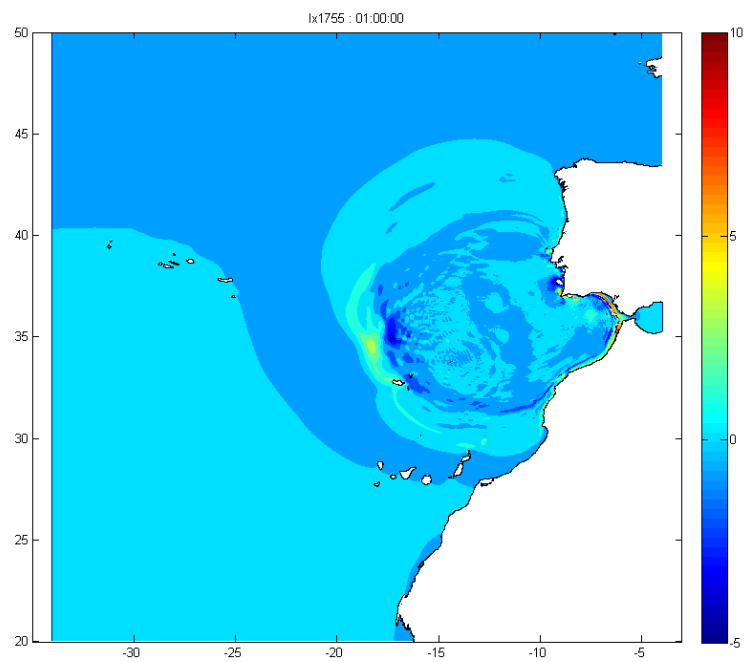


Figura 5.16 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 40$  min.

Figura 5.17 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 50$  min.Figura 5.18 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 60$  min.

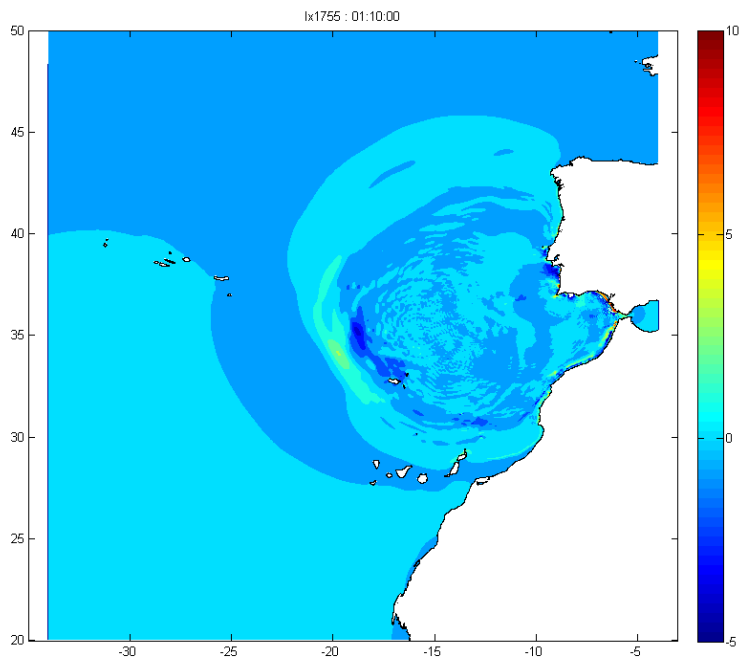


Figura 5.19 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 70$  min.

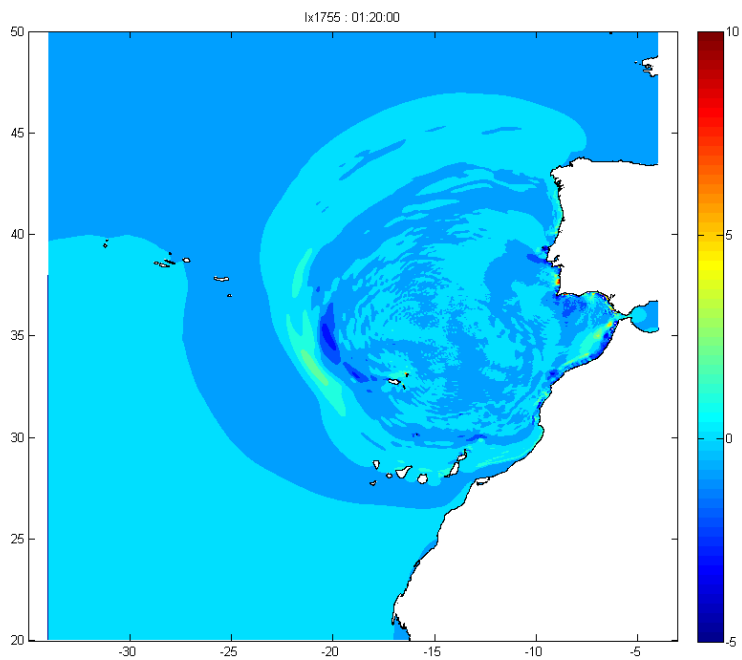


Figura 5.20 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 80$  min.

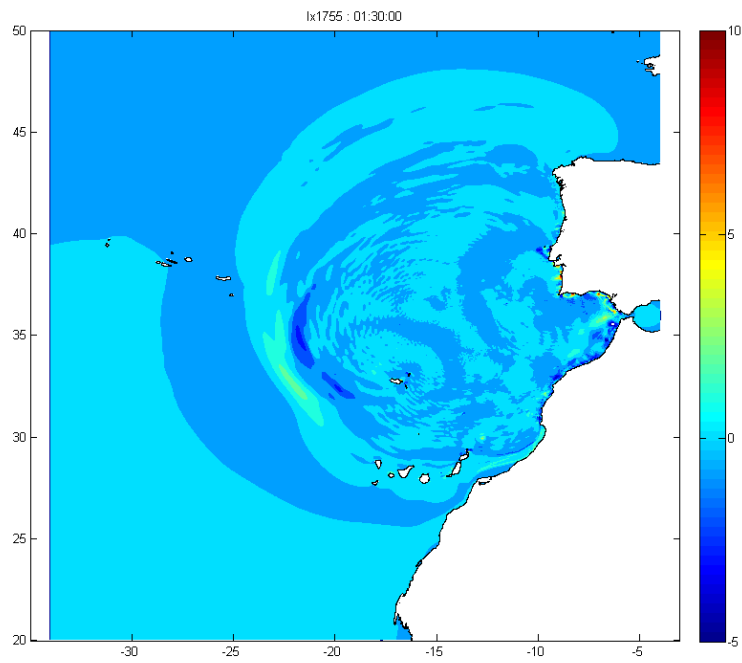
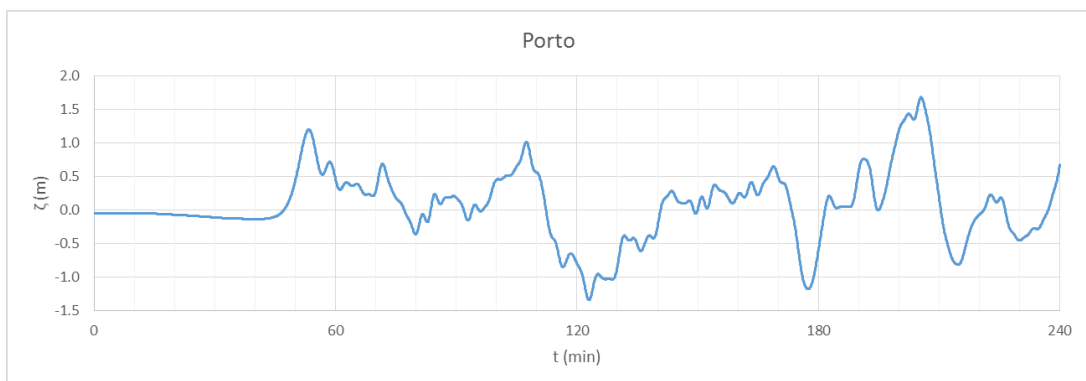
Figura 5.21 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 90$  min.

Figura 5.22 – Elevação da superfície livre registada na sonda S1, Porto.

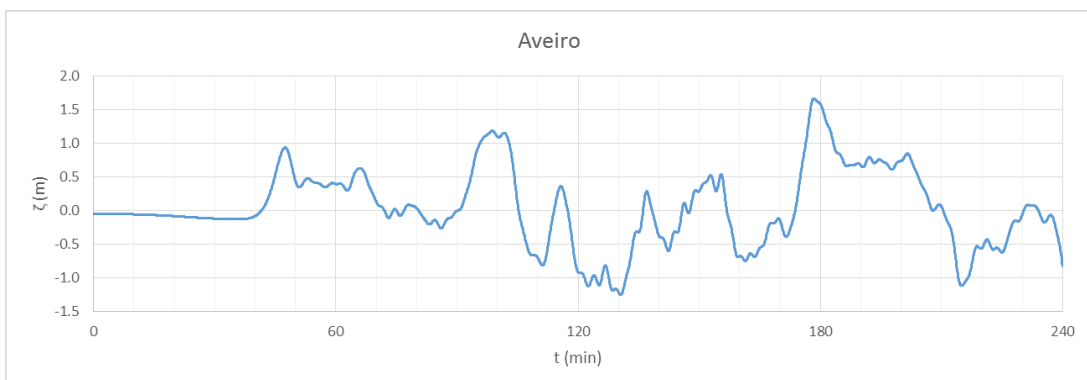


Figura 5.23 – Elevação da superfície livre registada na sonda S2, Aveiro.

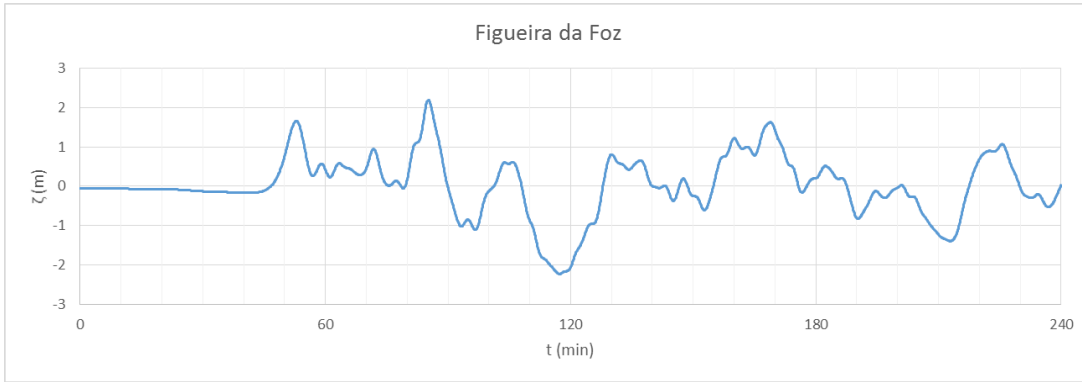


Figura 5.24 – Elevação da superfície livre registada na sonda S3, Figueira da Foz.

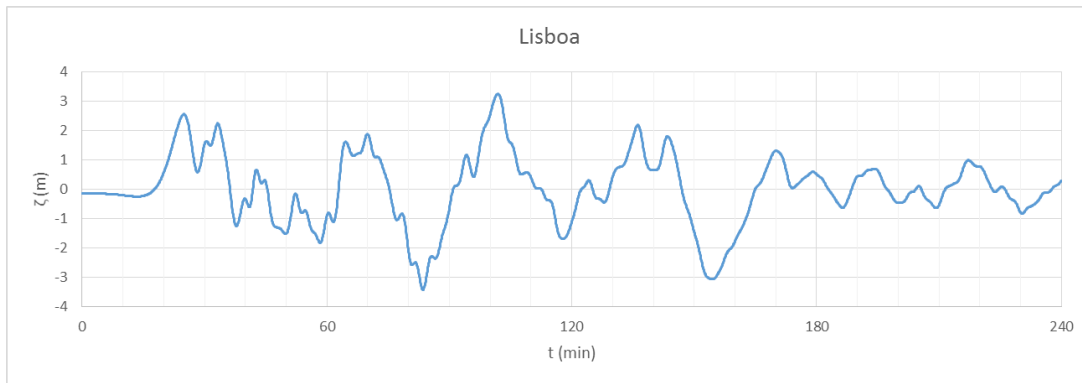


Figura 5.25 – Elevação da superfície livre registada na sonda S4, Lisboa.

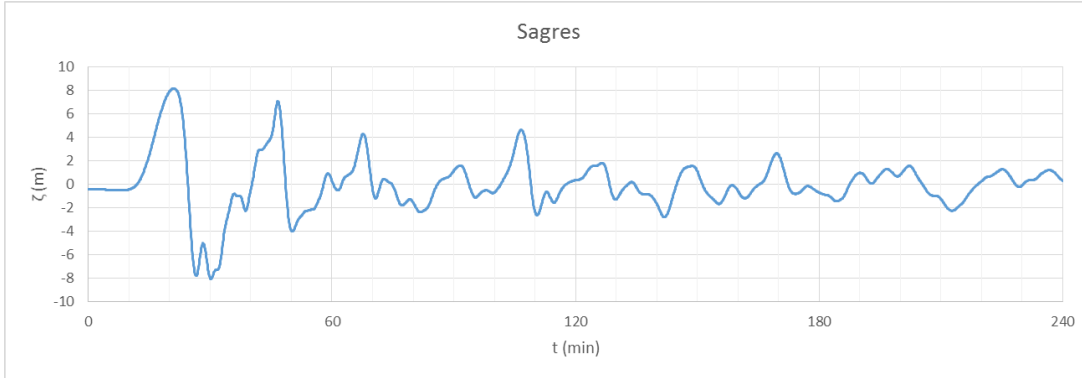


Figura 5.26 – Elevação da superfície livre registada na sonda S5, Sagres.

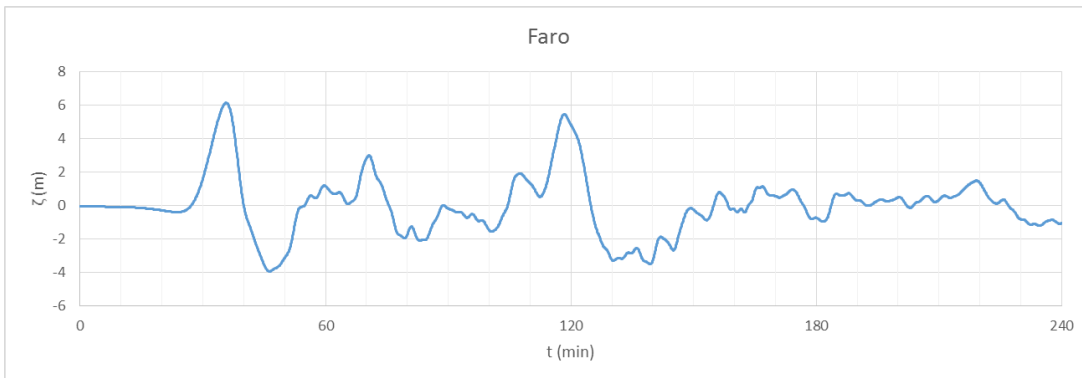


Figura 5.27 – Elevação da superfície livre registada na sonda S6, Faro.

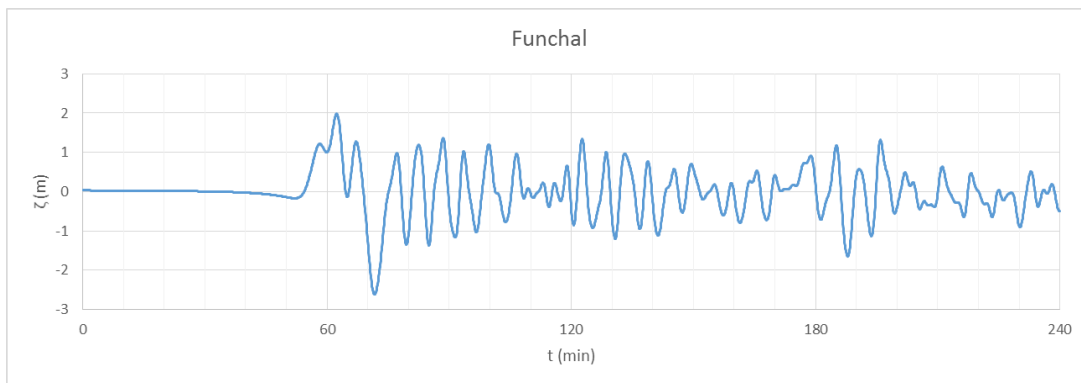


Figura 5.28 – Elevação da superfície livre registada na sonda S7, Funchal.

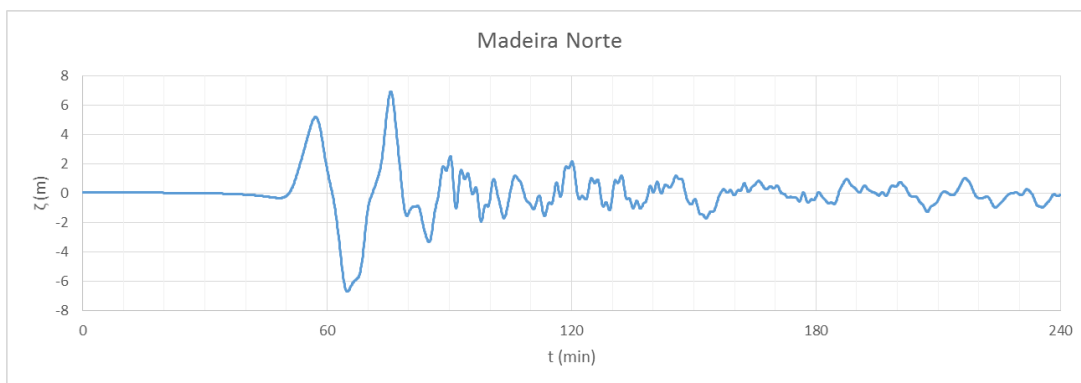


Figura 5.29 – Elevação da superfície livre registada na sonda S8, norte da ilha da Madeira.

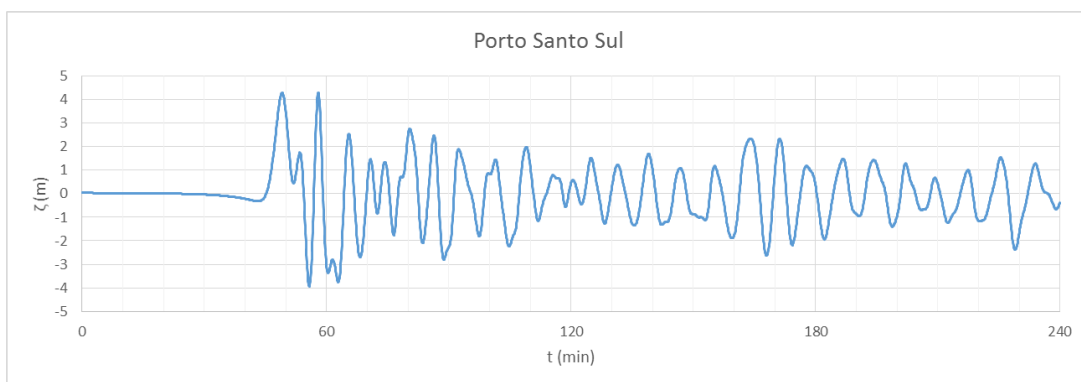


Figura 5.30 – Elevação da superfície livre registada na sonda S9, sul da ilha de Porto Santo.

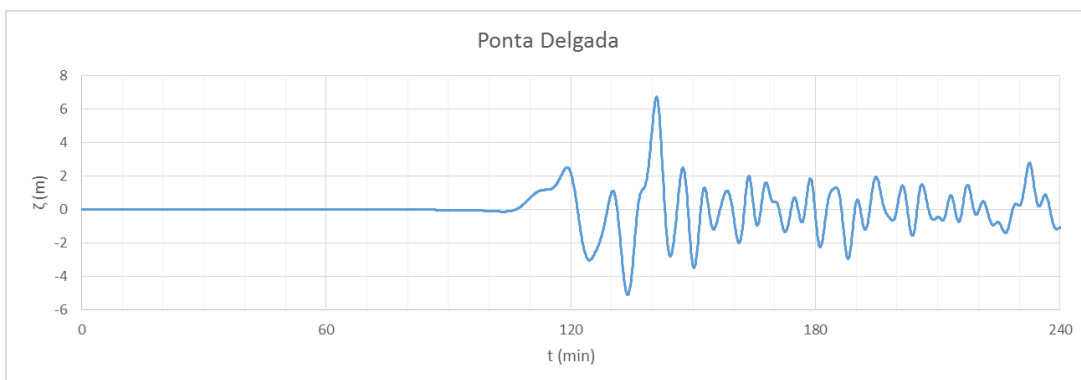


Figura 5.31 – Elevação da superfície livre registada na sonda S10, Ponta Delgada.

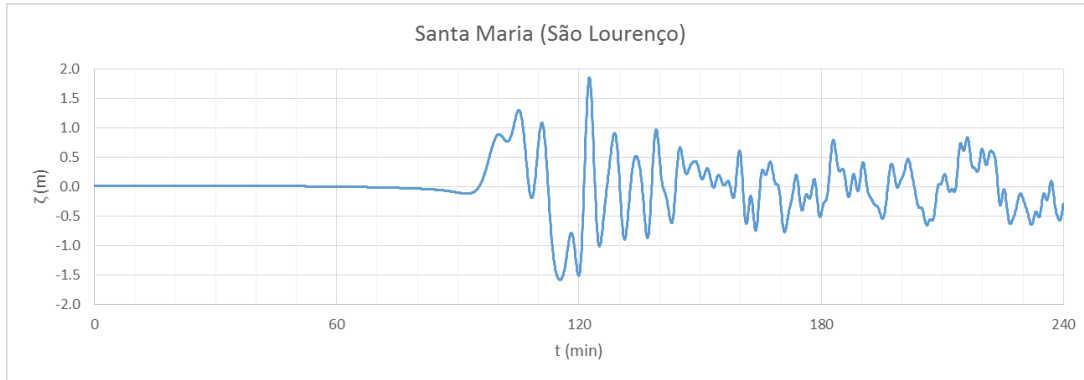


Figura 5.32 – Elevação da superfície livre registada na sonda S11, ilha de Santa Maria (São Lourenço).

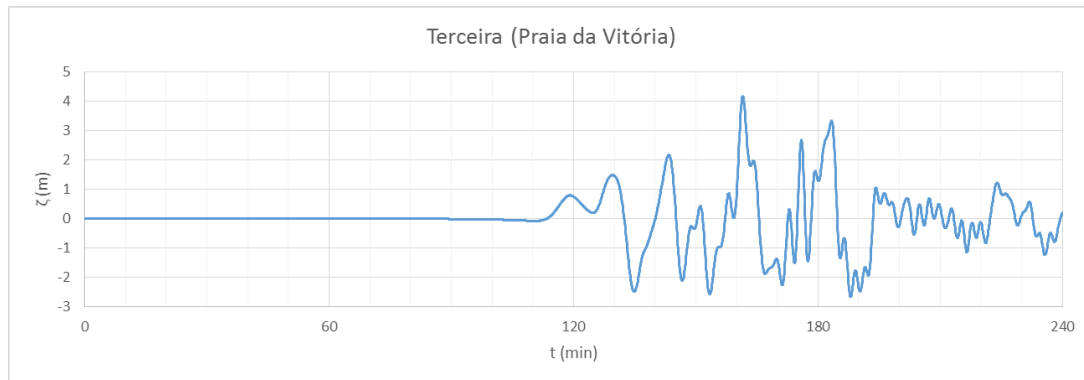


Figura 5.33 – Elevação da superfície livre registada na sonda S12, ilha Terceira (Praia da Vitória).

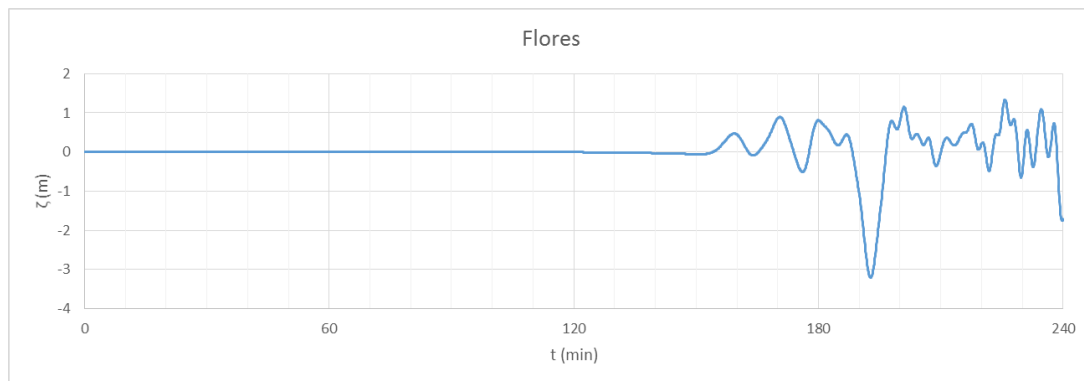


Figura 5.34 – Elevação da superfície livre registada na sonda S13, ilha das Flores.

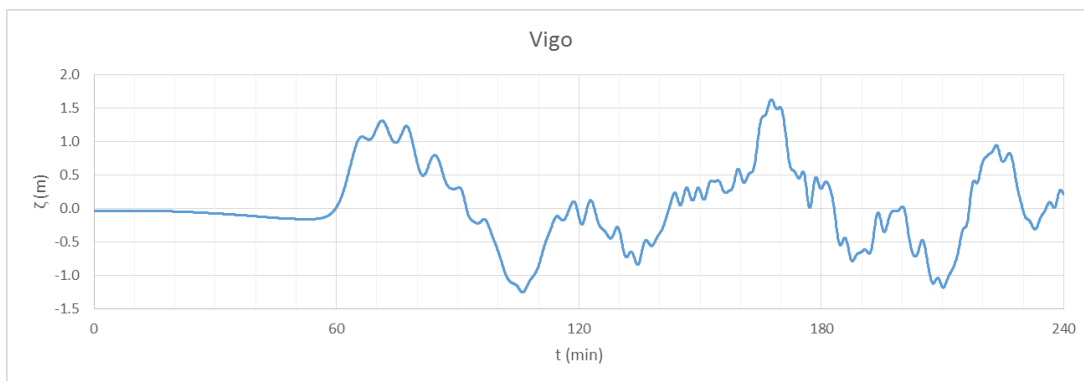


Figura 5.35 – Elevação da superfície livre registada na sonda S14, Vigo.



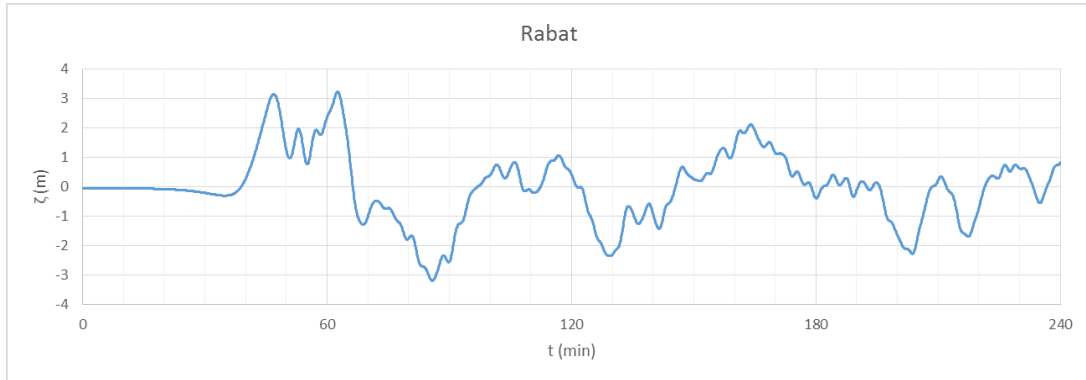


Figura 5.36 – Elevação da superfície livre registada na sonda S15, Rabat.

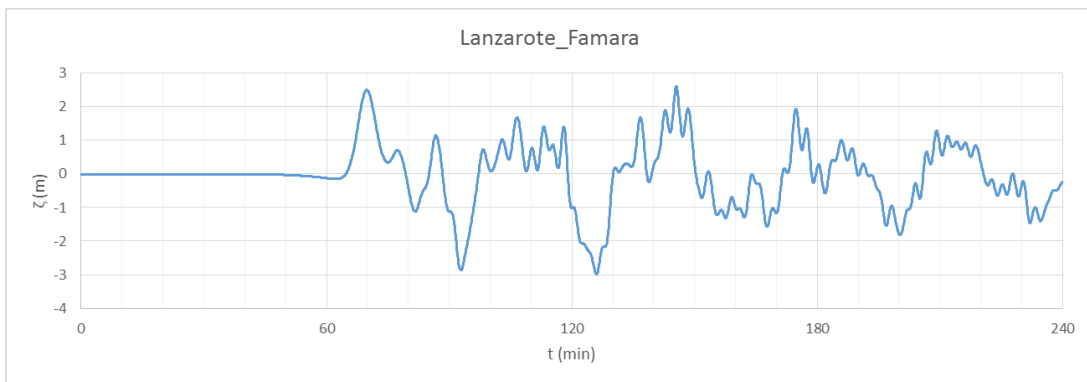


Figura 5.37 – Elevação da superfície livre registada na sonda S16, Lanzarote (Famara).

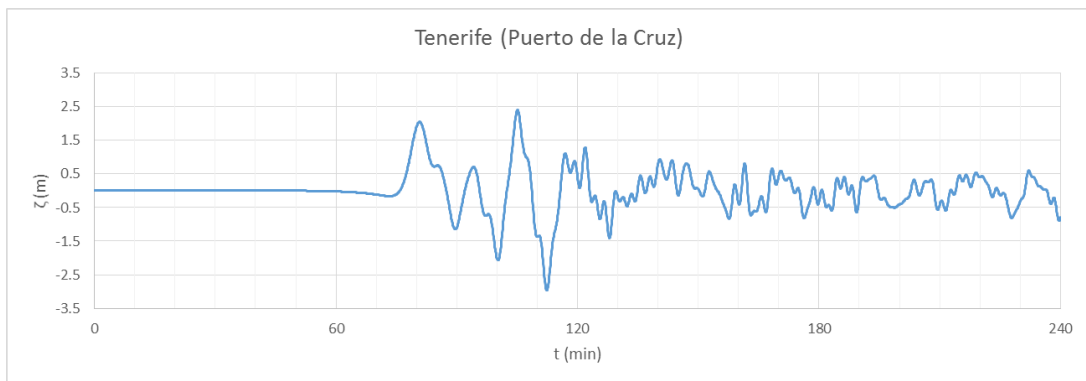


Figura 5.38 – Elevação da superfície livre registada na sonda S17, Tenerife (Puerto de la Cruz).

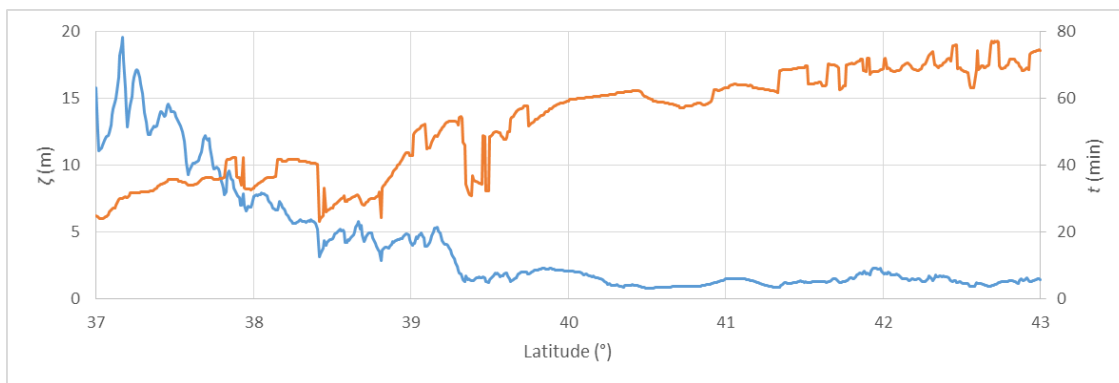


Figura 5.39 – Primeiro máximo de elevação da superfície livre registado para a isolinha de 50 m na costa oeste portuguesa para o Cenário 1: (—) elevação registada; (—) instante após o sismo.

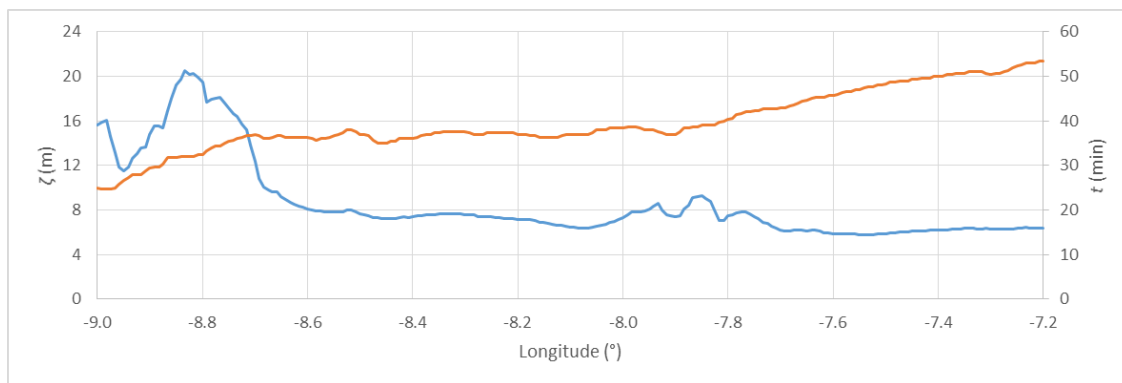


Figura 5.40 – Primeiro máximo de elevação da superfície livre registado para a isolinha de 50 m na costa sul portuguesa para o Cenário 1: (—) elevação registada; (—) instante após o sismo.

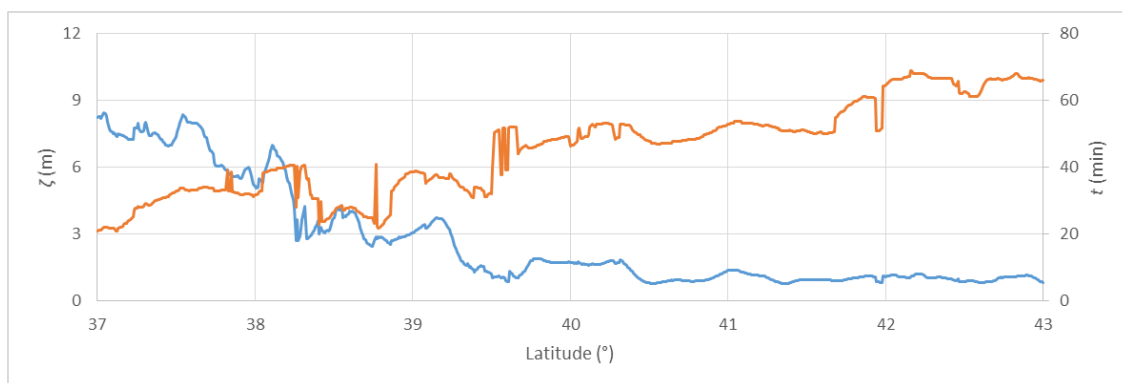


Figura 5.41 – Primeiro máximo de elevação da superfície livre registado para a isolinha de 100 m na costa oeste portuguesa para o Cenário 1: (—) elevação registada; (—) instante após o sismo.

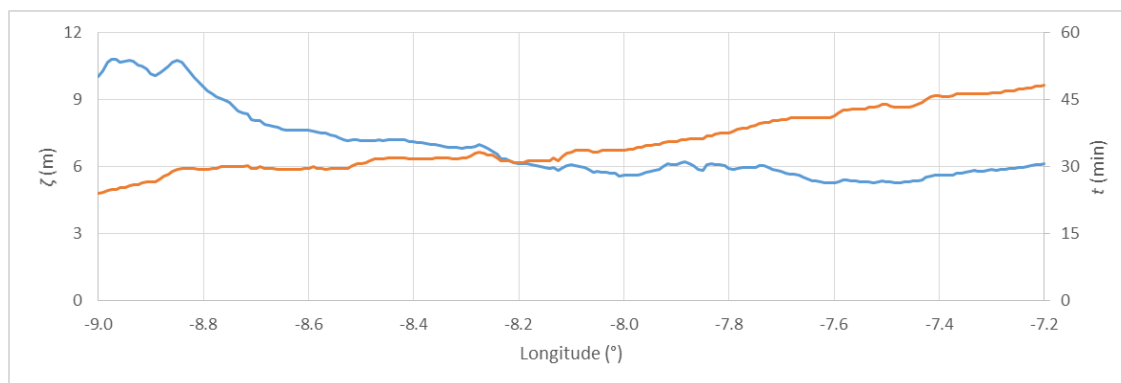


Figura 5.42 – Primeiro máximo de elevação da superfície livre registado para a isolinha de 100 m na costa sul portuguesa para cenário 1: (—) elevação registrada; (—) instante após o sismo.

### Grelha G2

A simulação sobre a grelha G2 é uma simulação aninhada com as condições fronteira de elevação da superfície livre nas fronteiras oeste e sul obtidas na simulação sobre a grelha G1. Nesta simulação considerou-se o efeito do atrito no fundo, com um coeficiente de Manning  $n = 0.033 \text{ m}^{-1/3} \cdot \text{s}$ . Foi ativada a Boia 30.

O registo dos campos de elevação da superfície livre foi efetuado em intervalos de 2 min, tendo a simulação decorrido para um período de tempo de 60 min após o sismo. Nas Figura 5.43 a 5.50 está ilustrada a propagação da onda de tsunami nalguns instantes entre  $t = 0$  e  $t = 44$  min.

A grelha G2 permite perceber que as zonas costeiras de Lisboa e Setúbal são atingidas 26 min após o sismo por ondas com cerca de 3–4 m de elevação da superfície da onda. Essas ondas sofrem posteriormente uma forte reflexão na costa. Esta reflexão poderá de facto ser menor em virtude de uma penetração da onda para o interior nas zonas mais baixas da costa. Apenas uma simulação com uma grelha com uma maior resolução da batimetria e da topografia nos poderá elucidar sobre este aspeto. É também notório que a resolução da grelha,  $12'' \times 12''$ , não é suficiente para permitir a entrada da onda de tsunami quer no estuário do Tejo, quer no estuário do Sado.

A série temporal obtida para a elevação da superfície livre na Boia 30 encontra-se representada no gráfico da Figura 5.51.

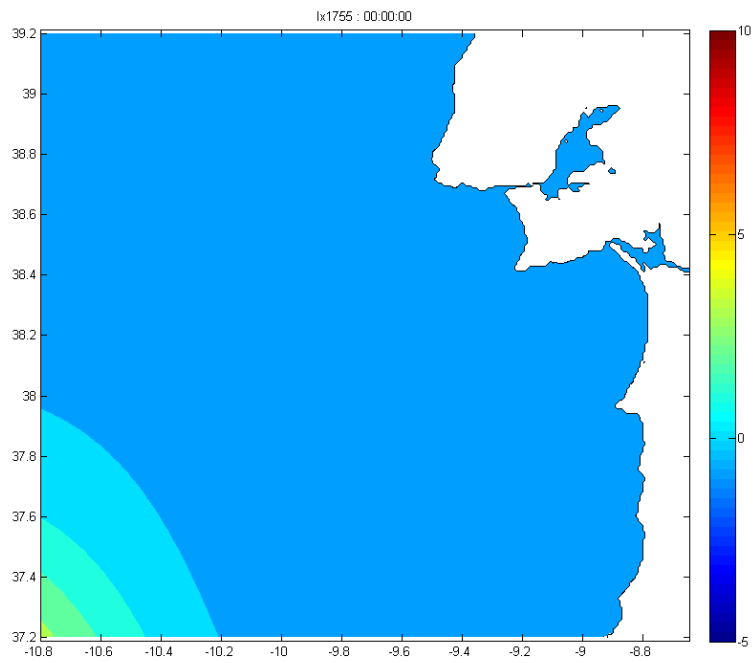


Figura 5.43 – Elevação da superfície livre no instante inicial.

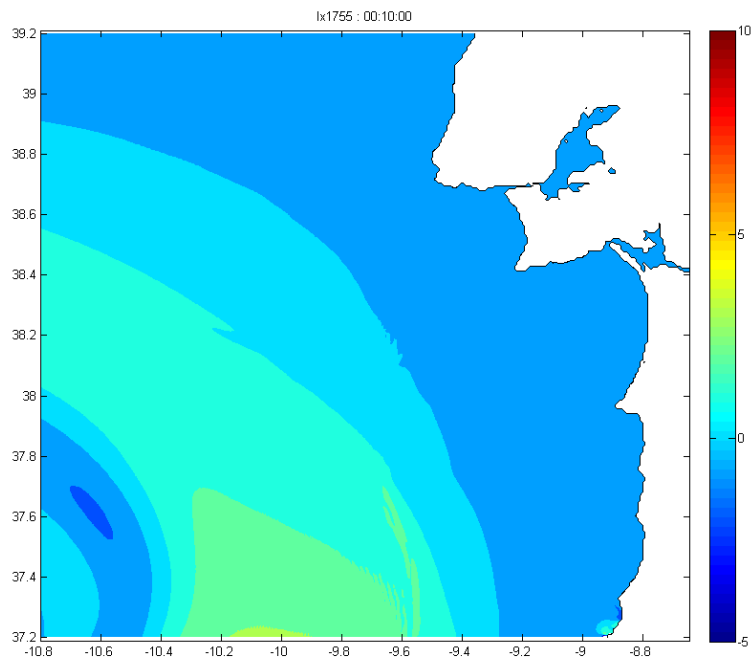
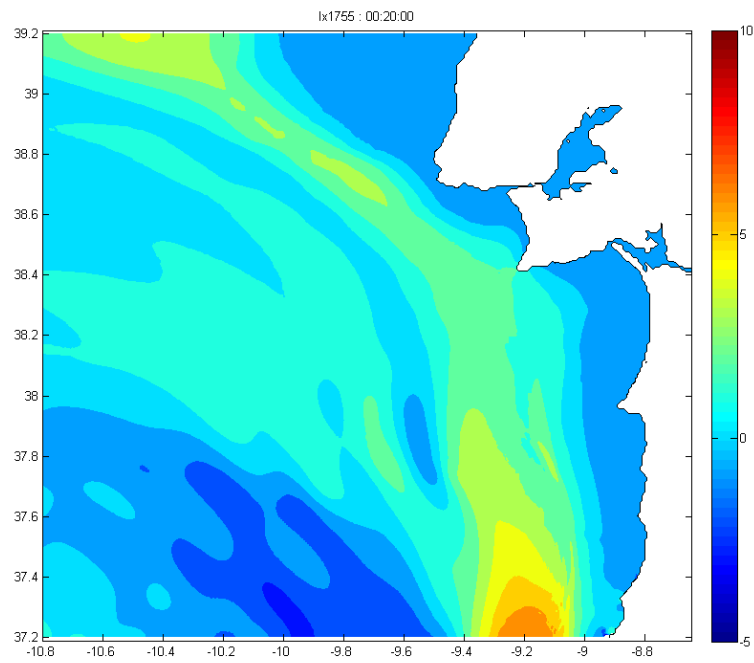
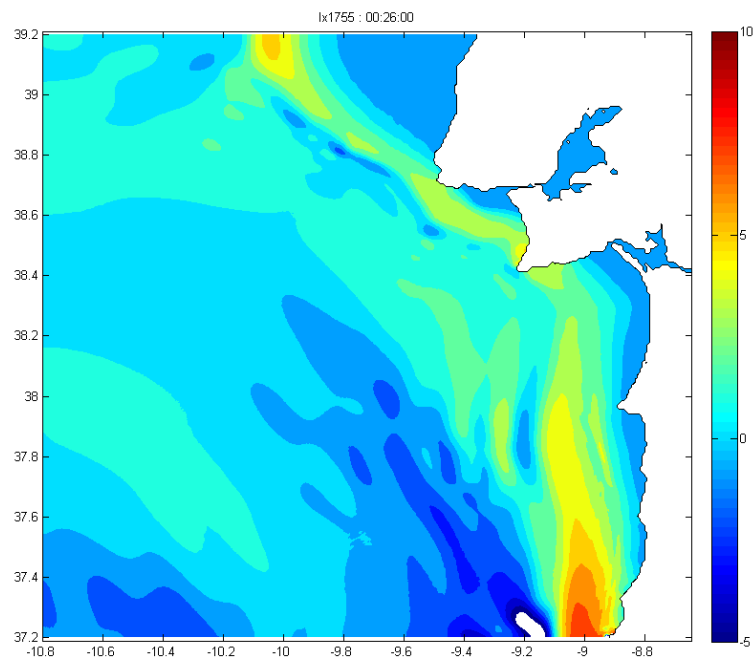


Figura 5.44 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 10$  min.

Figura 5.45 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 20$  min.Figura 5.46 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 26$  min.

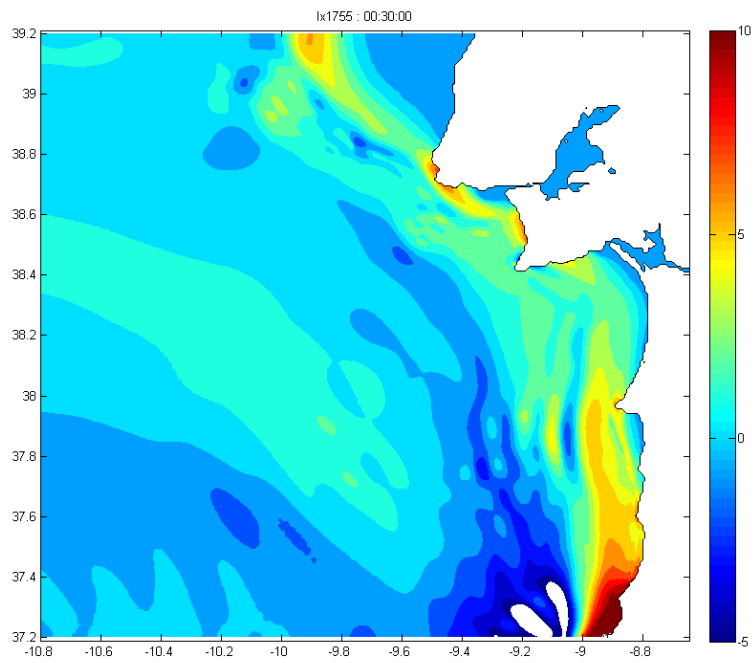


Figura 5.47 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 30$  min.

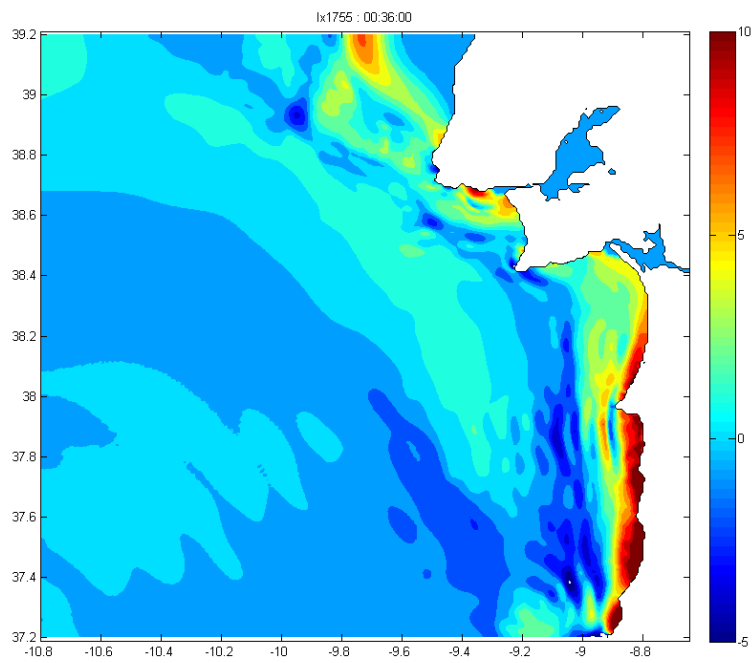
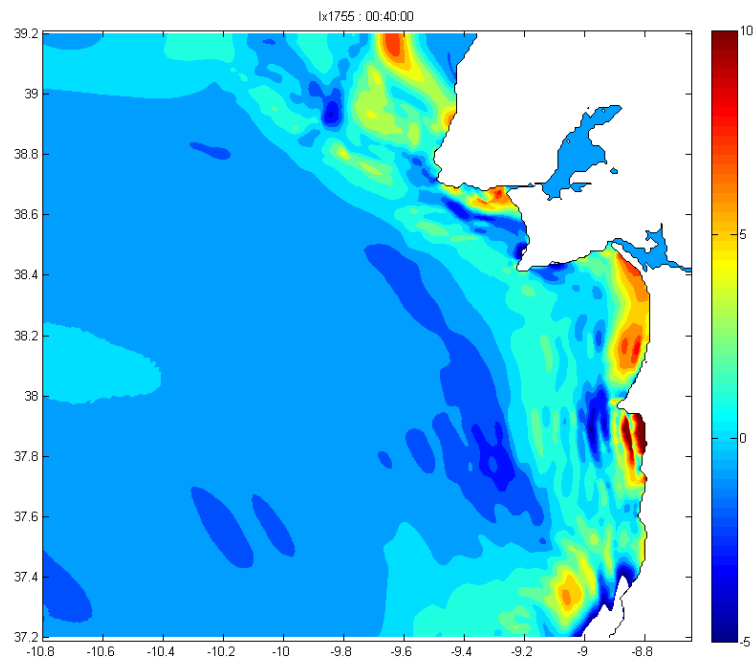
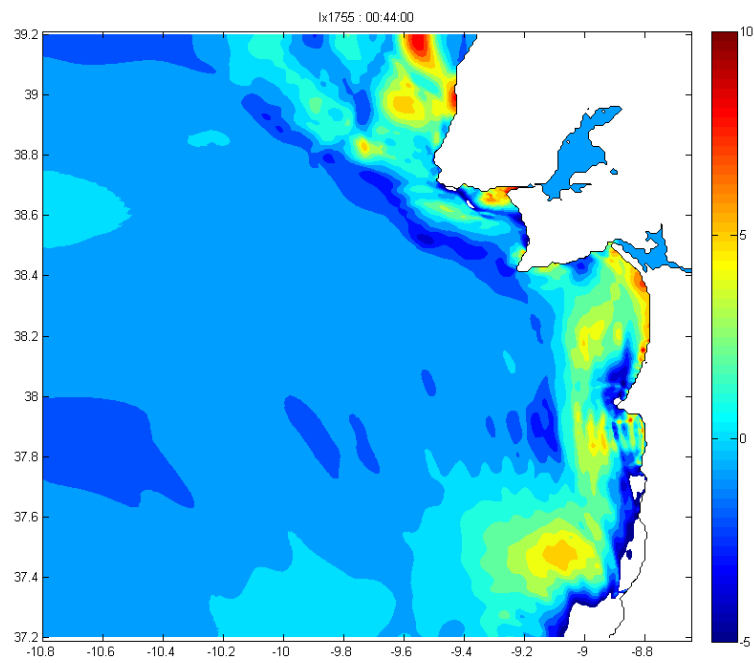


Figura 5.48 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 36$  min.

Figura 5.49 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 40$  min.Figura 5.50 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 44$  min.

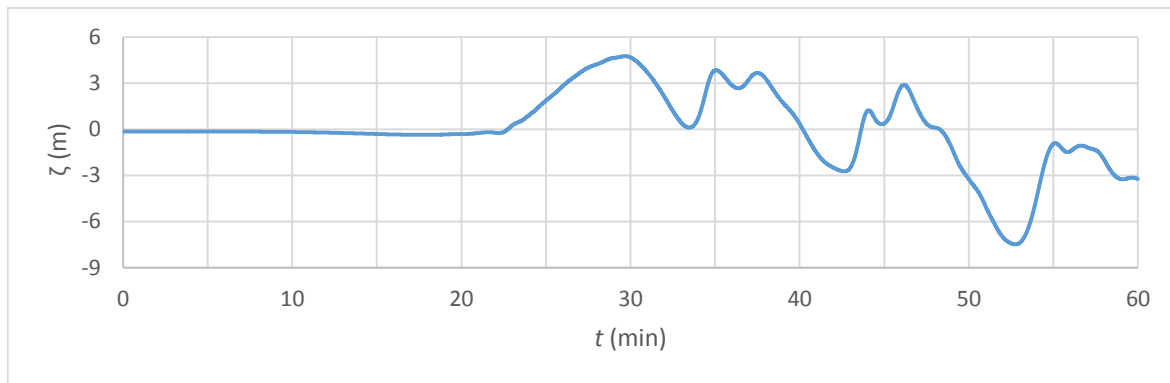


Figura 5.51 – Cenário 1. Registo da elevação da superfície livre na Boia 30.

### 5.2.2. CENÁRIO 2

O Cenário 2 corresponde a uma fonte com potencial para gerar um sismo de magnitude elevada. No entanto localiza-se num ponto bastante mais afastado da costa oeste da Península Ibérica, o que propicia a uma chegada bastante mais tardia da onda de tsunami ao estuário do Tejo. A condição inicial foi obtida considerando uma translação instantânea do nível da água igual ao deslocamento vertical do fundo provocado pelo sismo. A utilização do algoritmo desenvolvido por Beauducel (2009) para o cálculo da deformação vertical do fundo do mar, que considera um semi-espaco cartesiano, obrigou à conversão de coordenadas das grelhas G1 e G2 do sistema geográfico WGS84 para o sistema cartesiano WGS/UTM 28N. A conversão de coordenadas foi realizada recorrendo ao programa de domínio público proj.4 (Evenden, 1990). A perturbação inicial da superfície livre está representada na Figura 5.52 e na Figura 5.83, para as grelhas G1 e G2, respetivamente.

#### Grelha G1

O registo dos campos de elevação da superfície livre foi efetuado em intervalos de 10 min. A simulação estendeu-se por um período de 4 h. Nas Figuras 5.52 a 5.61 está ilustrada a propagação da onda de tsunami ao longo de um período de 90 min. Após um período de 140 min, a onda atinge a fronteira Oeste, onde a condição de radiação se revelou insuficiente para evitar a reflexão da onda. De notar que nas fronteiras Sul e Norte a condição de radiação parece ter funcionado sem problemas.

As séries temporais registadas nas sondas numéricas S1 a S17, obtidas em intervalos de 5 s, estão representadas nas Figuras 5.62 a 5.78. Recorda-se que estas sondas se encontram em pontos com profundidades próximas dos 100 m, sendo a proximidade à costa bastante pequena nos territórios insulares e maior na costa continental.

A observação dos gráficos permite evidenciar algumas diferenças em relação ao Cenário 1. As ilhas do arquipélago da Madeira são mais rapidamente atingidas pelas ondas do tsunami do que no Cenário 1. Por outro lado, a costa vicentina e o sul de Portugal só são atingidos aproximadamente 1 h depois do sismo. O mesmo efeito verifica-se na costa continental norte, onde a primeira frente de onda só se faz sentir mais de 2 h após o sismo. O arquipélago dos Açores, devido à proximidade ao epicentro é agora atingido bastante mais cedo.

A primeira crista atinge Lisboa e Sagres cerca de 30 min mais tarde do que no Cenário 1. Após 55 min da ocorrência do sismo, a primeira frente de onda atinge Sagres, com uma elevação da superfície da onda de cerca de 4 m (ver Figura 5.66), metade da observada para o Cenário 1. A cidade de Lisboa,



embora registre uma onda de cerca de 3 m, é atingida somente ao fim de 55 min de propagação do tsunami (ver Figura 5.65). Em Faro registam-se ondas de 2–3 m, após 75 min de propagação (ver Figura 5.67).

No arquipélago da Madeira, o Funchal é atingido mais cedo, cerca de 40 min após o sismo, por uma onda com uma elevação da superfície livre de 1.5 m (ver Figura 5.68). A costa sul da ilha do Porto Santo é atingida pelo tsunami a partir dos 25 min de propagação, com elevações de onda de 1–2 m.

Nos Açores, Ponta Delgada é atingida 75–80 min após o sismo, com uma onda de 8 m de elevação da superfície livre (ver Figura 5.71).

Finalmente, nas Figura 5.79 a 5.82 são apresentados para as costas ocidental da Península Ibérica e para a costa algarvia e para as isolinhas de 50 m e de 100 m, gráficos em que se tenta obter para cada ponto a altura máxima da primeira frente de onda e o instante em que esta ocorre. A dificuldade em identificar estes máximos nos gráficos respeitantes à costa ocidental é notória, pelo que os resultados apresentados devem ser considerados com muita precaução.

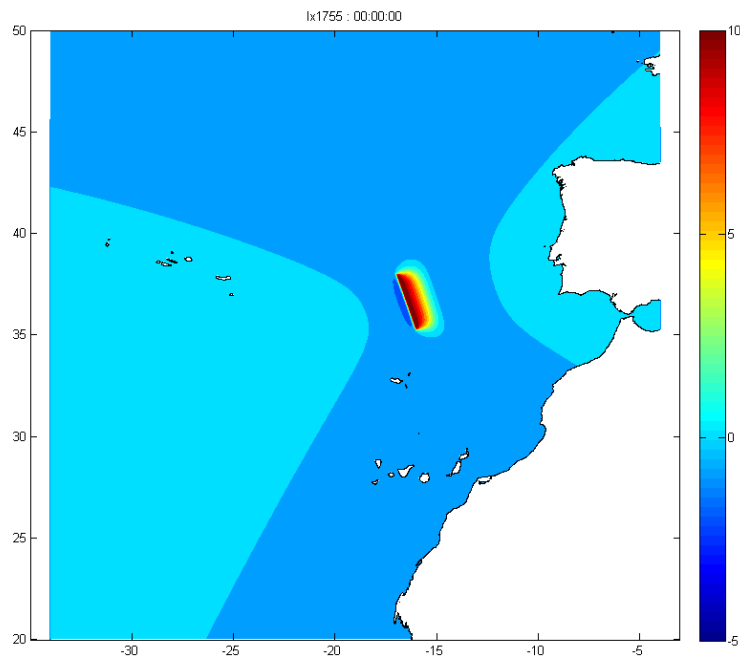


Figura 5.52 – Elevação da superfície livre no instante inicial.

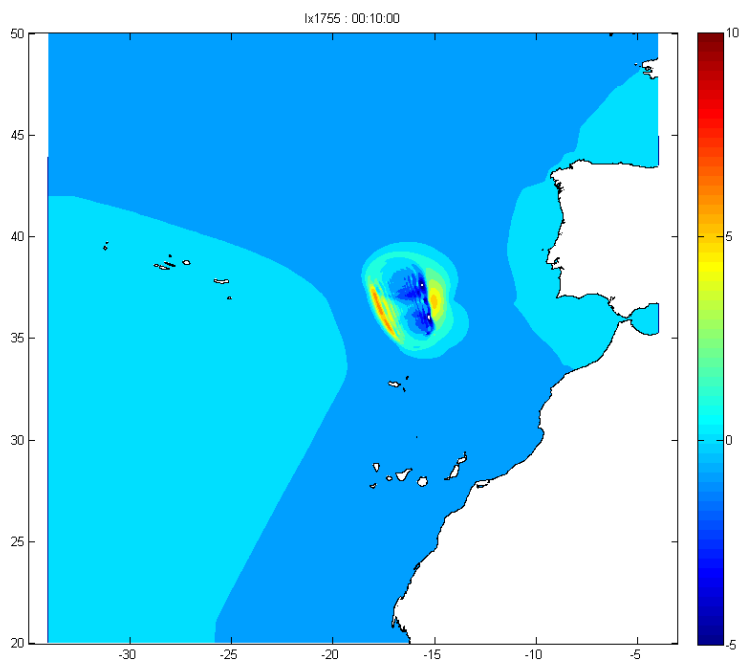


Figura 5.53 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 10$  min.

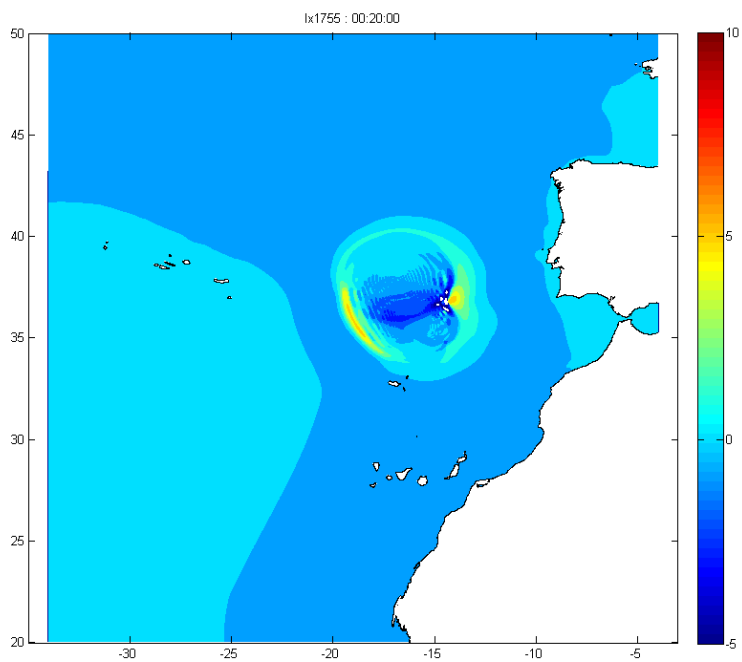
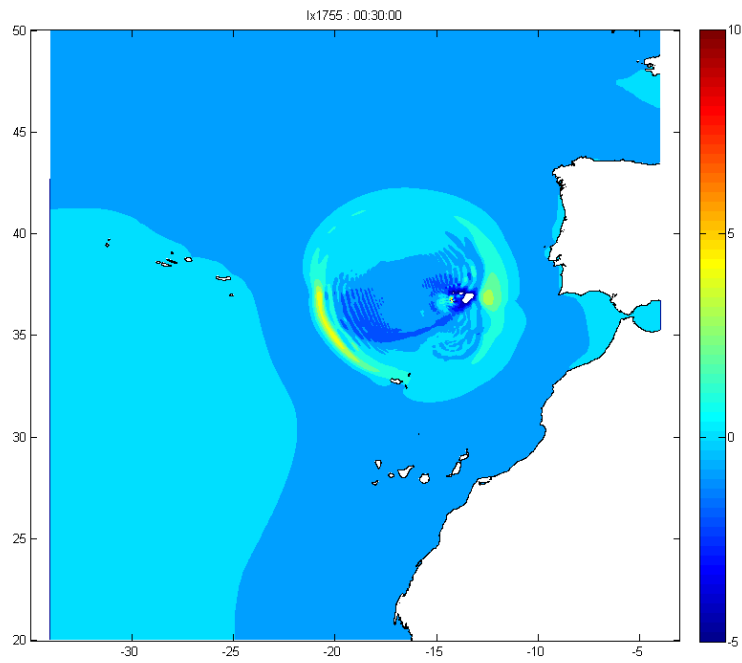
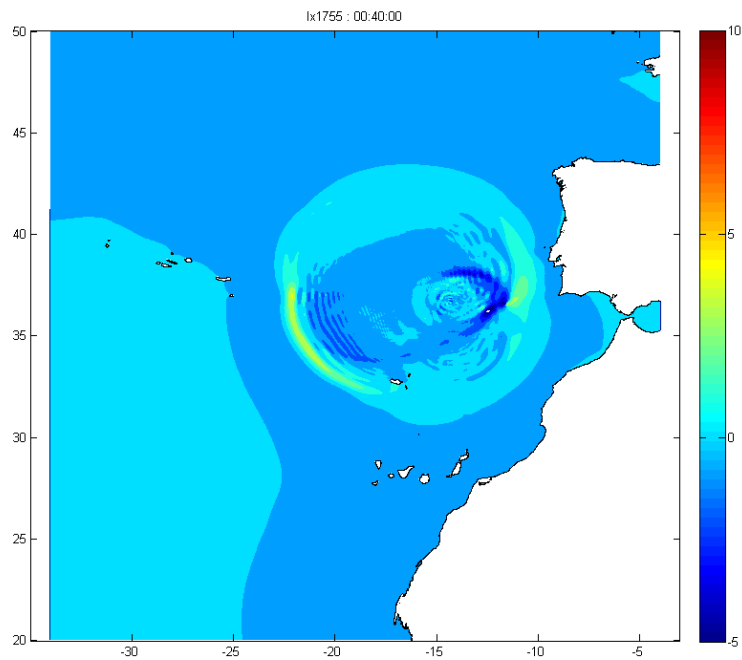


Figura 5.54 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 20$  min.

Figura 5.55 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 30$  min.Figura 5.56 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 40$  min.

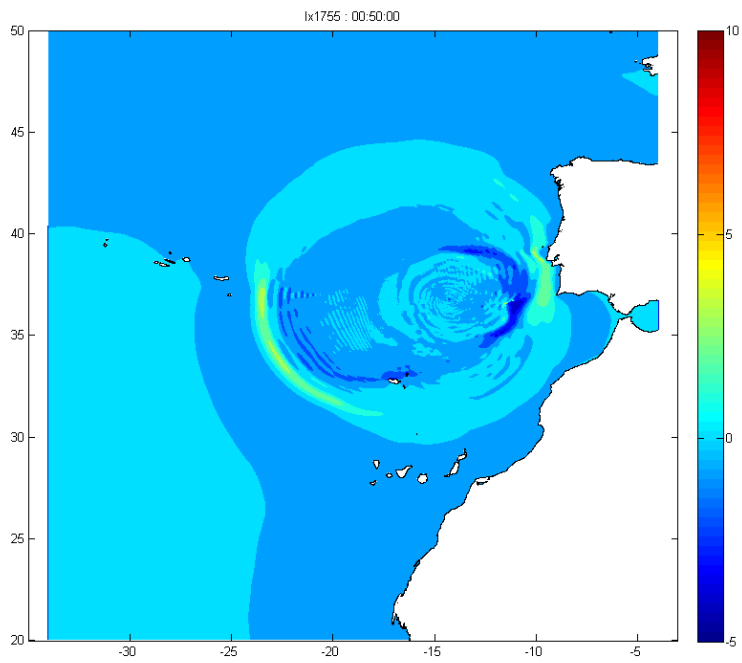


Figura 5.57 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 50$  min.

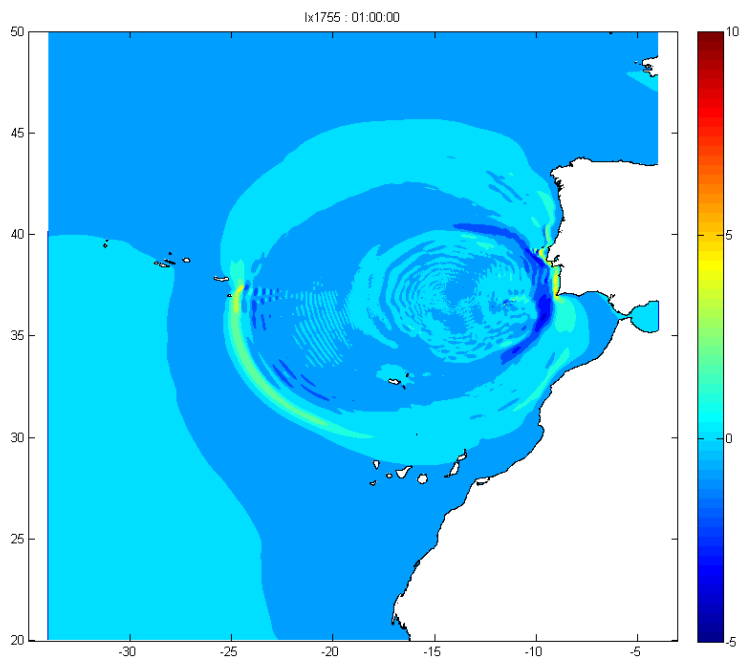


Figura 5.58 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 60$  min.

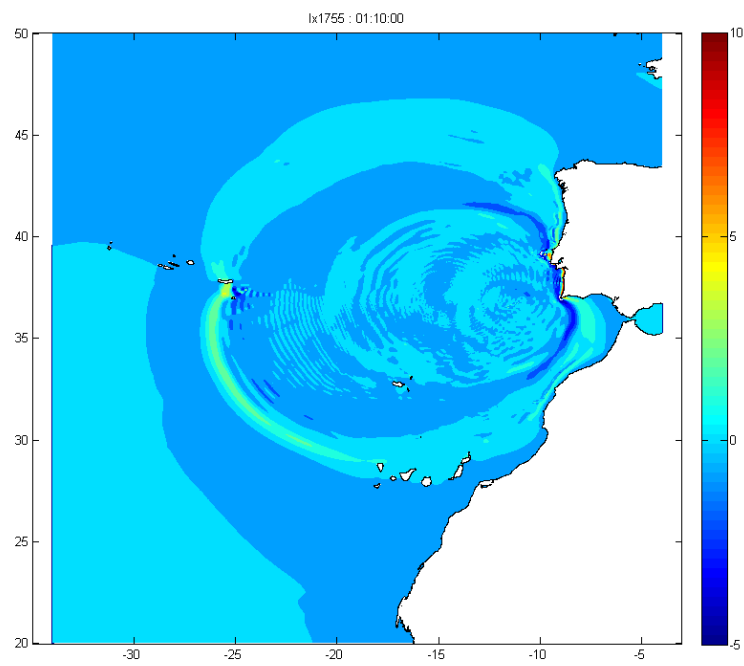


Figura 5.59 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 70$  min.

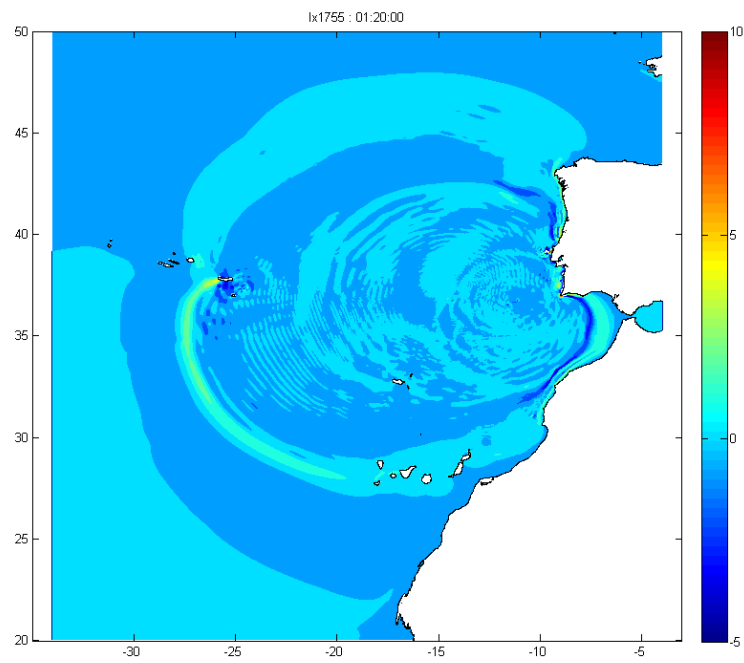


Figura 5.60 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 80$  min.

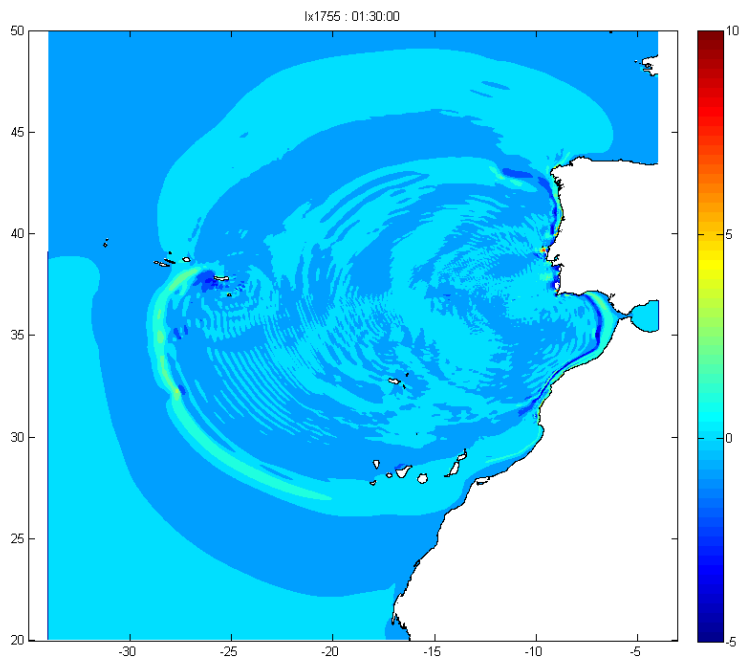


Figura 5.61 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 90$  min.

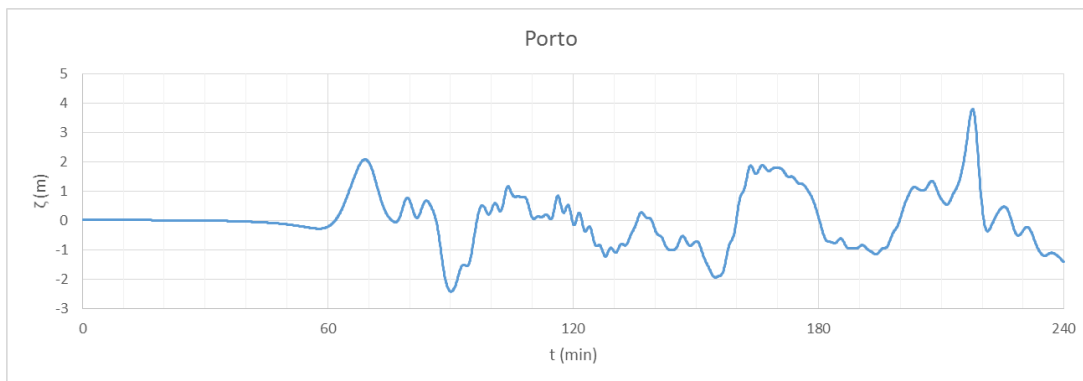


Figura 5.62 – Elevação da superfície livre registada na sonda S1, Porto.

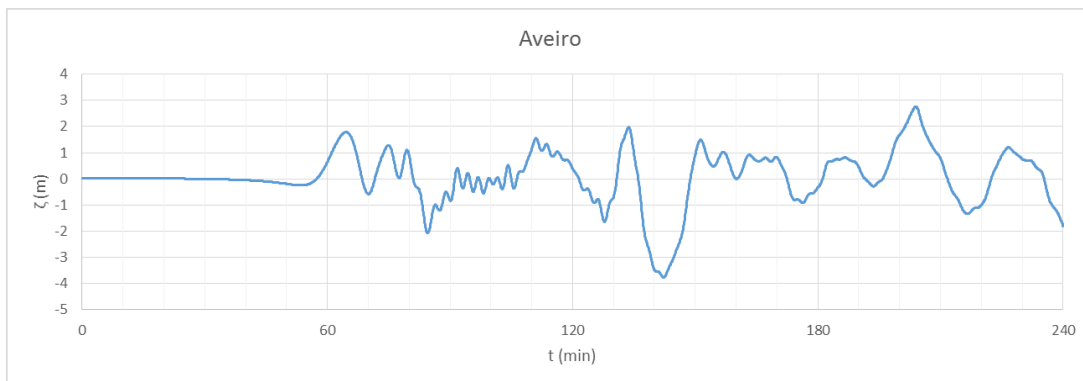


Figura 5.63 – Elevação da superfície livre registada na sonda S2, Aveiro.

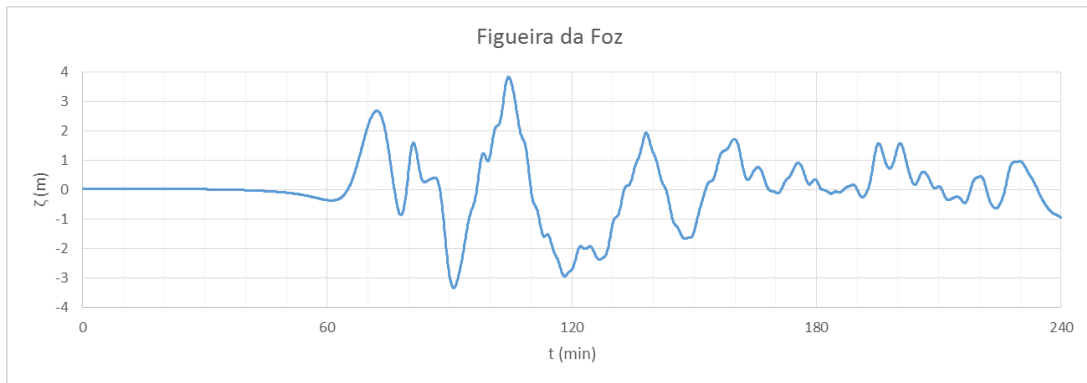


Figura 5.64 – Elevação da superfície livre registada na sonda S3, Figueira da Foz.

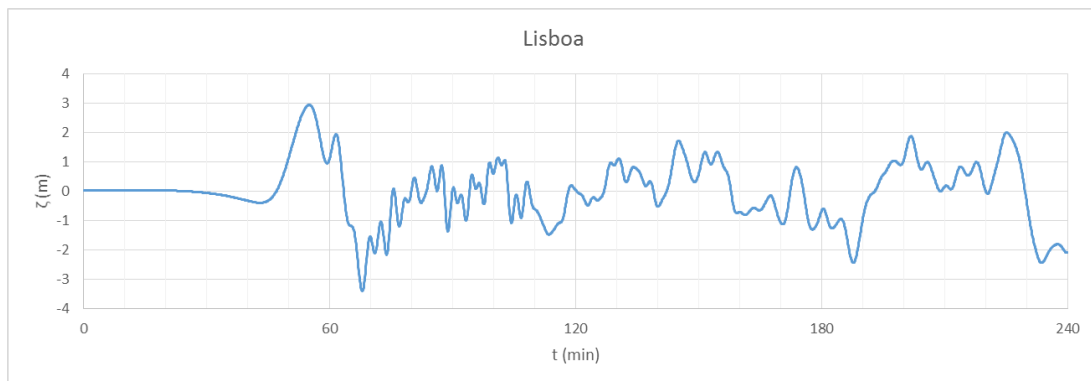


Figura 5.65 – Elevação da superfície livre registada na sonda S4, Lisboa.

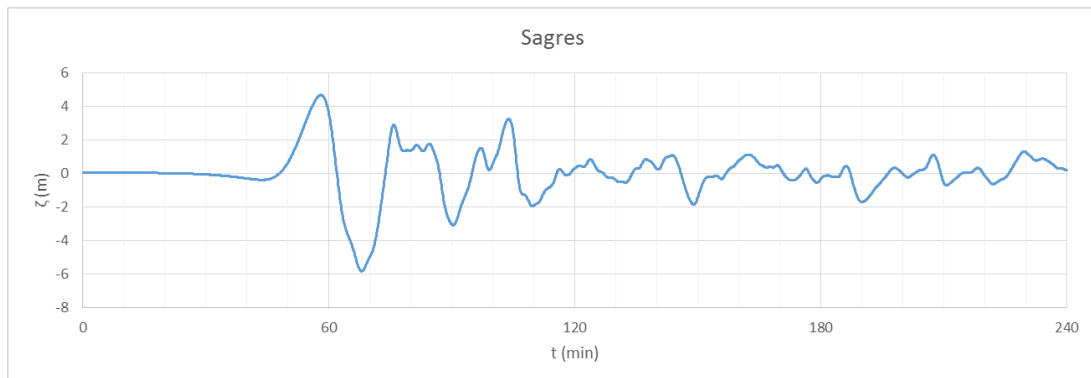


Figura 5.66 – Elevação da superfície livre registada na sonda S5, Sagres.

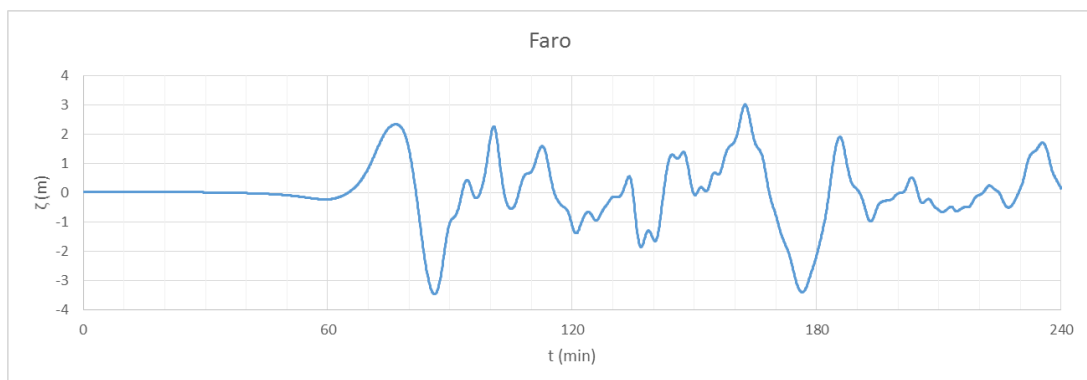


Figura 5.67 – Elevação da superfície livre registada na sonda S6, Faro.

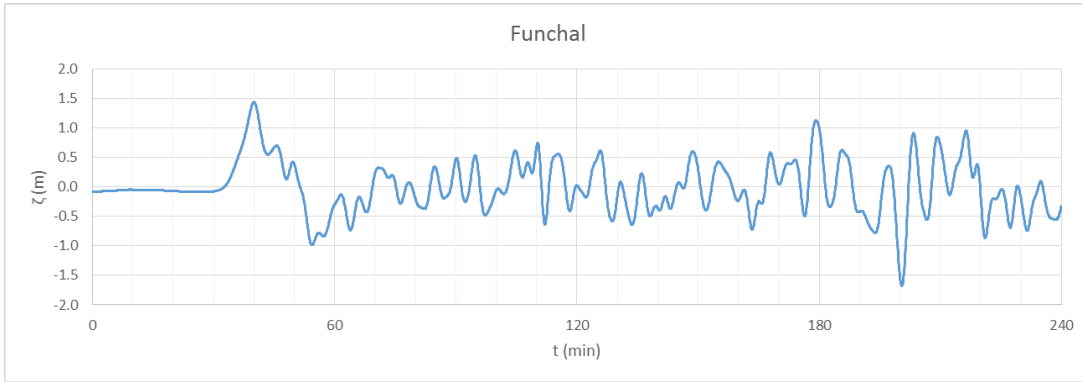


Figura 5.68 – Elevação da superfície livre registada na sonda S7, Funchal.

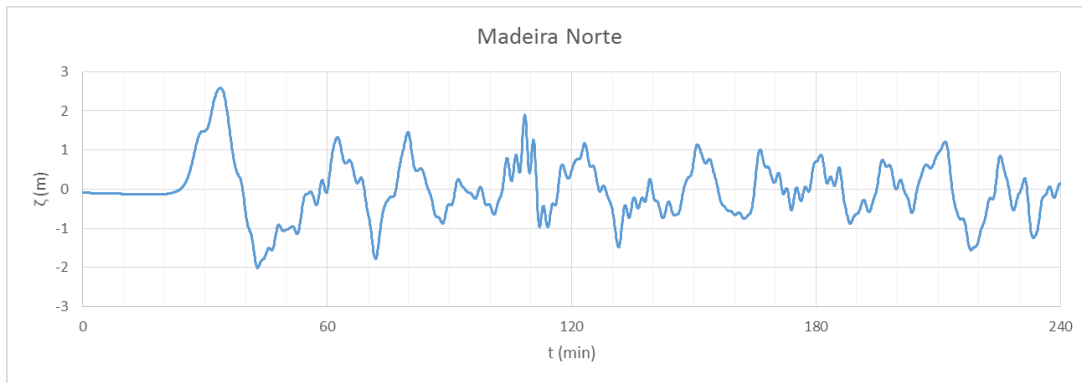


Figura 5.69 – Elevação da superfície livre registada na sonda S8, norte da ilha da Madeira.

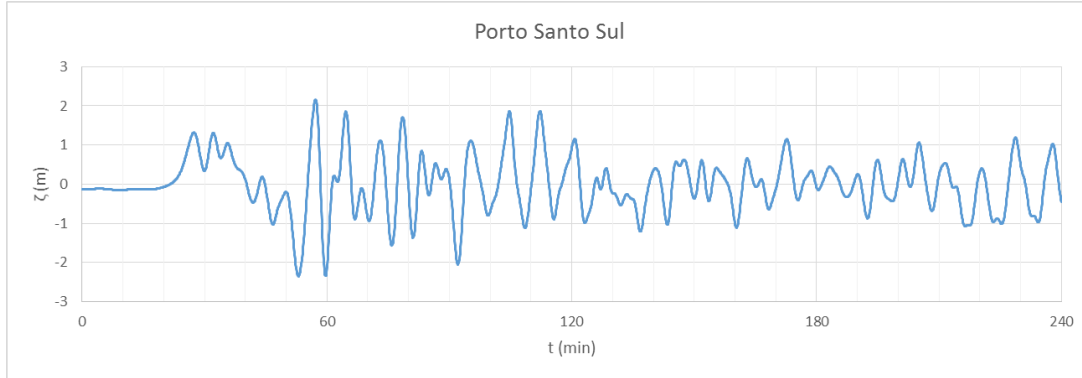


Figura 5.70 – Elevação da superfície livre registada na sonda S9, sul da ilha de Porto Santo.

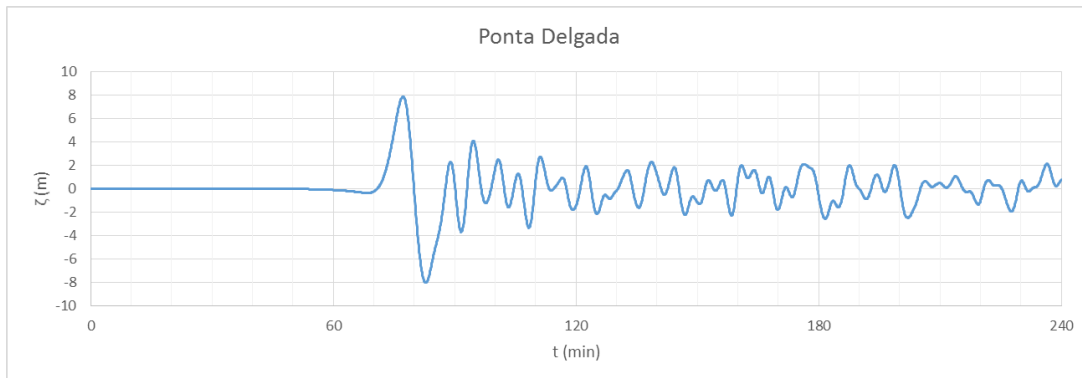


Figura 5.71 – Elevação da superfície livre registada na sonda S10, Ponta Delgada.



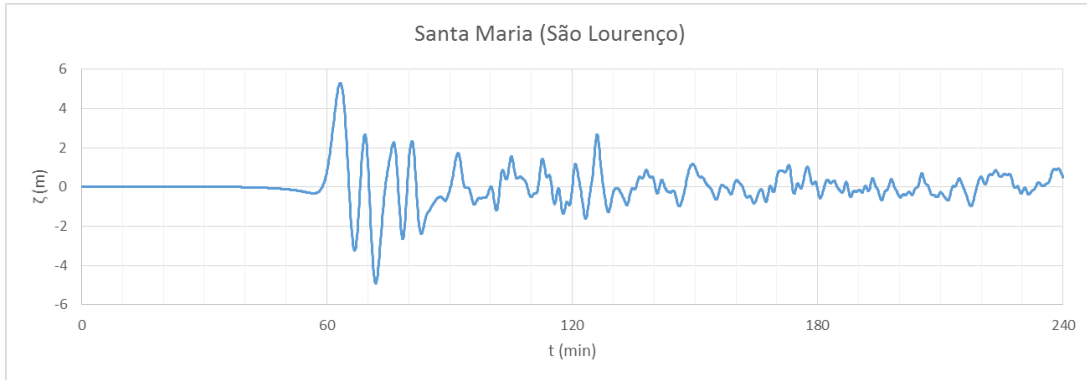


Figura 5.72 – Elevação da superfície livre registada na sonda S11, ilha de Santa Maria (São Lourenço).



Figura 5.73 – Elevação da superfície livre registada na sonda S12, ilha Terceira (Praia da Vitória).

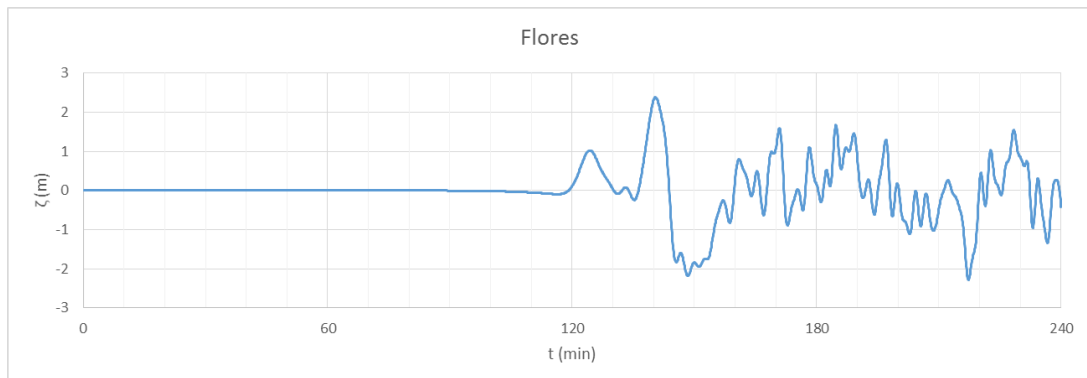


Figura 5.74 – Elevação da superfície livre registada na sonda S13, ilha das Flores.

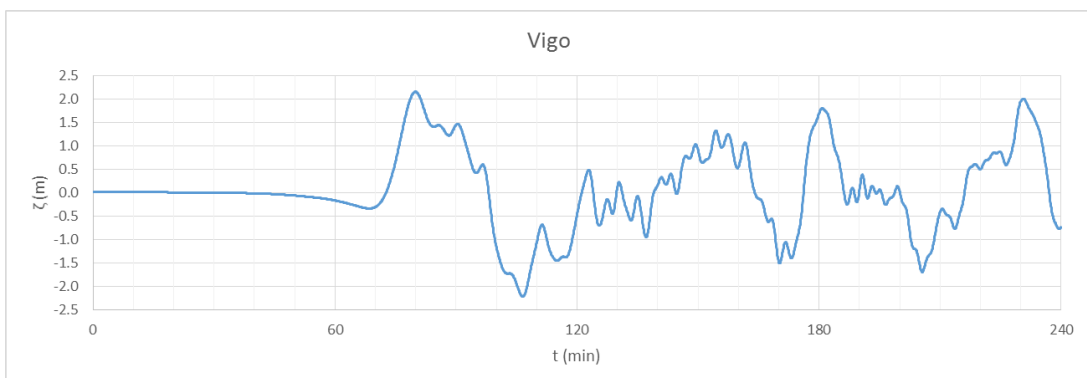


Figura 5.75 – Elevação da superfície livre registada na sonda S14, Vigo.

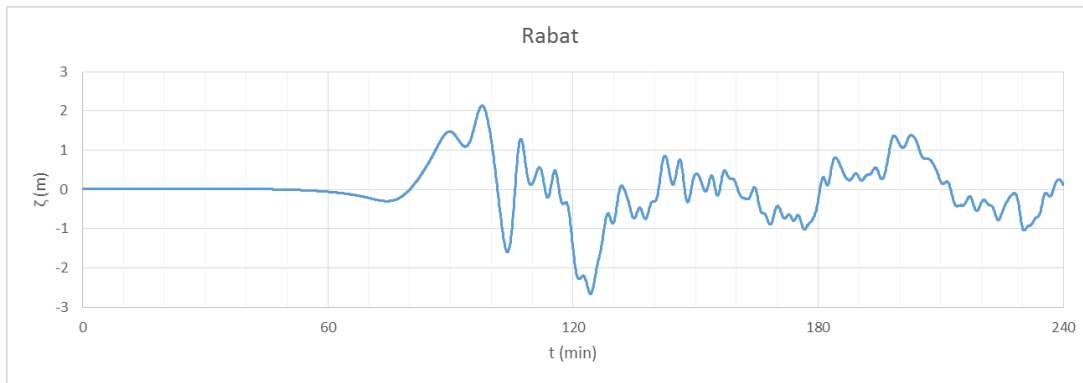


Figura 5.76 – Elevação da superfície livre registada na sonda S15, Rabat.

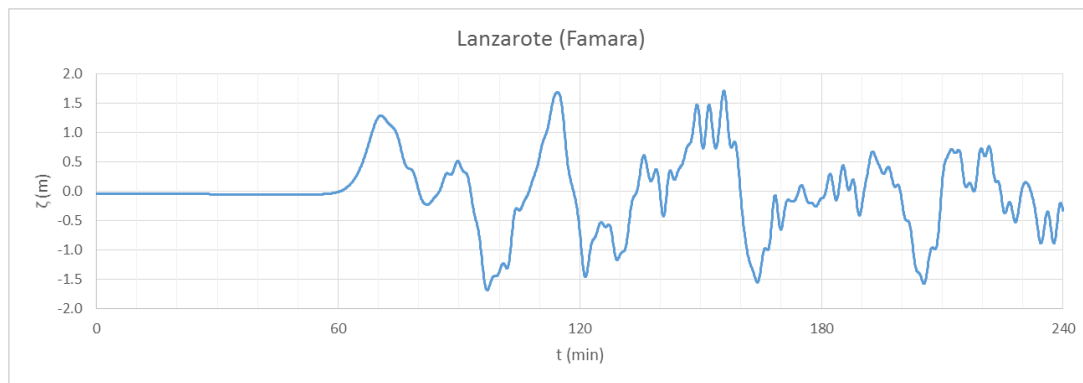


Figura 5.77 – Elevação da superfície livre registada na sonda S16, Lanzarote (Famara).

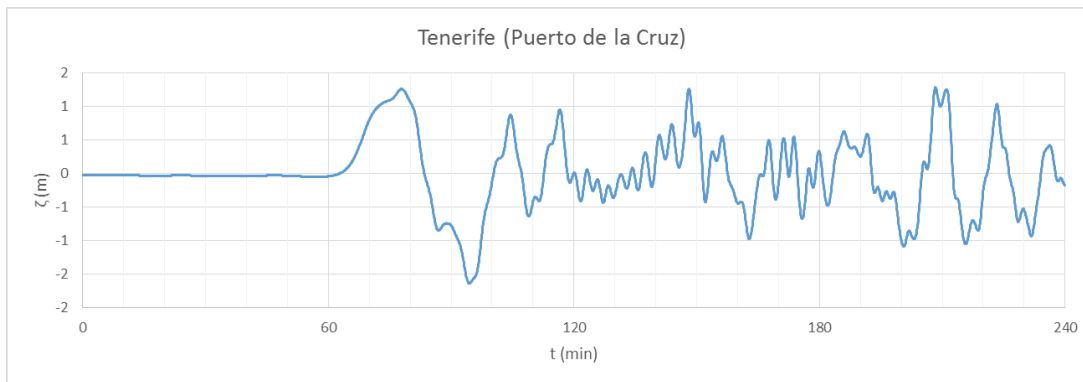


Figura 5.78 – Elevação da superfície livre registada na sonda S17, Tenerife (Puerto de la Cruz).

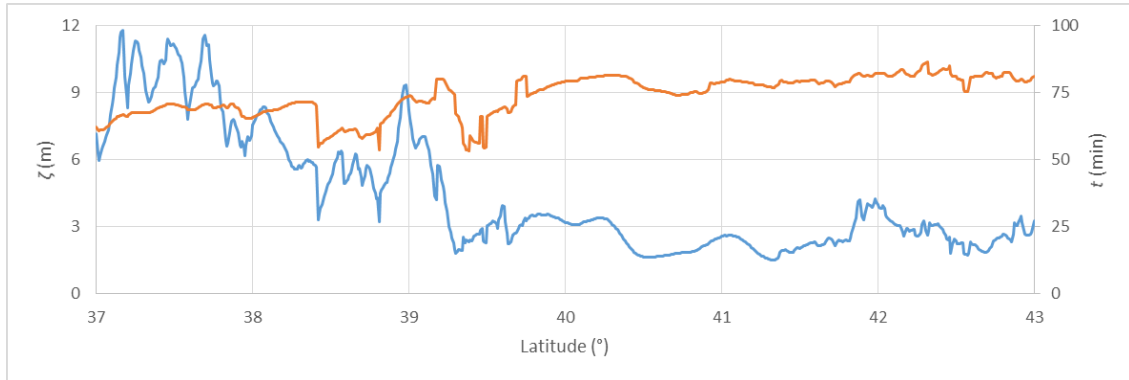


Figura 5.79 – Primeiro máximo de elevação da superfície livre registado para a isolinha de 50 m na costa oeste portuguesa para o Cenário 2: (—) elevação registrada; (—) instante após o sismo.

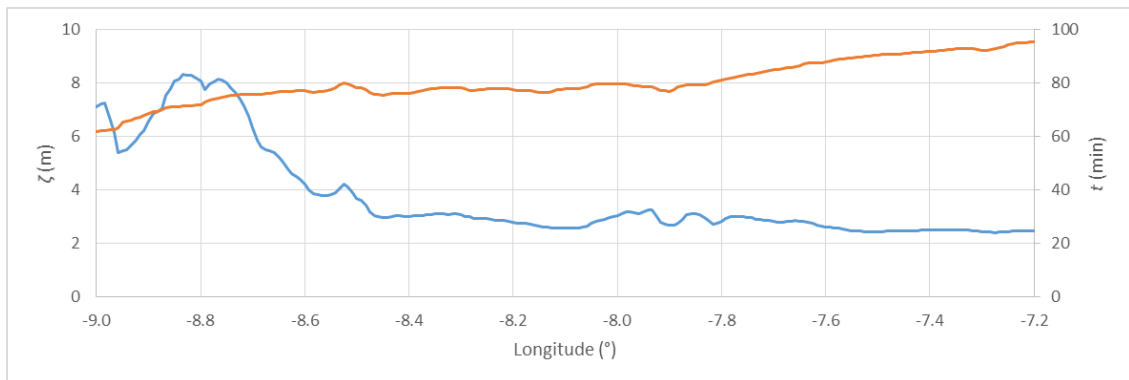


Figura 5.80 – Primeiro máximo de elevação da superfície livre registado para a isolinha de 50 m na costa sul portuguesa para o Cenário 2: (—) elevação registrada; (—) instante após o sismo.

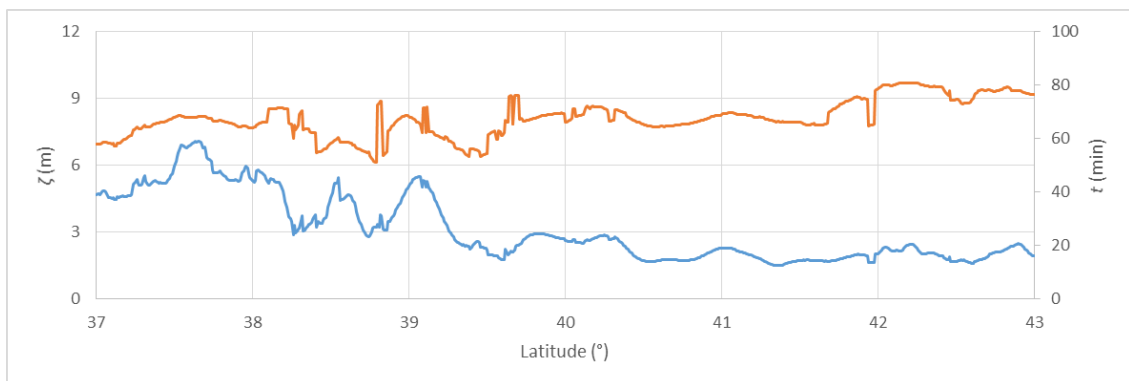


Figura 5.81 – Primeiro máximo de elevação da superfície livre registado para a isolinha de 100 m na costa oeste portuguesa para o Cenário 2: (—) elevação registrada; (—) instante após o sismo.

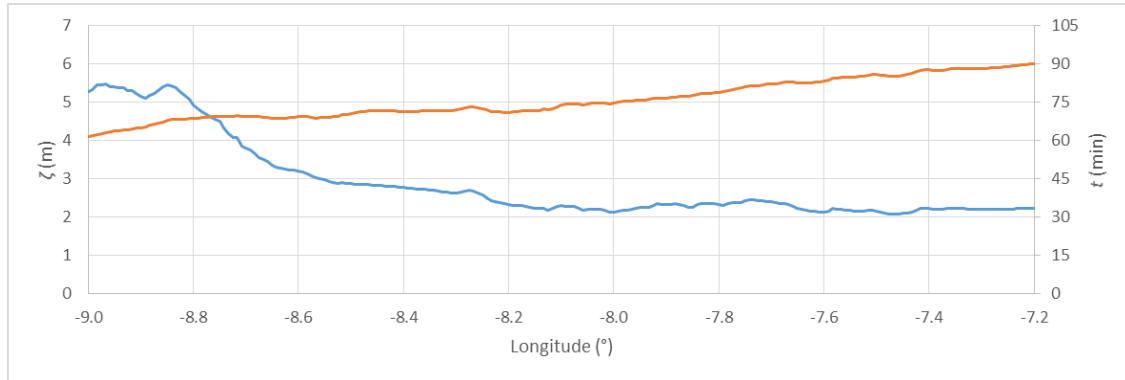


Figura 5.82 – Primeiro máximo de elevação da superfície livre registado para a isolinha de 100 m na costa sul portuguesa para o Cenário 2: (—) elevação registada; (—) instante após o sismo.

## Grelha G2

A simulação sobre a grelha G2 é uma simulação aninhada com as condições fronteira de elevação da superfície livre nas fronteiras oeste e sul obtidas na simulação sobre a grelha G1. Nesta simulação considerou-se o efeito do atrito no fundo, com um coeficiente de Manning  $n = 0.033 \text{ m}^{-1/3} \cdot \text{s}$ . Foi ativada a Boia 30, cujo registo servirá de condição fronteira para a simulação no interior do estuário.

O registo dos campos de elevação da superfície livre foi efetuado em intervalos de 2 min, tendo a simulação decorrido para um período de 120 min após o sismo. Nas Figura 5.83 a 5.90 está ilustrada a propagação da onda de tsunami nalguns instantes entre  $t = 0$  e  $t = 60$  min.

A série temporal obtida para a elevação da superfície livre na Boia 30, encontra-se representada no gráfico da Figura 5.91. Em relação ao Cenário 1 é óbvia a menor elevação da superfície livre da onda de tsunami, que parece afastar a hipótese de o Cenário 2 corresponder de facto ao sismo de Lisboa de 1755.

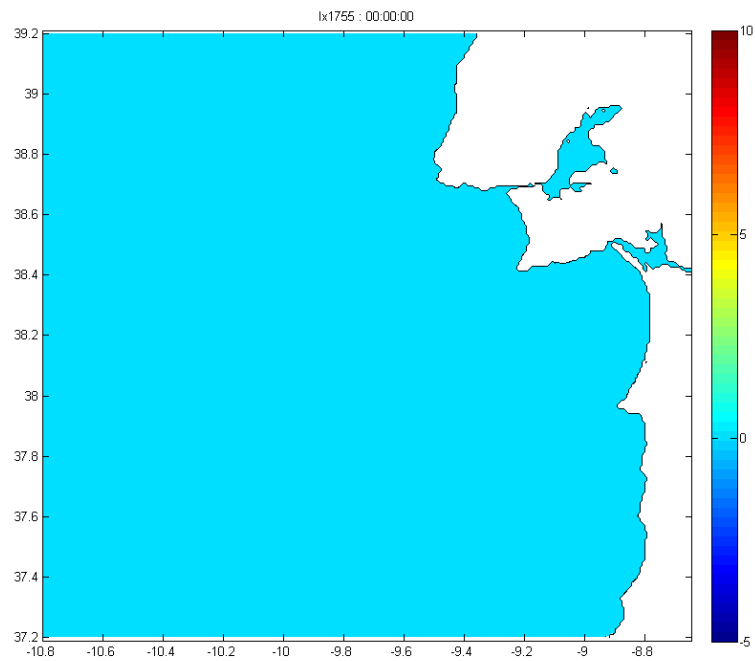
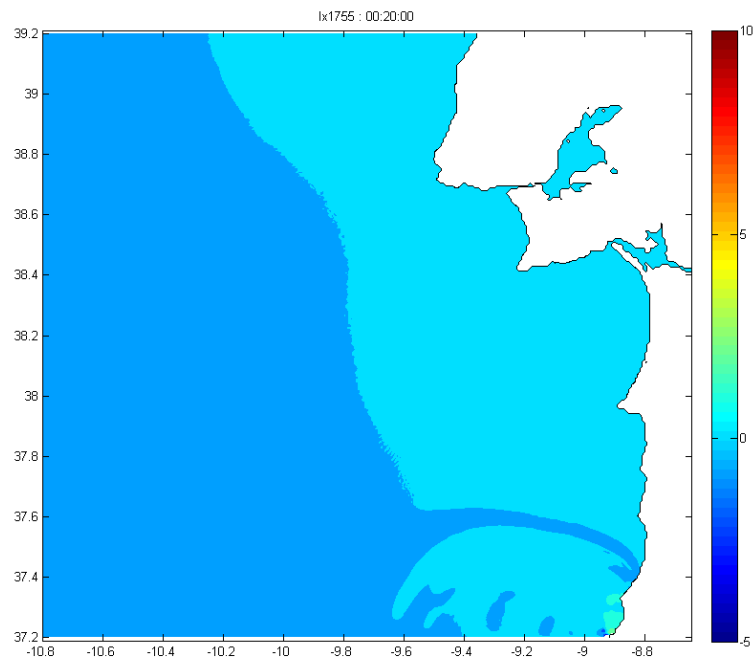


Figura 5.83 – Elevação da superfície livre no instante inicial.

Figura 5.84 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 20$  min.

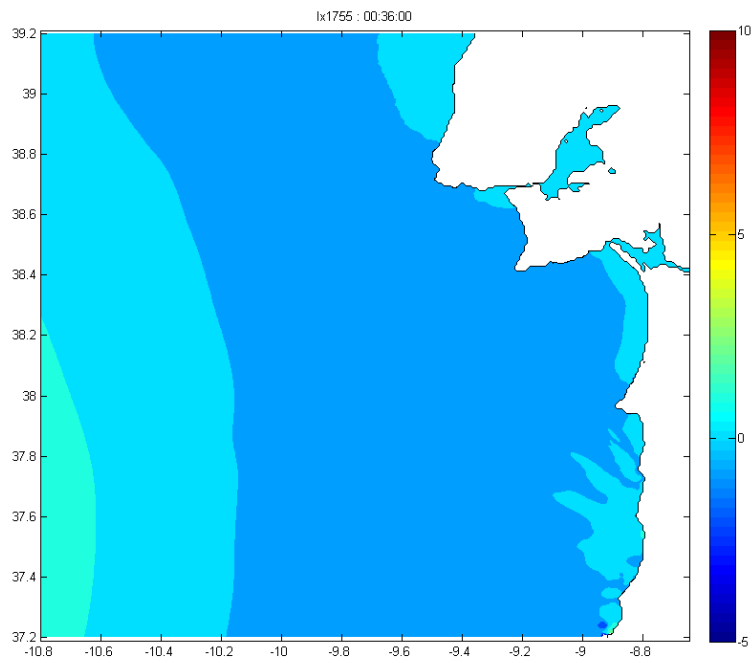


Figura 5.85 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 36$  min.

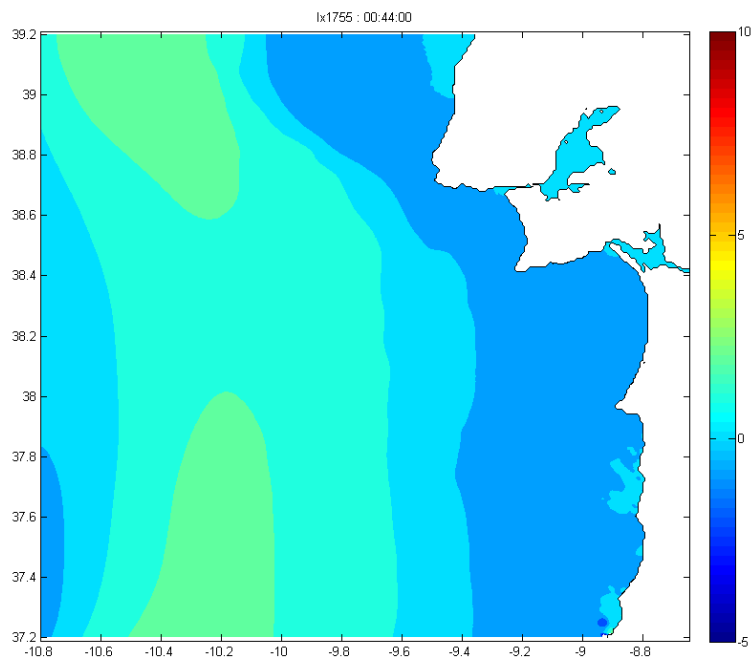
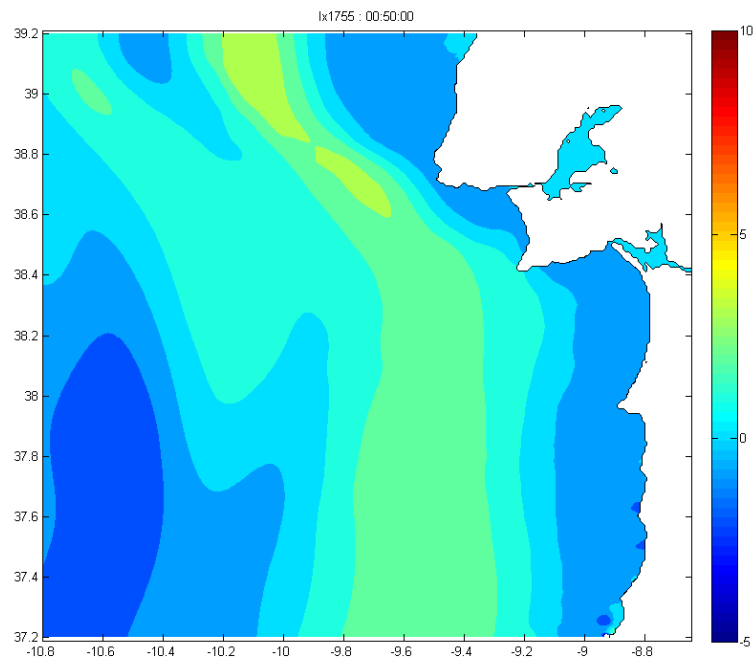
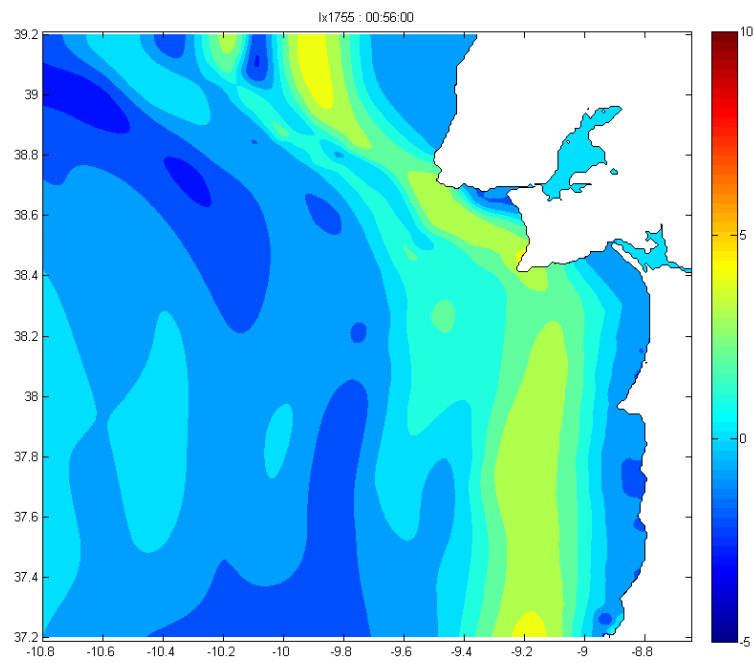


Figura 5.86 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 44$  min.

Figura 5.87 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 50$  min.Figura 5.88 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 56$  min.

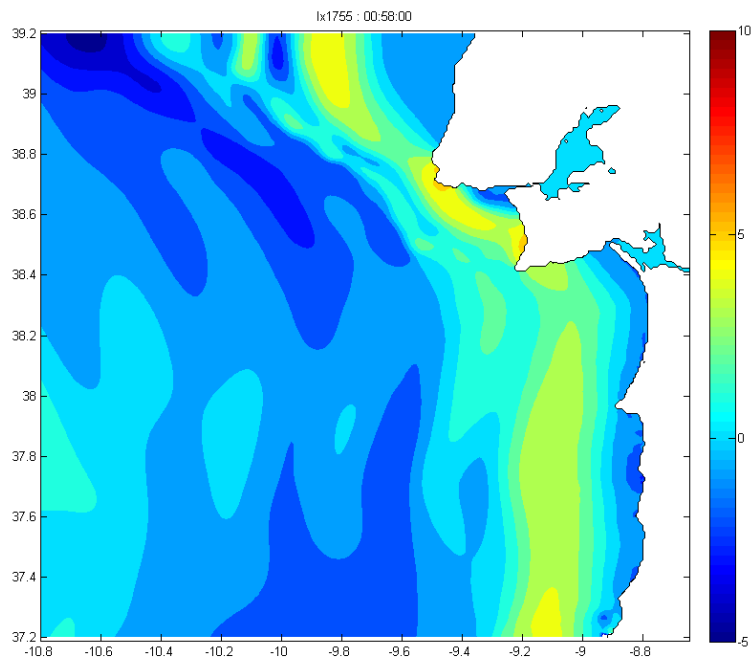


Figura 5.89 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 58$  min.

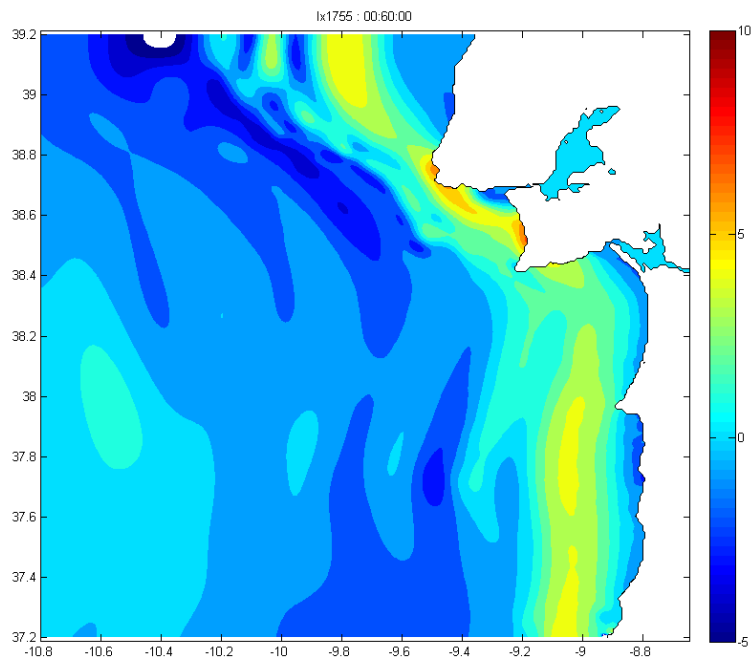


Figura 5.90 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 60$  min.



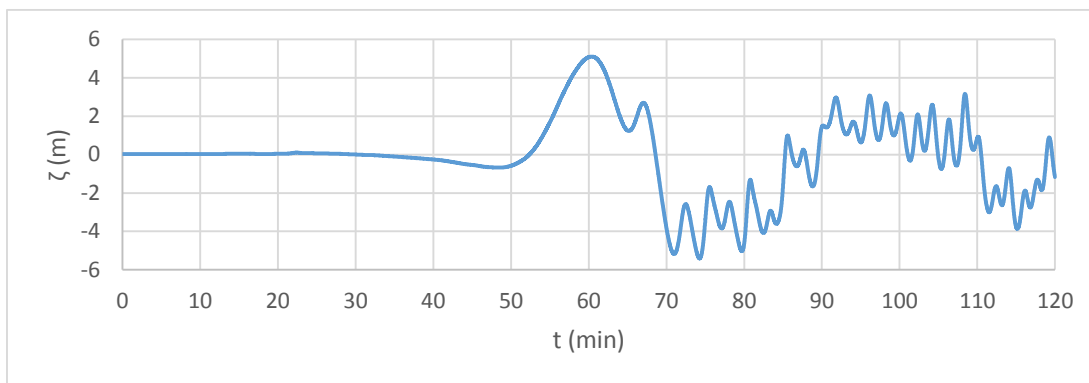


Figura 5.91 – Cenário 2. Registo da elevação da superfície livre na Boia 30.

### 5.2.3. CENÁRIO 3

O Cenário 3 foi proposto porque, sendo uma das fontes prováveis do sismo de Lisboa de 1755, é também aquela que se situa mais perto da costa ibérica e do estuário do Tejo, sendo portanto a que se apresenta com o maior potencial destrutivo entre as três selecionadas.

A condição inicial foi obtida considerando uma translação instantânea do nível da água igual ao deslocamento vertical do fundo provocado pelo sismo. A utilização do algoritmo desenvolvido por Beauducel (2009) para o cálculo da deformação vertical do fundo do mar, que considera um semi-espaço cartesiano, obrigou à conversão de coordenadas das grelhas G1 e G2 do sistema geográfico WGS84 para o sistema cartesiano WGS/UTM 29N. A conversão de coordenadas foi realizada recorrendo ao programa de domínio público `proj.4` (Evenden, 1990). A perturbação inicial da superfície livre está representada na Figura 5.92 e na Figura 5.123, para as grelhas G1 e G2, respetivamente.

#### Grelha G1

O registo dos campos de elevação da superfície livre foi efetuado em intervalos de 10 min. A simulação estendeu-se por um período de 4 h. Nas Figura 5.92 a 5.101 está ilustrada a propagação da onda de tsunami ao longo de um período de 90 min. Após um período de 180 min (3 h), a onda atinge a fronteira Oeste, onde a condição de radiação se revelou insuficiente para evitar a reflexão da onda. De notar que nas fronteiras Sul e Norte a condição de radiação parece ter funcionado sem problemas.

As séries temporais registadas nas sondas numéricas S1 a S17, obtidas em intervalos de 5 s, estão representadas nas Figura 5.102 a 5.118. Recordar-se que estas sondas se encontram em pontos com profundidades próximas dos 100 m, sendo a proximidade à costa bastante pequena nos territórios insulares e maior na costa continental.

Comparando os gráficos das sondas S1 a S3, i.e. Porto, Aveiro e Figueira da Foz, no Cenário 1 (Figura 5.22 a 5.24) com os gráficos para as mesmas sondas no Cenário 3, é possível concluir que o tempo de propagação da onda para a costa norte de Portugal é reduzido em 10 min, e que a elevação da superfície da onda aumenta de 0.5–1.0 m.

O tempo de propagação para Lisboa (Figura 5.105) e Sagres (Figura 5.106) é encurtado para cerca de 15 min em ambas as sondas, sendo que para Lisboa este tempo é praticamente metade do tempo registado para o Cenário 1. A elevação da superfície da onda que atinge Lisboa é neste cenário de cerca de 5 m, duplicando o valor observado para o Cenário 1. No caso de Sagres há também um aumento da elevação da superfície de onda, neste caso de 25 %, para 10 m. O Cenário 3 confere não ser tão gravoso

para a cidade de Faro (ver Figura 5.107), com a elevação da superfície livre da onda a diminuir de 6 m, no Cenário 1, para 4 m.

No arquipélago da Madeira, o Funchal é atingido 10 min mais tarde, cerca de 70 min após o sismo, por uma onda com uma elevação de 1.5–2.0 m (ver Figura 5.108). A costa norte da Madeira regista uma redução significativa da elevação da superfície de onda prevista de um máximo de 8 m, para um valor de 3.5 m. A costa sul da ilha do Porto Santo será atingida pelo tsunami somente 55–60 min após o sismo, com elevação de 4–7 m.

Nos Açores, Ponta Delgada é atingida 115 min após o sismo, com uma onda de 2–4 m (ver Figura 5.111). São Lourenço, na ilha de Santa Maria, será atingido aos 100–105 min por ondas com 1.5–2.5 m (ver Figura 5.112). Praia da Vitória, ilha Terceira, será atingida a partir dos 120 min por ondas de 1.5–4.5 m (ver Figura 5.113). A ilha das Flores, mais remota, será atingida cerca de 160 min após o sismo por uma onda com uma elevação da superfície livre de cerca de 1 m (ver Figura 5.114).

Finalmente, nas Figuras 5.119 a 5.122 são apresentados, para as costas ocidentais da Península Ibérica e para a costa algarvia e para as isolinhas de 50 m e de 100 m, gráficos em que se tenta obter para cada ponto a altura máxima da primeira frente de onda e o instante em que esta ocorre. A dificuldade em identificar estes máximos nos gráficos respeitantes à costa ocidental é notória, pelo que os resultados apresentados devem ser considerados com muita precaução.

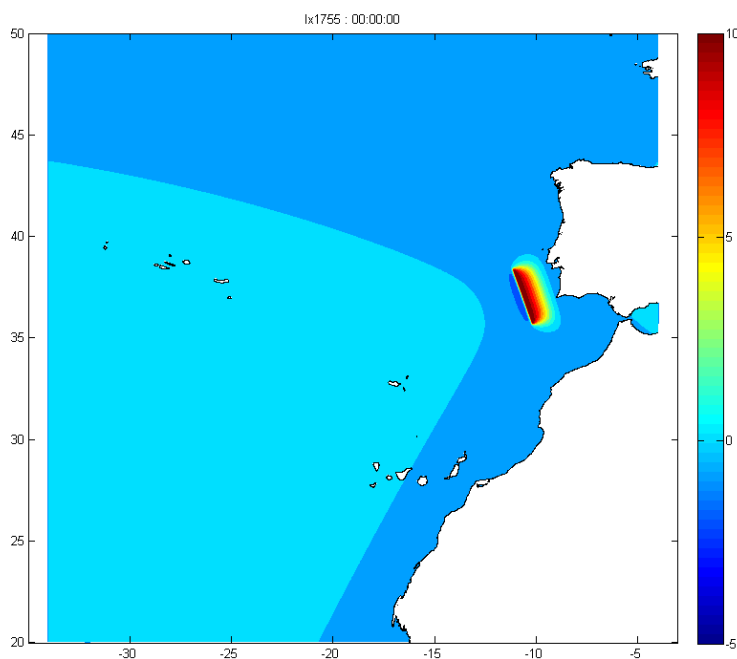
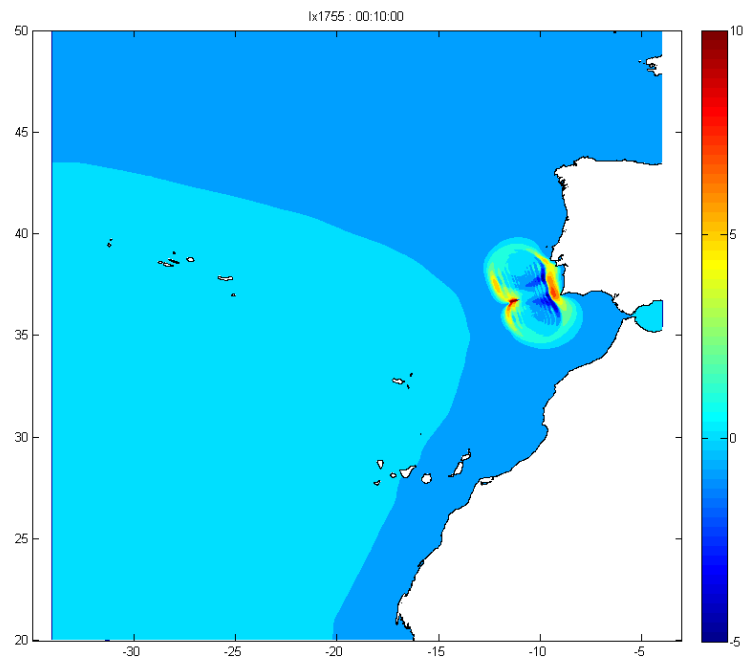
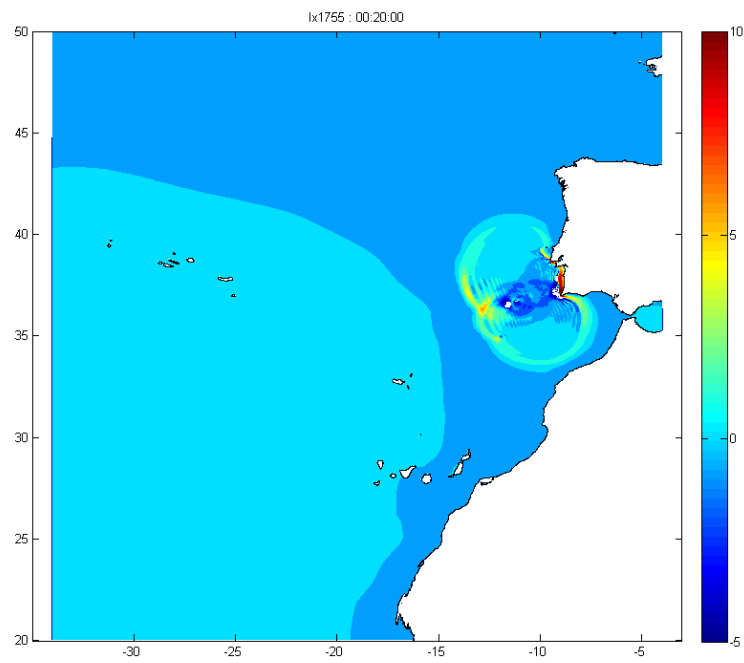


Figura 5.92 – Elevação da superfície livre no instante inicial.

Figura 5.93 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 10$  min.Figura 5.94 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 20$  min.

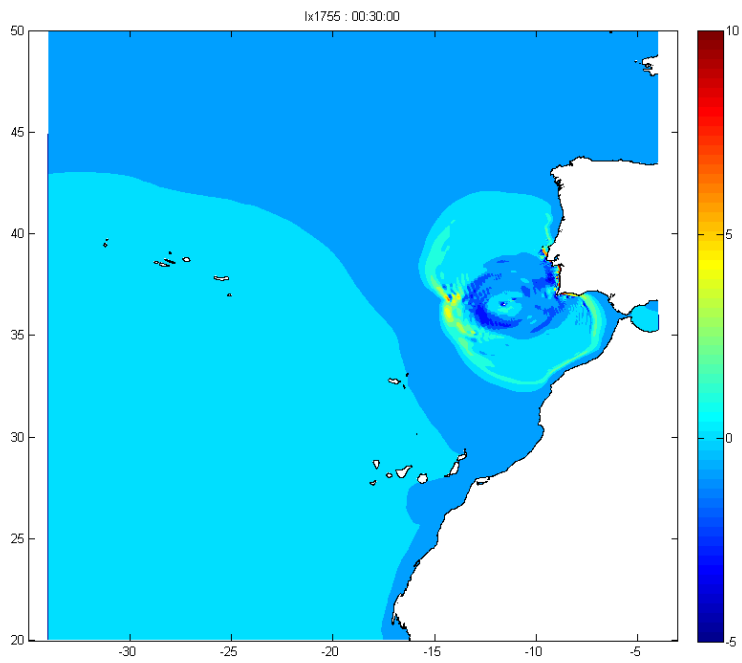


Figura 5.95 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 30$  min.

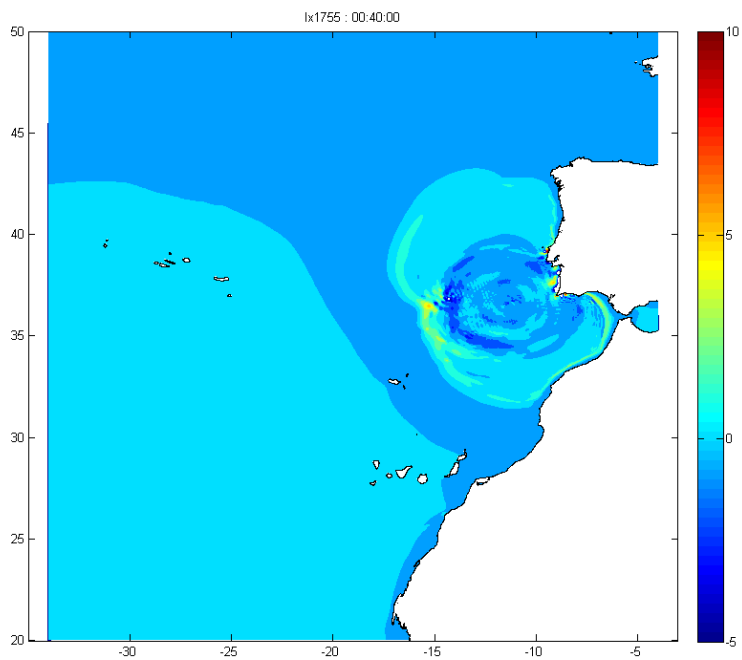
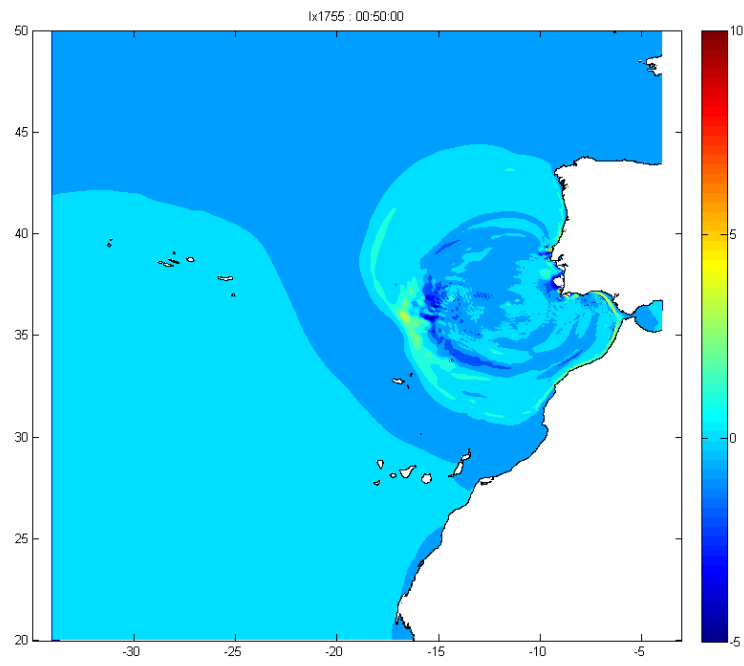
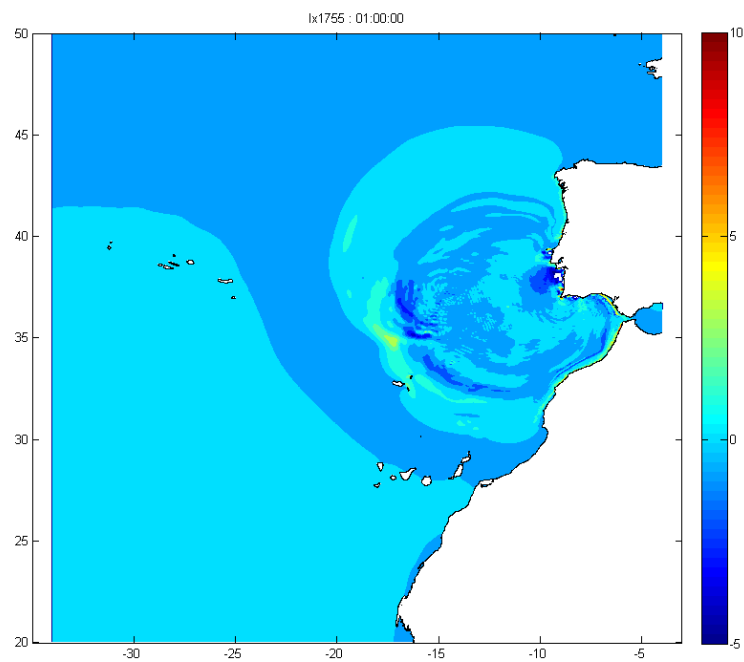


Figura 5.96 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 40$  min.

Figura 5.97 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 50$  min.Figura 5.98 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 60$  min.

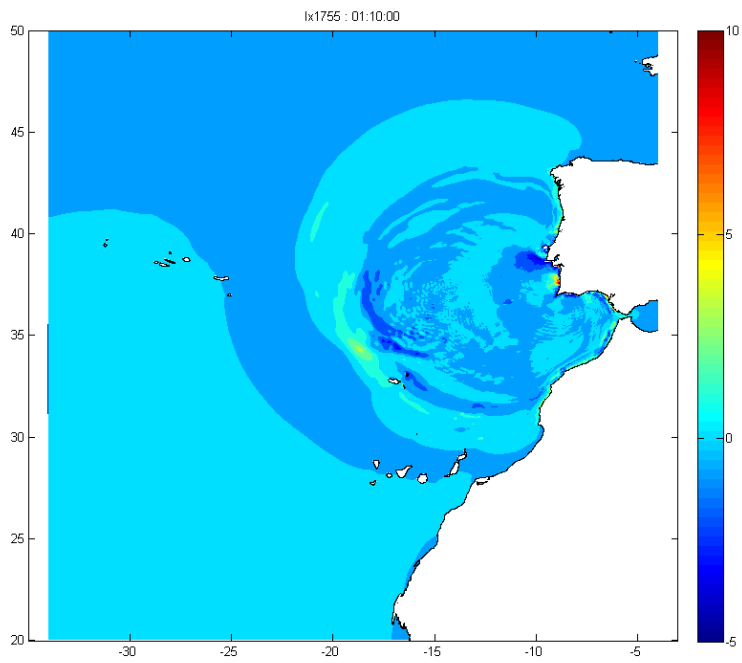


Figura 5.99 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 70$  min.

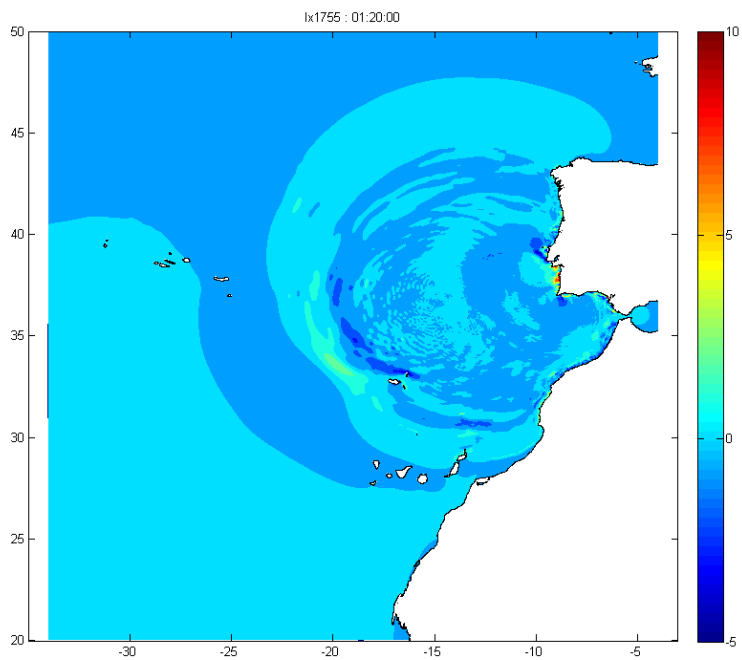


Figura 5.100 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 80$  min.

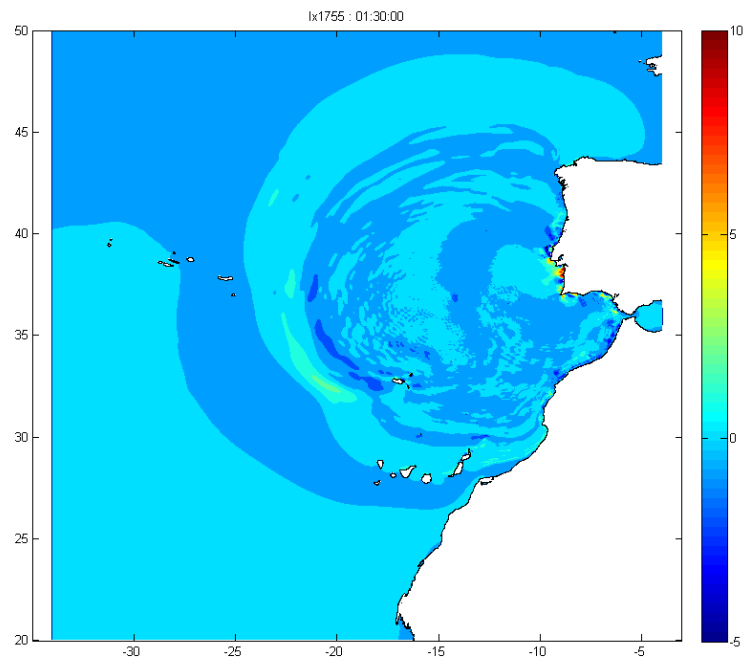
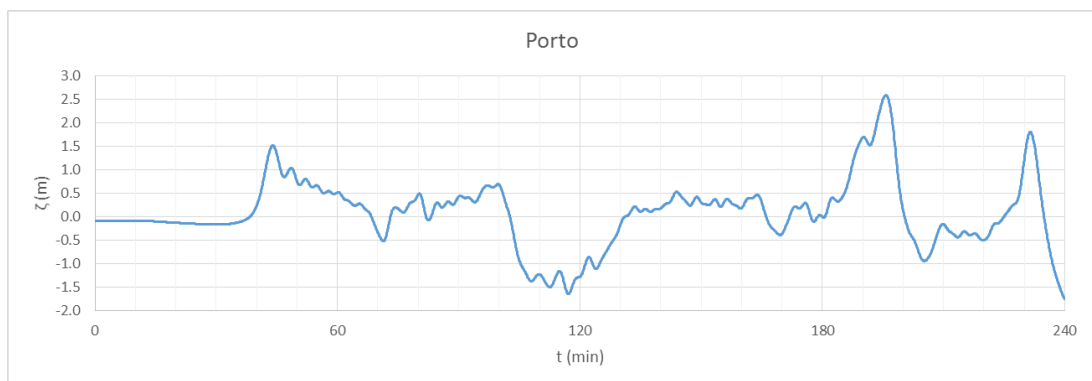
Figura 5.101 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 90$  min.

Figura 5.102 – Elevação da superfície livre registrada na sonda S1, Porto.

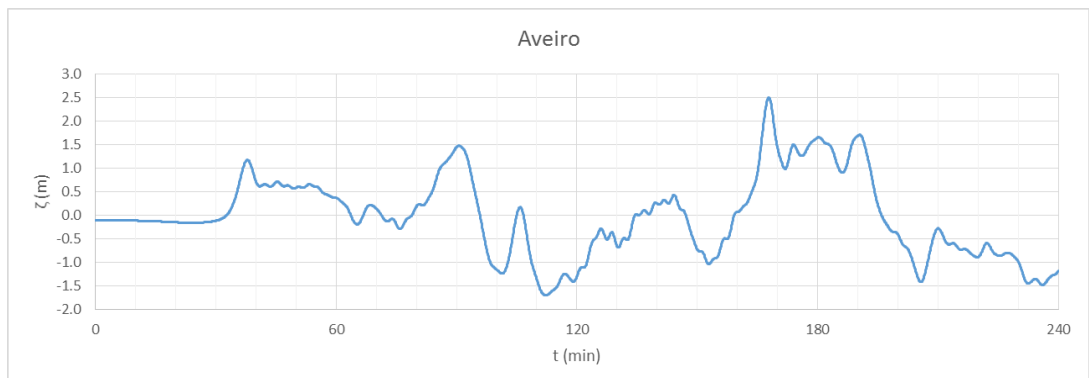


Figura 5.103 – Elevação da superfície livre registrada na sonda S2, Aveiro.

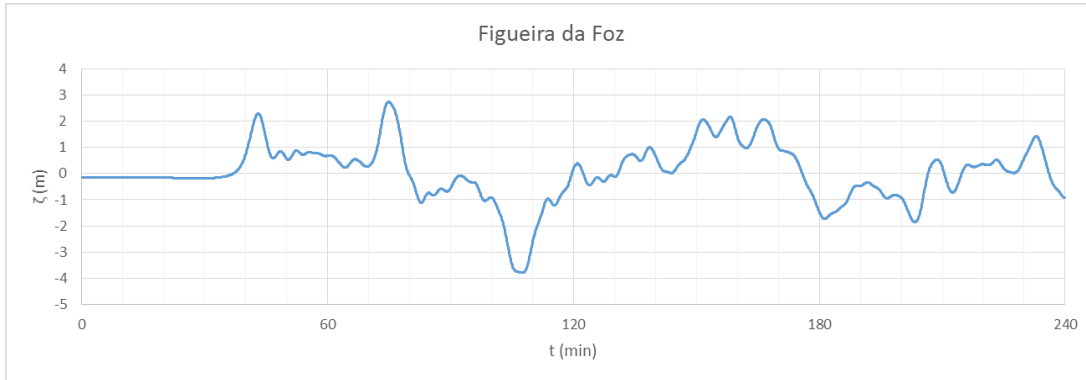


Figura 5.104 – Elevação da superfície livre registada na sonda S3, Figueira da Foz.

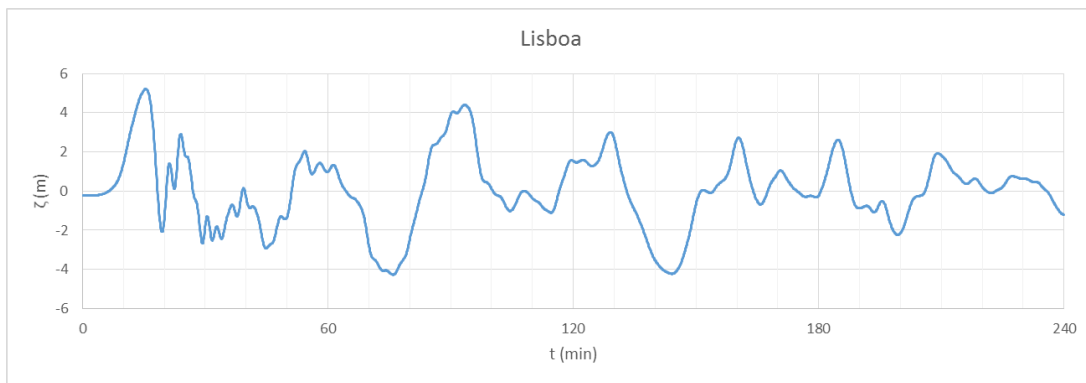


Figura 5.105 – Elevação da superfície livre registada na sonda S4, Lisboa.

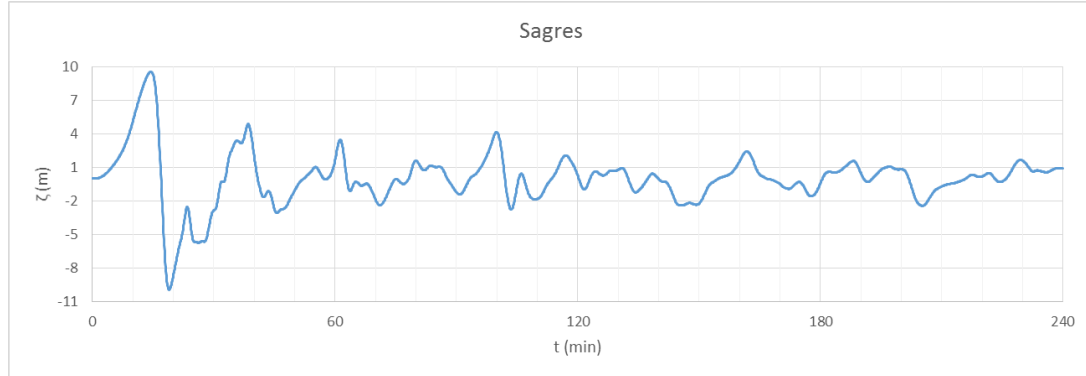


Figura 5.106 – Elevação da superfície livre registada na sonda S5, Sagres.

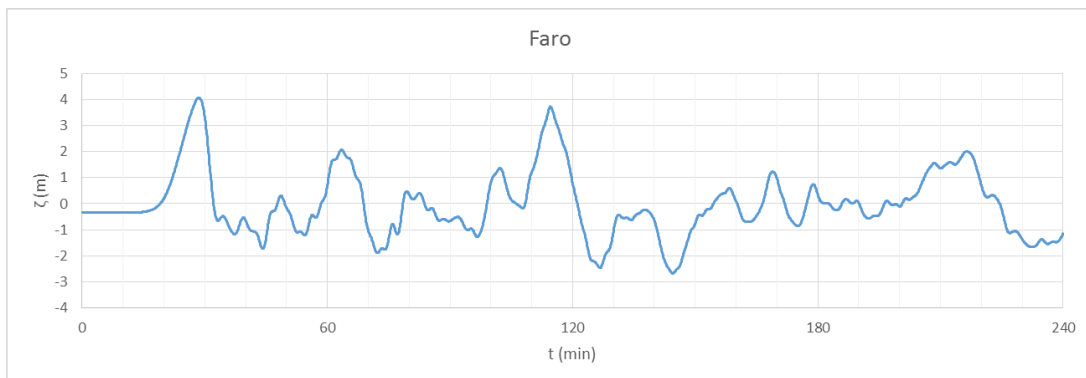


Figura 5.107 – Elevação da superfície livre registada na sonda S6, Faro.



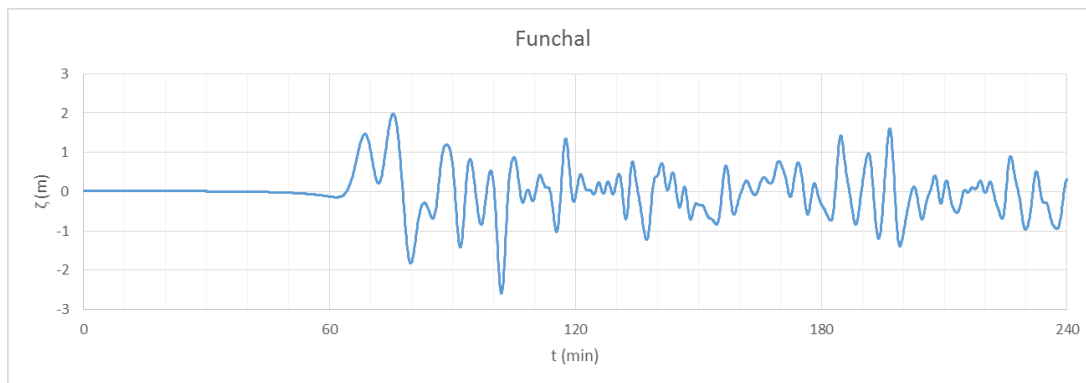


Figura 5.108 – Elevação da superfície livre registada na sonda S7, Funchal.

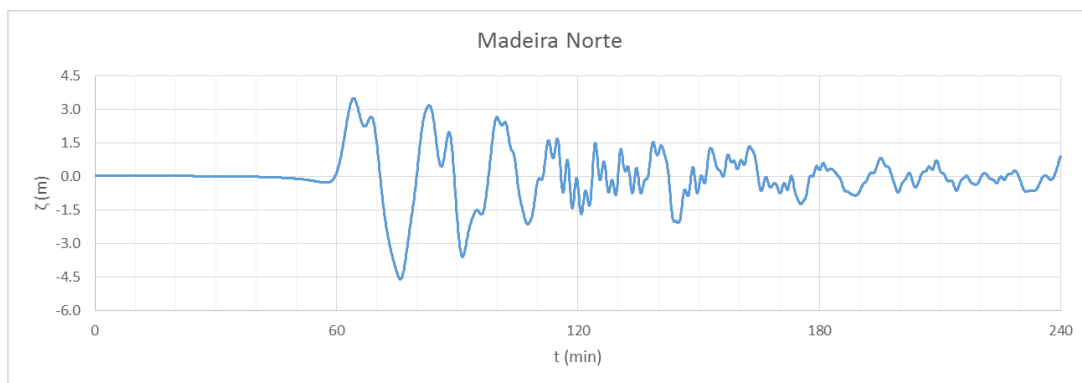


Figura 5.109 – Elevação da superfície livre registada na sonda S8, norte da ilha da Madeira.

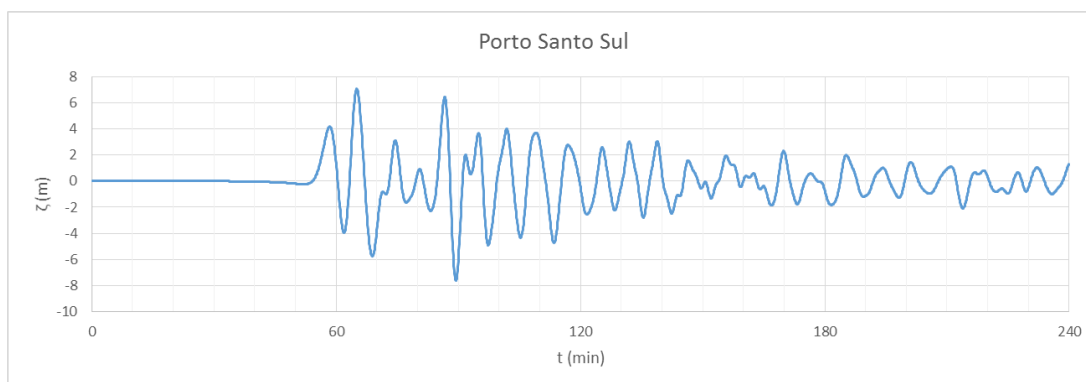


Figura 5.110 – Elevação da superfície livre registada na sonda S9, sul da ilha de Porto Santo.

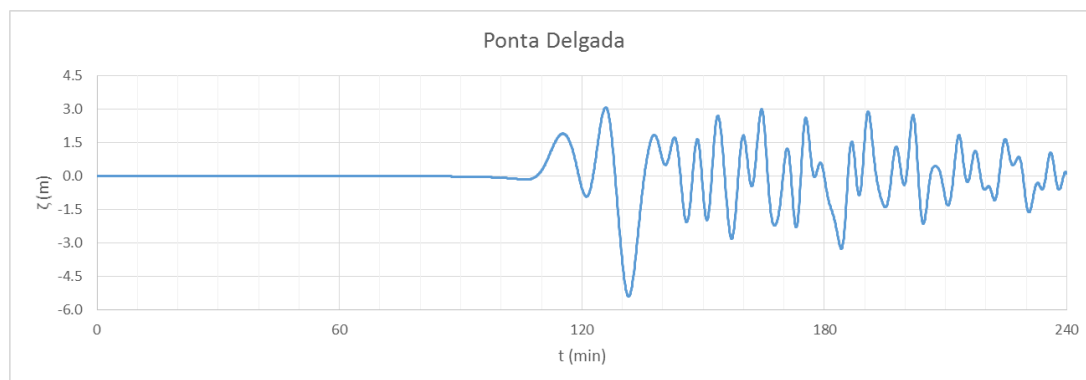


Figura 5.111 – Elevação da superfície livre registada na sonda S10, Ponta Delgada.

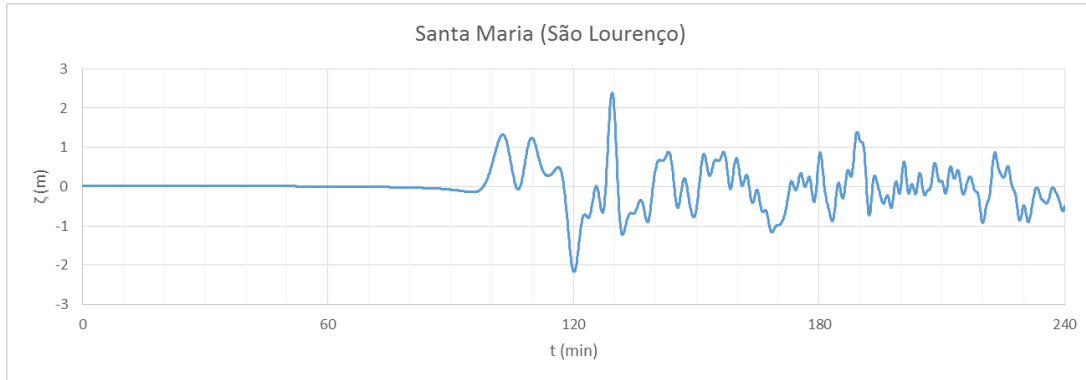


Figura 5.112 – Elevação da superfície livre registada na sonda S11, ilha de Santa Maria (São Lourenço).



Figura 5.113 – Elevação da superfície livre registada na sonda S12, ilha Terceira (Praia da Vitória).

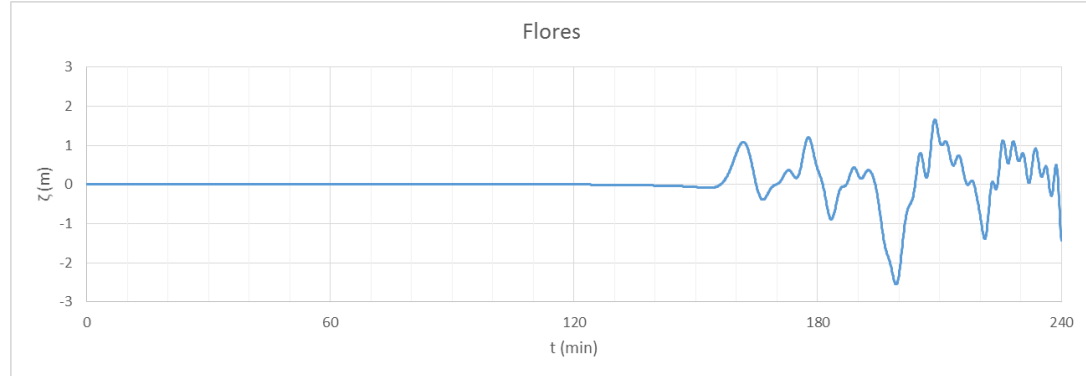


Figura 5.114 – Elevação da superfície livre registada na sonda S13, ilha das Flores.

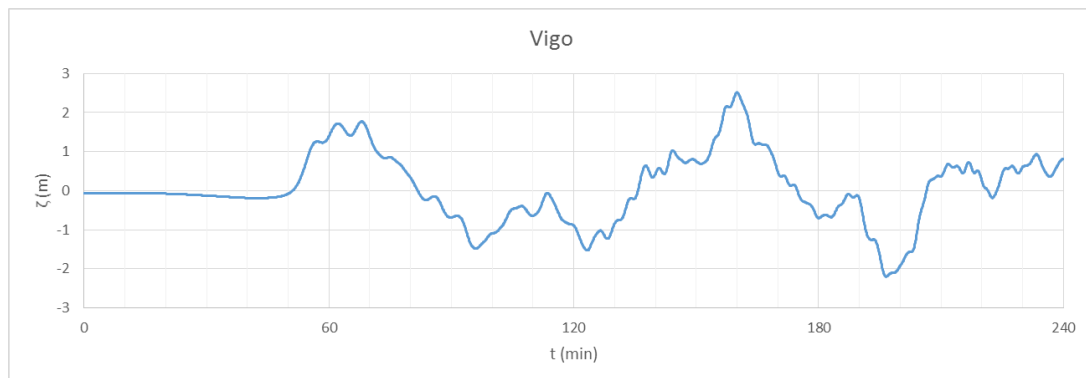


Figura 5.115 – Elevação da superfície livre registada na sonda S14, Vigo.

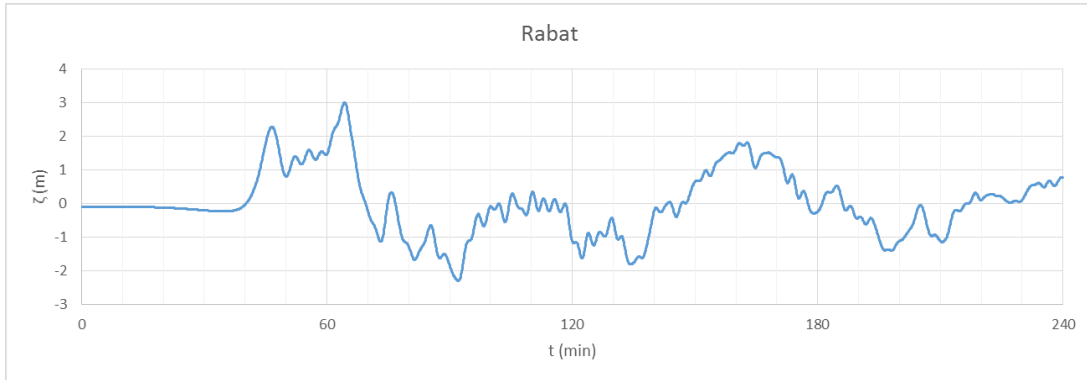


Figura 5.116 – Elevação da superfície livre registada na sonda S15, Rabat.

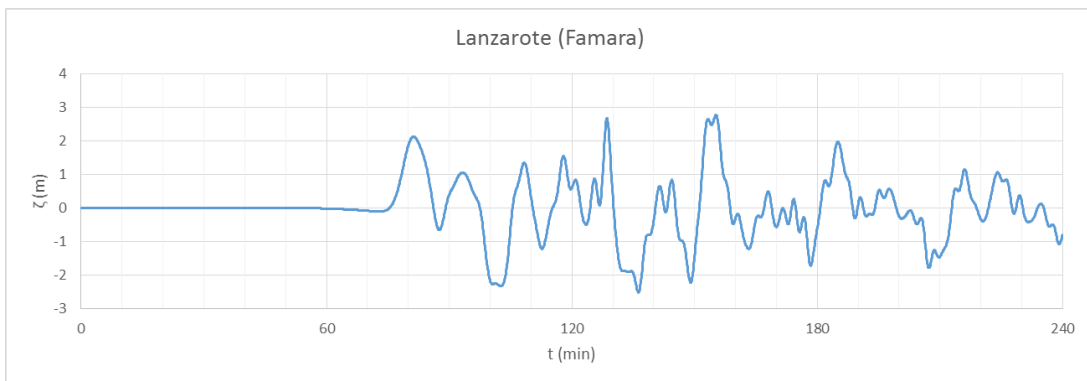


Figura 5.117 – Elevação da superfície livre registada na sonda S16, Lanzarote (Famara).

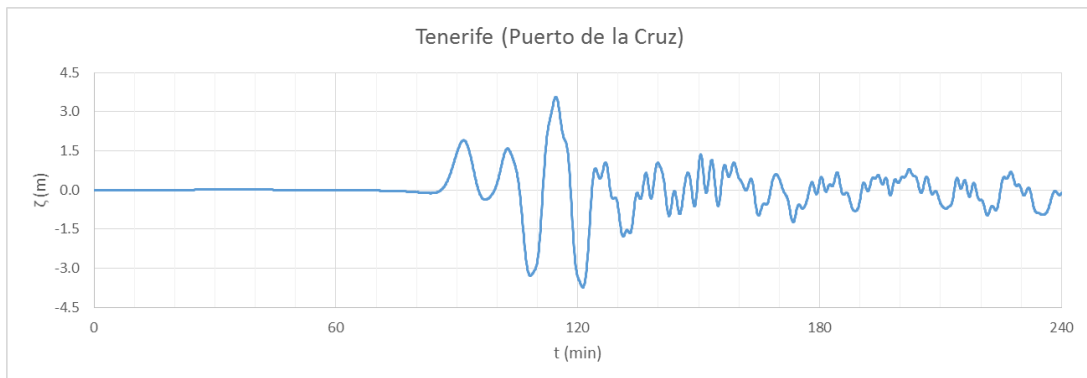


Figura 5.118 – Elevação da superfície livre registada na sonda S17, Tenerife (Puerto de la Cruz).

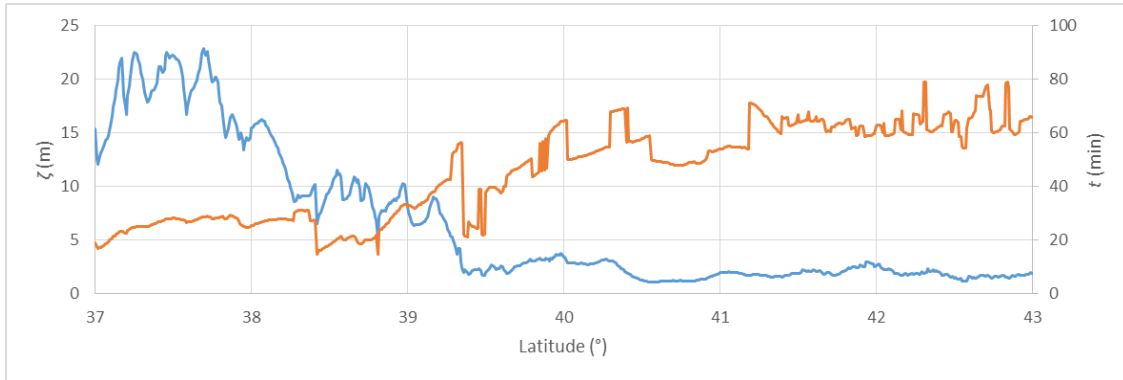


Figura 5.119 – Primeiro máximo de elevação da superfície livre registado para a isolinha de 50 m na costa oeste portuguesa para a origem 3: (—) elevação registada; (—) instante após o sismo.

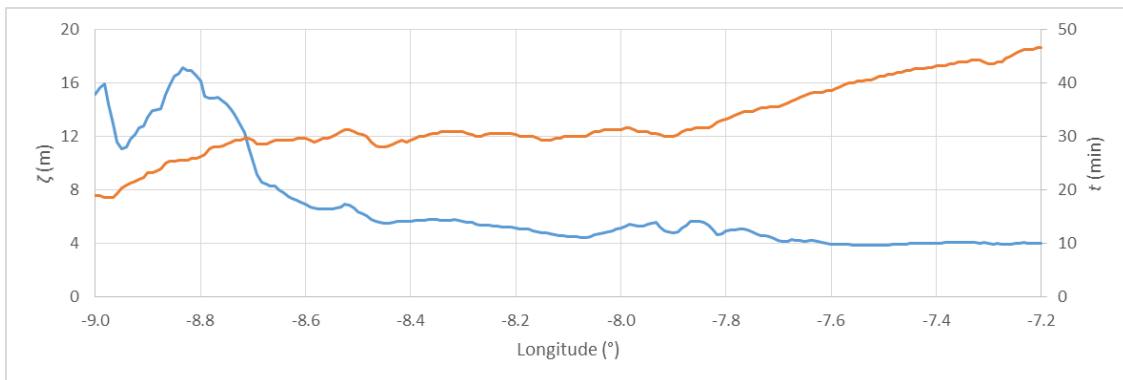


Figura 5.120 – Primeiro máximo de elevação da superfície livre registado para a isolinha de 50 m na costa sul portuguesa para a origem 3: (—) elevação registada; (—) instante após o sismo.

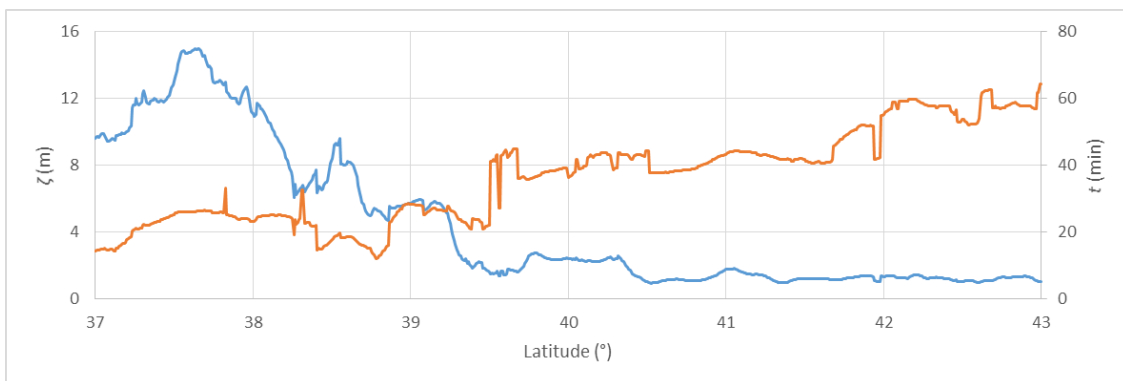


Figura 5.121 – Primeiro máximo de elevação da superfície livre registado para a isolinha de 100 m na costa oeste portuguesa para a origem 3: (—) elevação registada; (—) instante após o sismo.

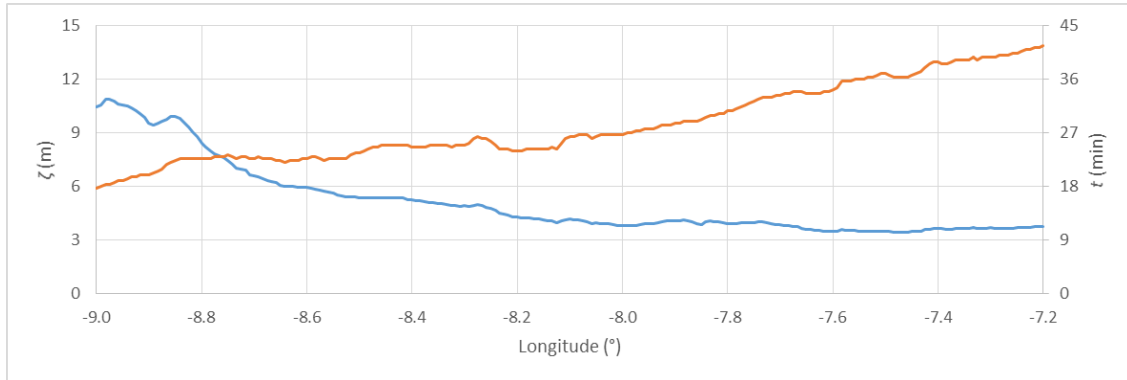


Figura 5.122 – Primeiro máximo de elevação da superfície livre registado para a isolinha de 100 m na costa sul portuguesa para a origem 3: (—) elevação registrada; (—) instante após o sismo.

### Grelha G2

A simulação sobre a grelha G2 é uma simulação aninhada com as condições fronteira de elevação da superfície livre nas fronteiras oeste e sul obtidas na simulação sobre a grelha G1. Nesta simulação considerou-se o efeito do atrito no fundo, com um coeficiente de Manning  $n = 0.033 \text{ m}^{-1/3}\cdot\text{s}$ . Foi ativada a Boia 30.

O registo dos campos de elevação da superfície livre foi efetuado em intervalos de 2 min, tendo a simulação decorrido para um período de tempo de 60 min após o sismo. Nas Figura 5.123 a 5.130 está ilustrada a propagação da onda de tsunami nalguns instantes entre  $t = 0$  e  $t = 28$  min, ilustrando claramente a configuração da crista da onda na sua propagação em direção à costa.

A série temporal obtida para a elevação da superfície livre na Boia 30, encontra-se representada no gráfico da Figura 5.131.

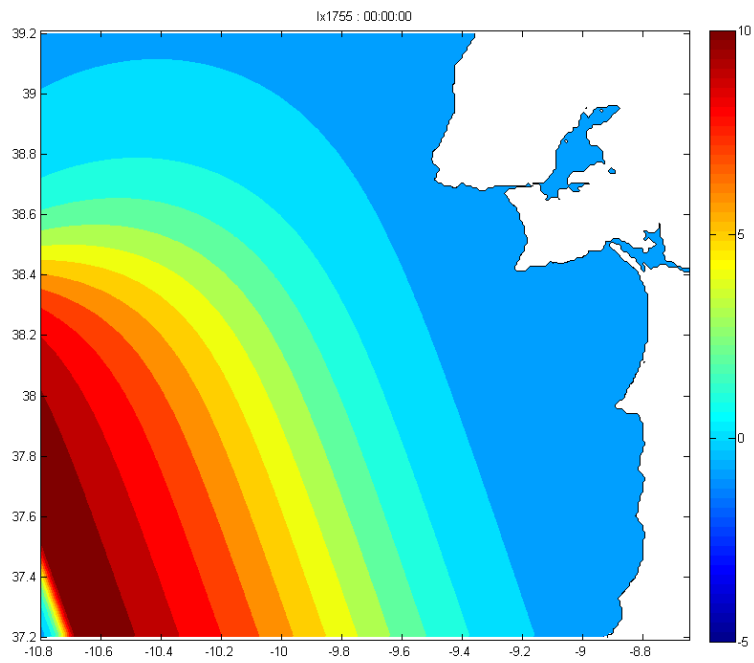


Figura 5.123 – Elevação da superfície livre no instante inicial.

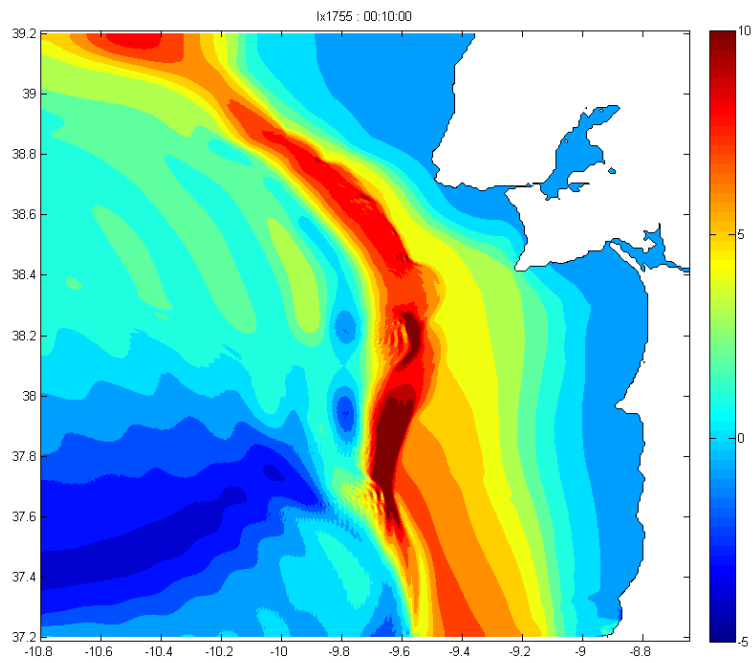
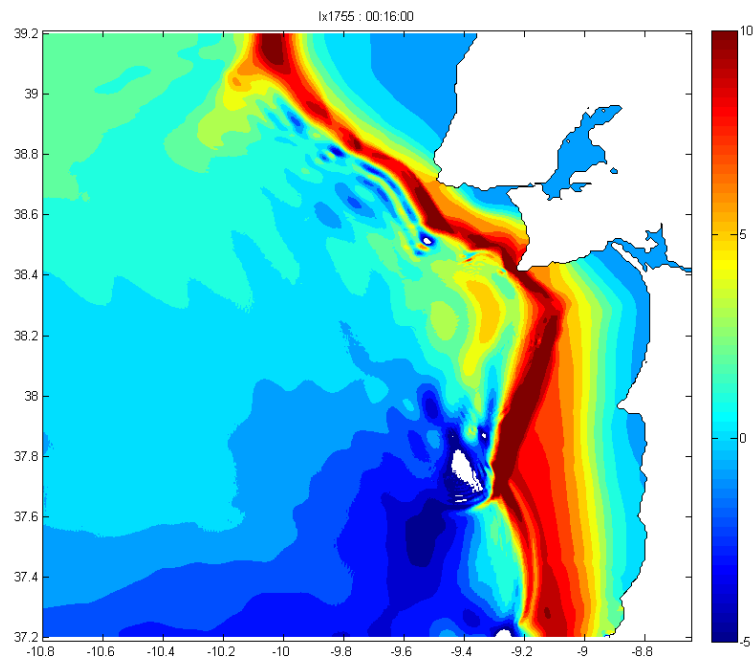
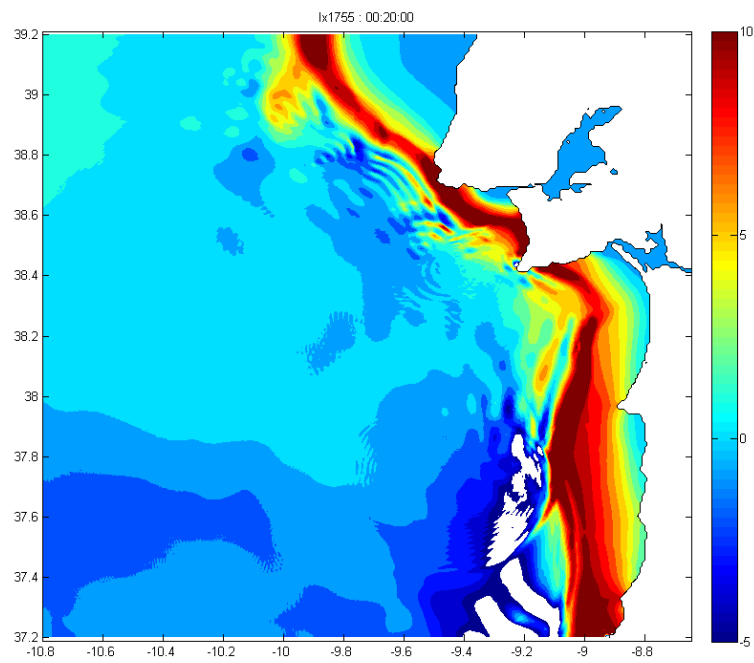


Figura 5.124 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 10$  min.

Figura 5.125 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 16$  min.Figura 5.126 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 20$  min.

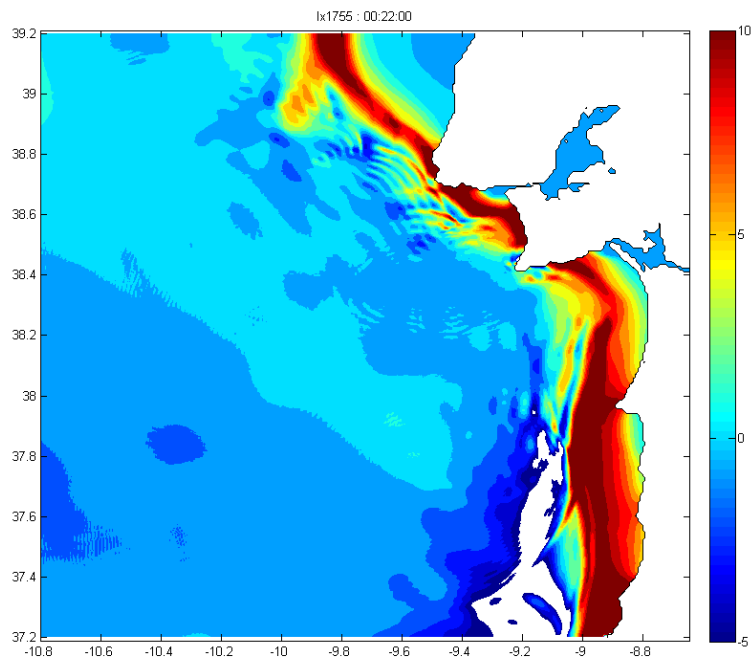


Figura 5.127 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 22$  min.

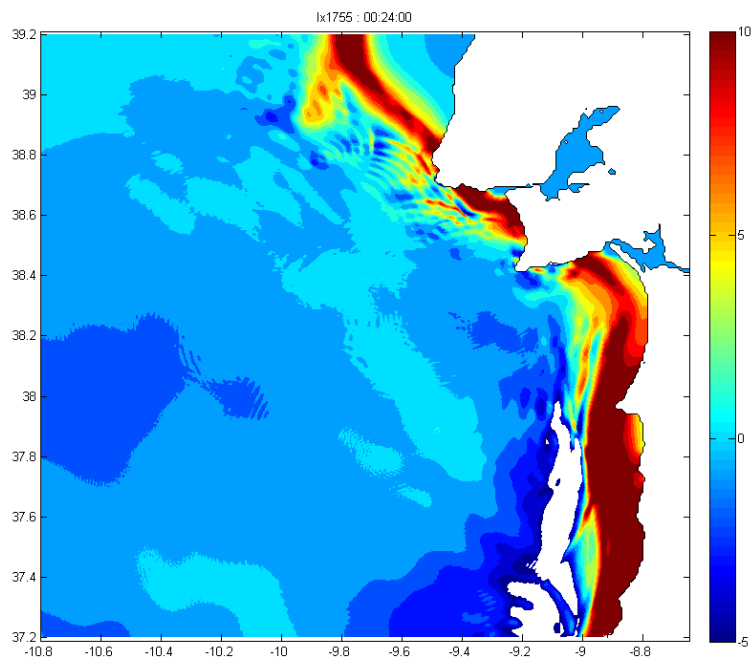
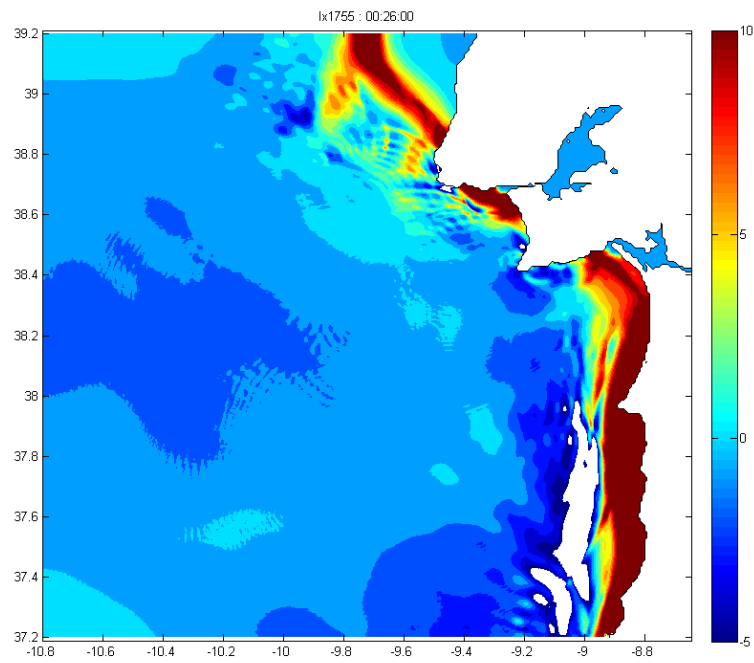
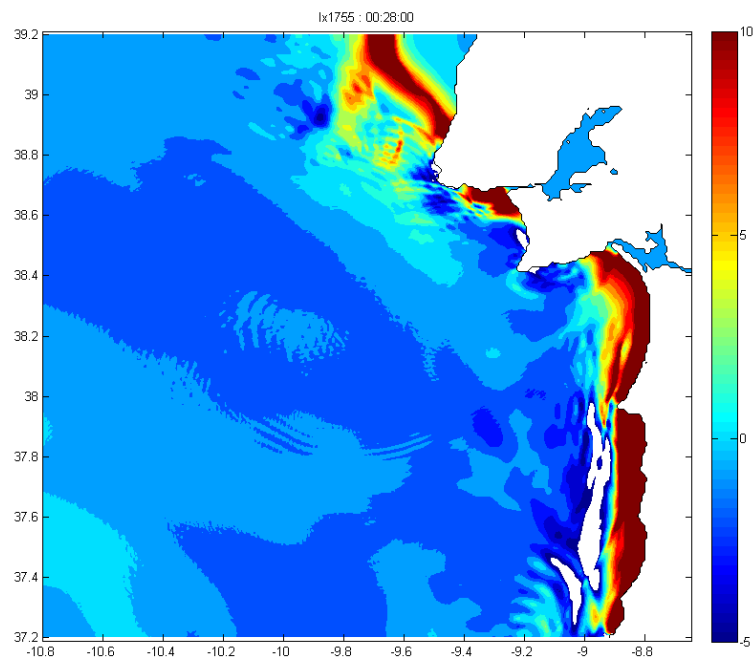


Figura 5.128 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 24$  min.



Figura 5.129 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 26$  min.Figura 5.130 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 28$  min.

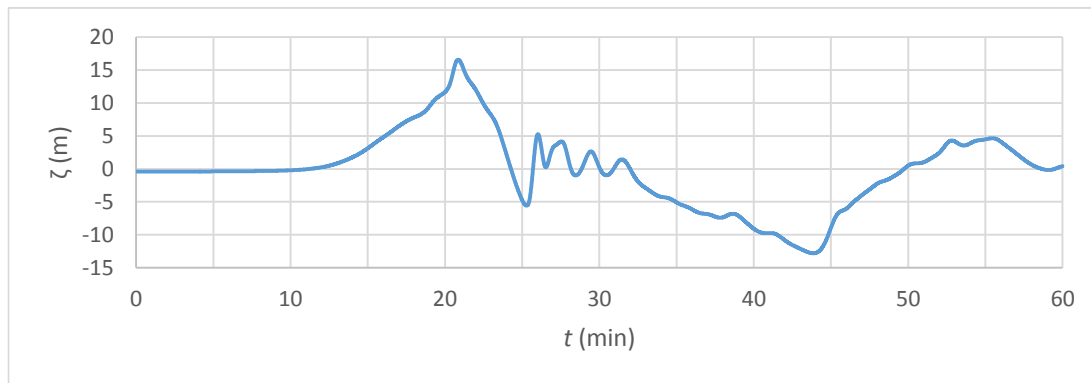


Figura 5.131 – Cenário 3. Registo da elevação da superfície livre na Boia 30.

### 5.3. PROPAGAÇÃO DO TSUNAMI NO ESTUÁRIO DO TEJO (CENÁRIO 2)

A propagação do tsunami no interior do estuário do Tejo, sobre a grelha G3, apenas foi realizada para o Cenário 2. Não sendo o cenário mais provável, optou-se pela sua consideração dada a semelhança entre o registo da Boia 30 para este caso e uma onda do tipo-N.

A condição inicial foi o repouso, nível médio do mar e velocidades nulas. A condição fronteira de elevação da superfície corresponde à série temporal de uma onda de tsunami incidente, normal à fronteira W (considerando um eixo fictício W–E alinhado com o eixo  $OX$  da malha G3, ver Figura 5.5).

A onda incidente é uma onda tipo-N obtida a partir do registo da Boia 30, para o Cenário 2 (ver Figura 5.132). Para o efeito, procedeu-se ao ajuste pesado de um polinómio de grau 10, ao sinal da sonda após o primeiro pico, eliminando as componentes de elevada frequência do registo<sup>3</sup> (ver Figura 5.133). Foi considerada a dissipação de energia devida ao atrito, à dissipação turbulenta e à rebentação. Foi adotado um coeficiente de Manning  $n = 0.033 \text{ m}^{-1/3} \cdot \text{s}$ , e um coeficiente de viscosidade turbulenta horizontal constante  $\nu_T = 1.0 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . A simulação foi feita para um período de 90 min (com um desfasamento de 24 s em relação ao registo da Boia 30).

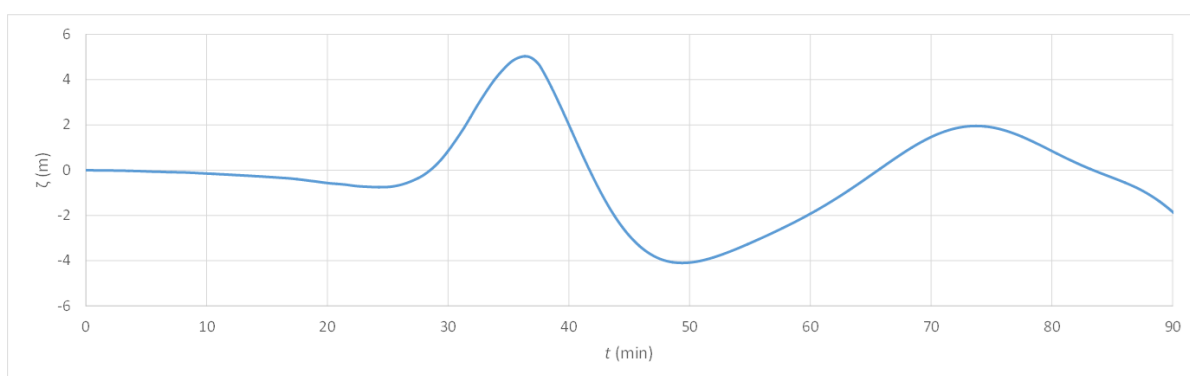


Figura 5.132 – Condição fronteira. Onda incidente do tipo-N na embocadura do Tejo.

<sup>3</sup> Avilez-Valente. Comunicação privada.

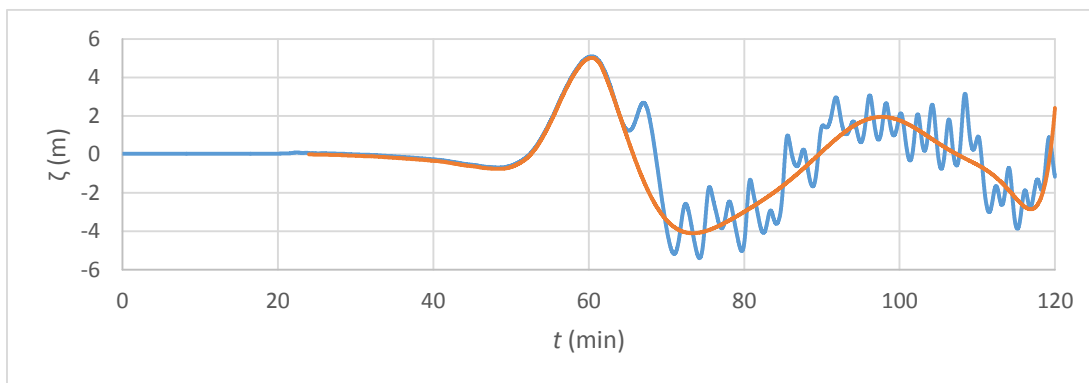


Figura 5.133 – Processo de obtenção da onda do tipo-N. (—) onda tipo-N; (—) registro da Boia 30 no Cenário 2.

Foram colocadas 4 sondas numéricas ao longo do trajeto da onda para monitorizar a sua propagação ao longo do estuário. A localização das sondas está descrita na Tabela 5.5 e na Figura 5.134. A sonda ST2 encontra-se praticamente em frente ao Terreiro do Paço (Lisboa).

Tabela 5.5 – Coordenadas das sondas colocadas no estuário do Tejo (sistema PT-TM06/ETRS89).

Sondas	ST 1	ST 2	ST 3	ST 4
$x$ (m)	-102 952	-96 190	-82 951	-73 927
$y$ (m)	-112 027	-108 680	-107 563	-89 588

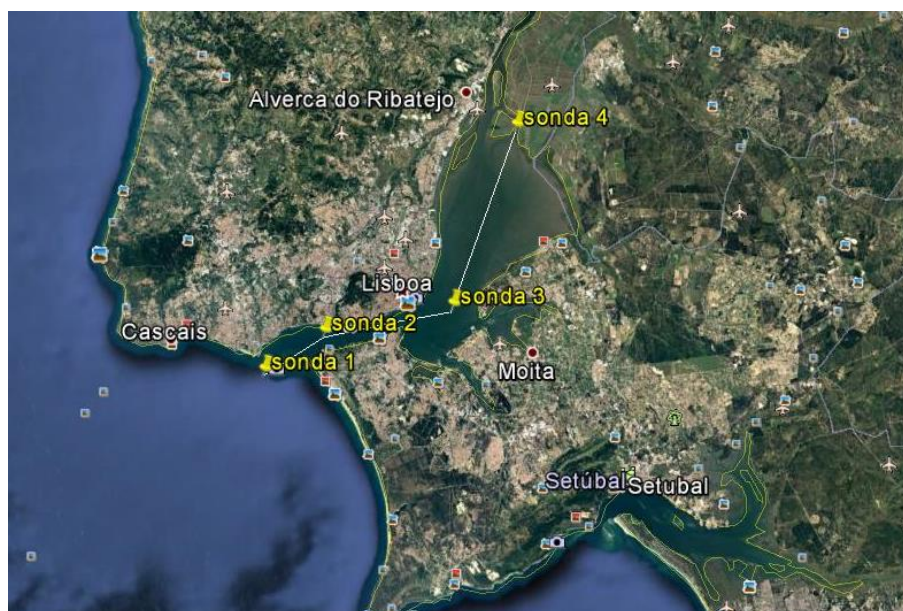


Figura 5.134 – Localização das sondas numéricas colocadas no estuário do Tejo (Fonte: Google Earth).

As Figura 5.135 a 5.137 apresentam a evolução temporal da elevação da superfície livre nas sondas ST1, ST2 e ST3, respetivamente. A sonda ST4 não registou qualquer alteração do nível da água, pelo que não se encontra representada.

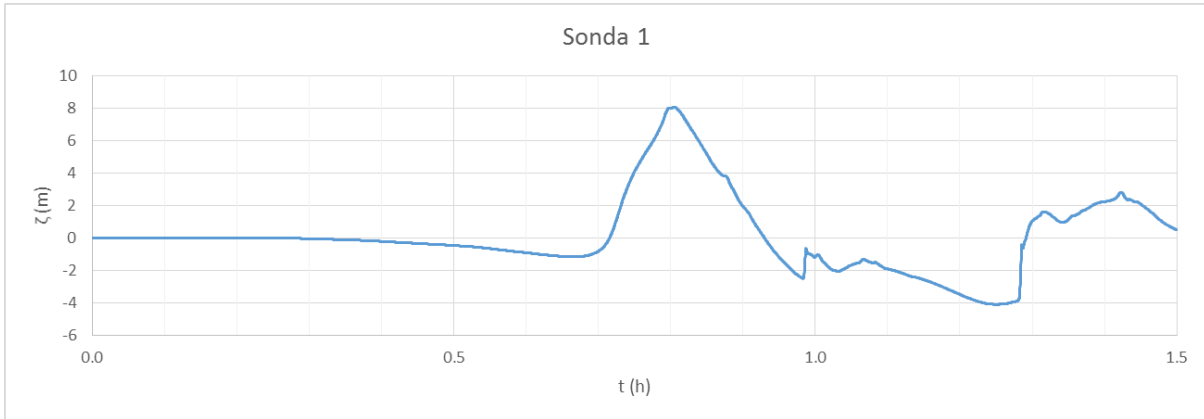


Figura 5.135 – Elevação da superfície livre registada na sonda ST1.

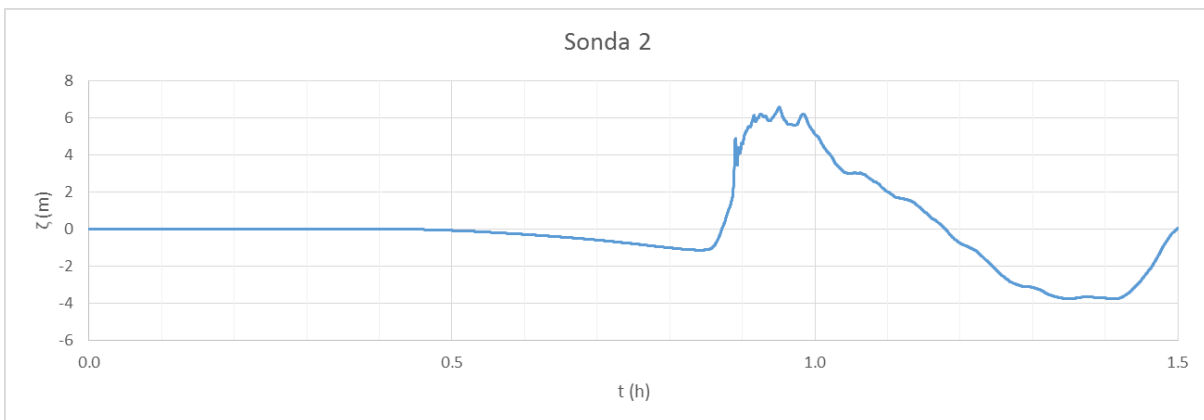


Figura 5.136 – Elevação da superfície livre registada na sonda ST2.

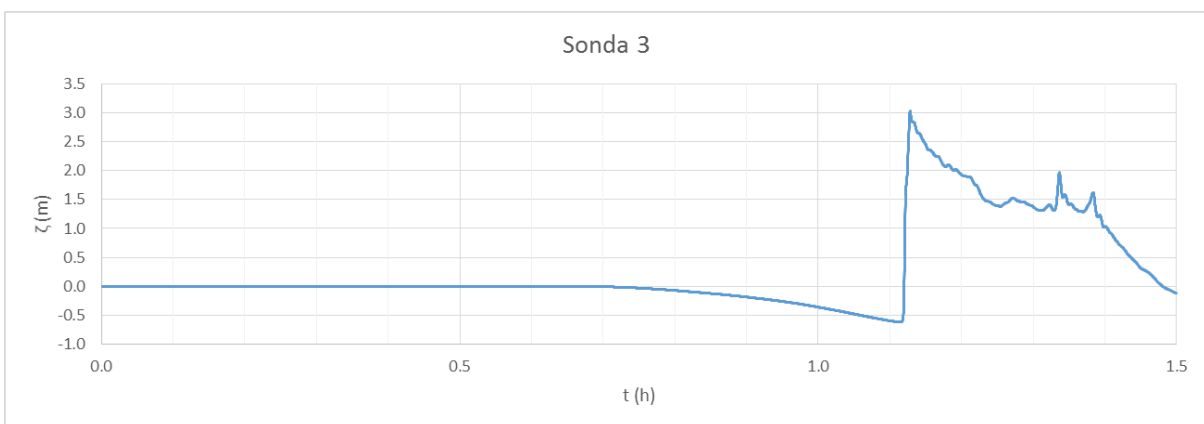


Figura 5.137 – Elevação da superfície livre registada na sonda ST3.

Os registos das sondas ST1 e ST2 apresentam para Cascais e Lisboa valores máximos da elevação da superfície livre na ordem dos 6–8 m, concordantes com os registos históricos para este tsunami (ver Tabela 2.2). Verifica-se que a onda do tsunami aumenta a sua elevação da superfície em cerca de 2 m ao entrar na embocadura do Tejo (ver Figura 5.135), diminuindo novamente conforme se propaga e a onda toma uma forma mais distendida (ver Figura 5.136). De notar a frente de onda quase vertical registada pela sonda ST3, num ponto em que a elevação da superfície livre da onda diminui para cerca de metade da registada pela sonda ST2, em virtude de fenómenos de difração associados ao alargamento do canal ao penetrar no estuário.

O registo dos campos de elevação da superfície livre foi efetuado em intervalos de 2 min. Nas Figura 5.138 a 5.149 está ilustrada a propagação da onda de tsunami nalguns instantes considerados de interesse entre  $t = 0$  e  $t = 66$  min após o início da simulação. Os restantes instantes são apresentados no Anexo B.

É interessante registar a chegada da onda à zona da Costa de Caparica cerca do instante  $t = 50$  min e observar a penetração da mesma cerca de 2 km para o interior (ver Figura 5.142 a 5.149). Cerca do instante  $t = 64$  min, a frente de onda atinge a zona do Terreiro do Paço, sendo visíveis elevações da superfície livre de cerca de 5 m (ver Figura 5.148). Posteriormente, e em virtude do alargamento do estuário, a onda de tsunami sofre o efeito da difração, diminuindo a elevação da superfície de onda para cerca de metade do valor anteriormente alcançado (ver Figura 5.149), o que faz com que os efeitos do tsunami noutras localidades do distrito de Lisboa sejam muito menores do que os sentidos na capital.

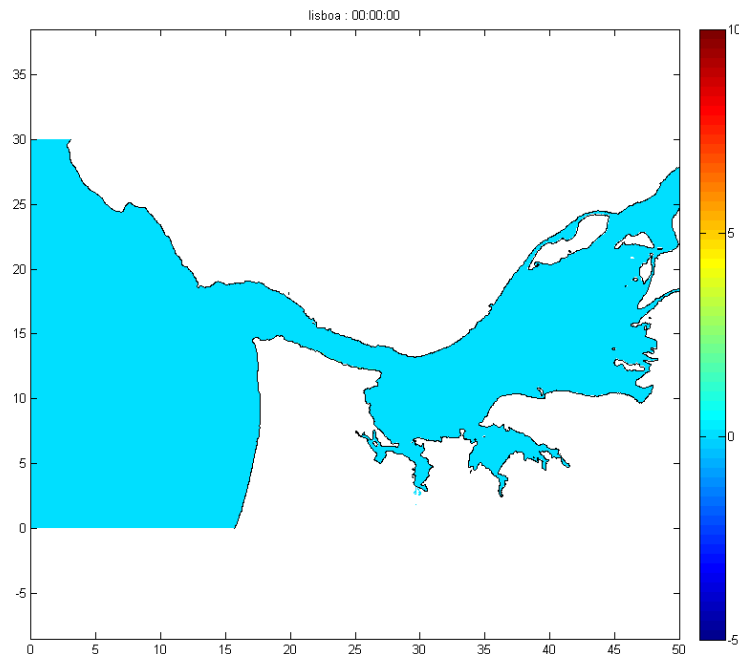


Figura 5.138 – Elevação da superfície livre no instante inicial.

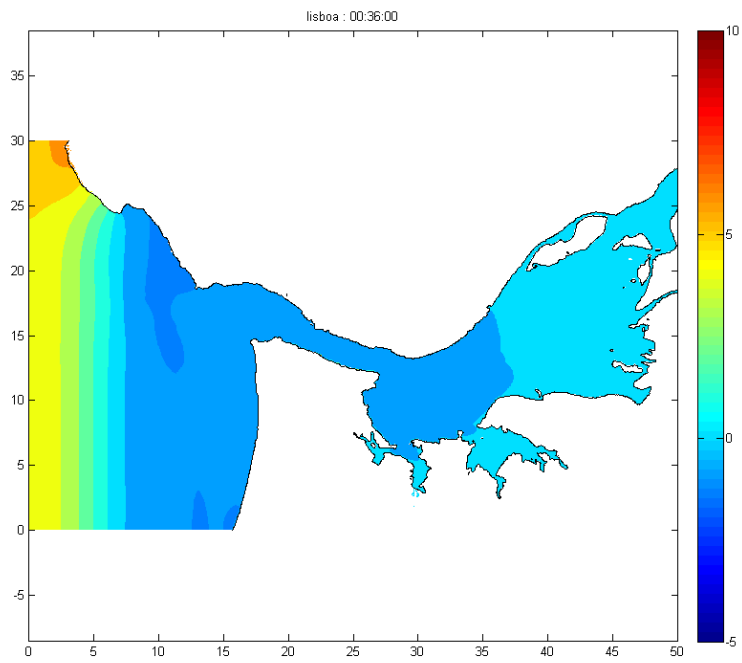


Figura 5.139 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 36$  min.

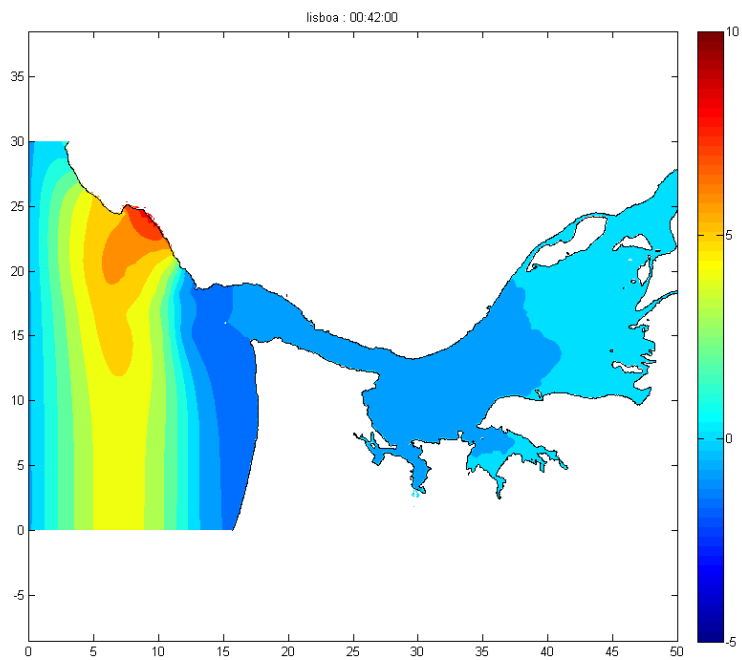
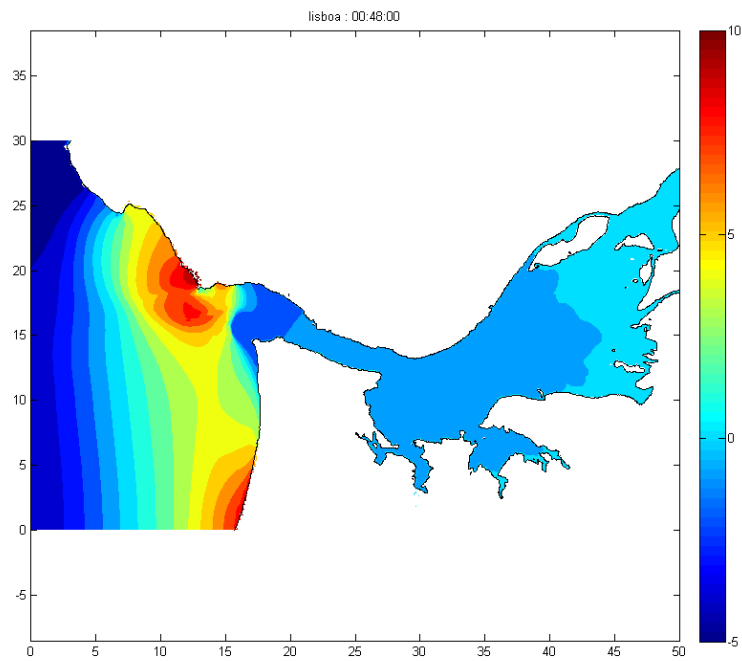
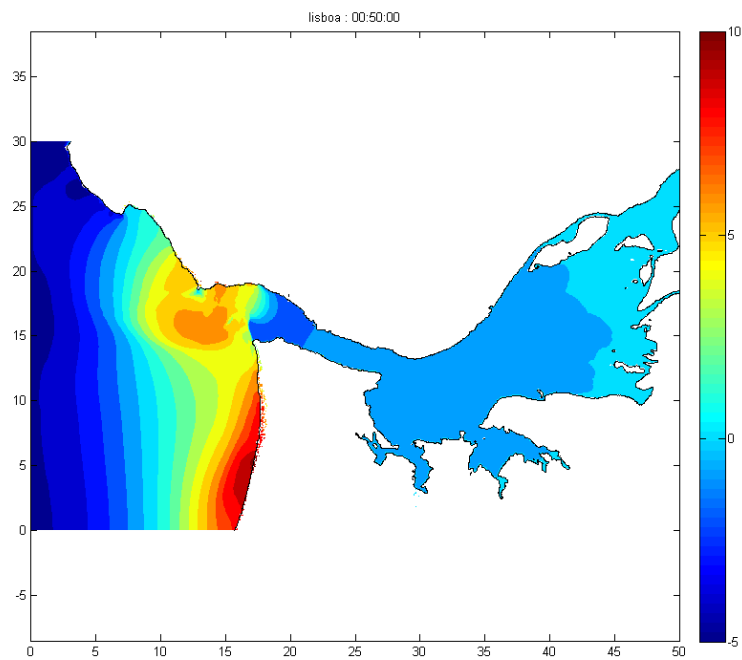


Figura 5.140 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 42$  min.

Figura 5.141 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 48$  min.Figura 5.142 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 50$  min.

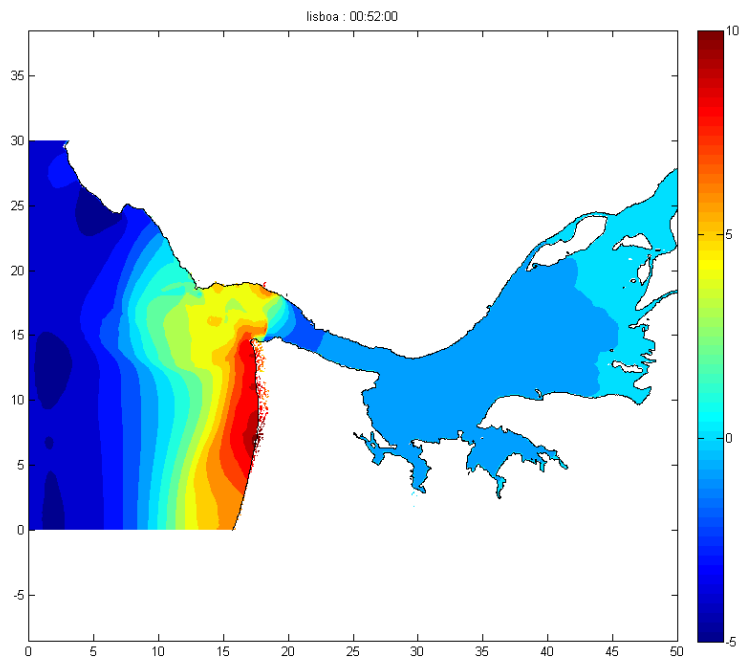


Figura 5.143 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 52$  min.

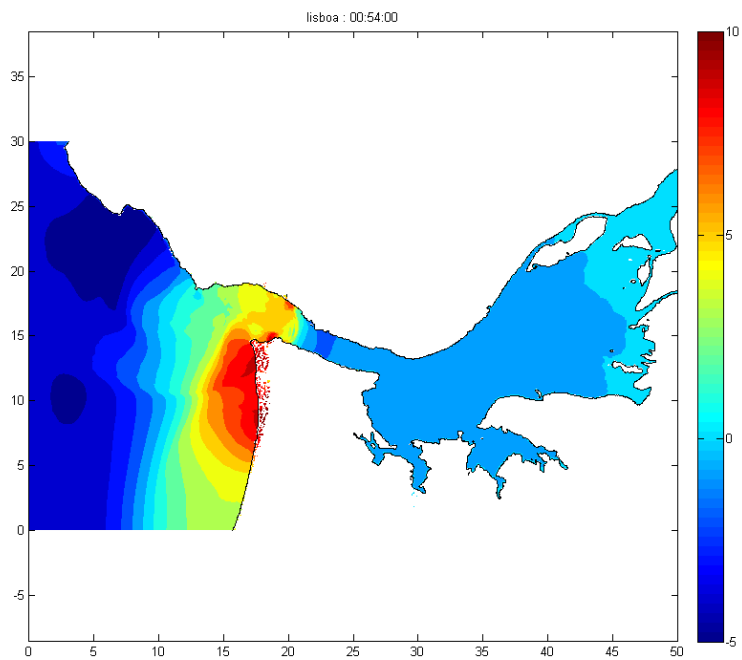
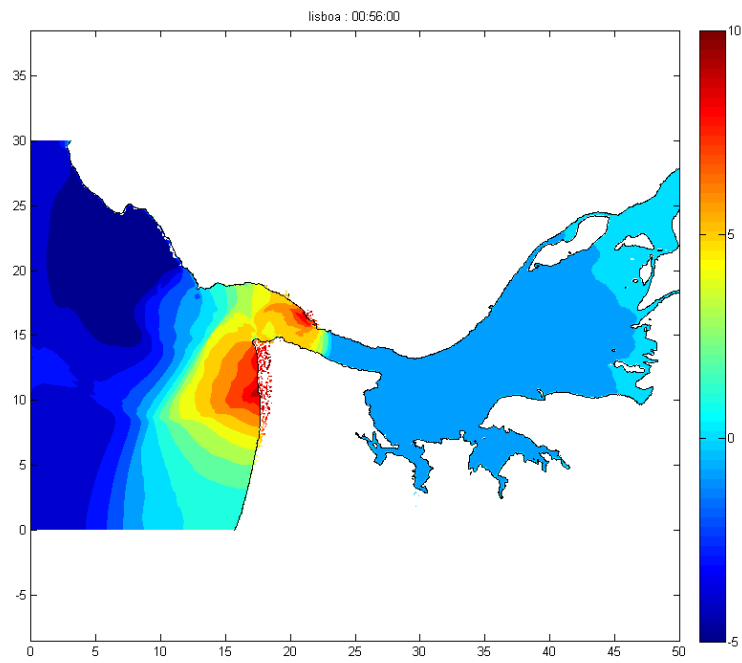
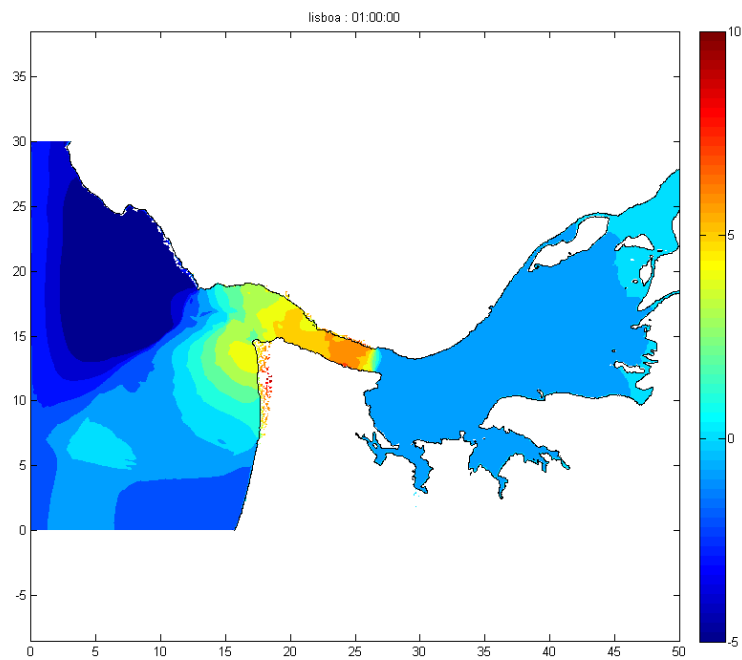


Figura 5.144 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 54$  min.



Figura 5.145 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 56$  min.Figura 5.146 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 60$  min.

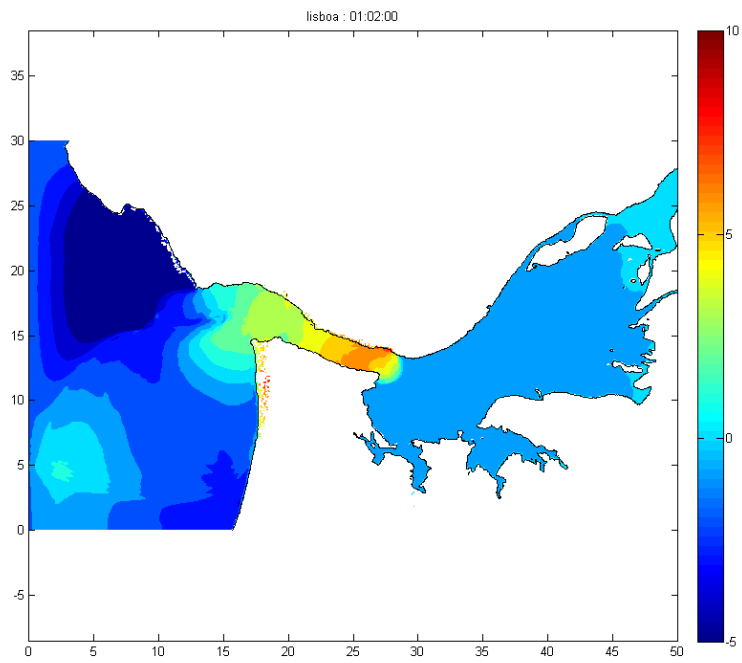


Figura 5.147 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 62$  min.

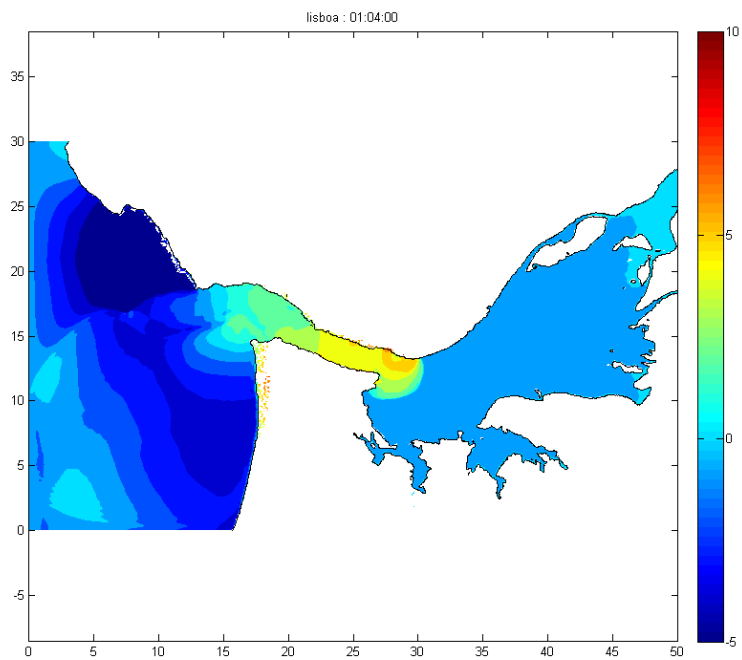


Figura 5.148 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 64$  min.

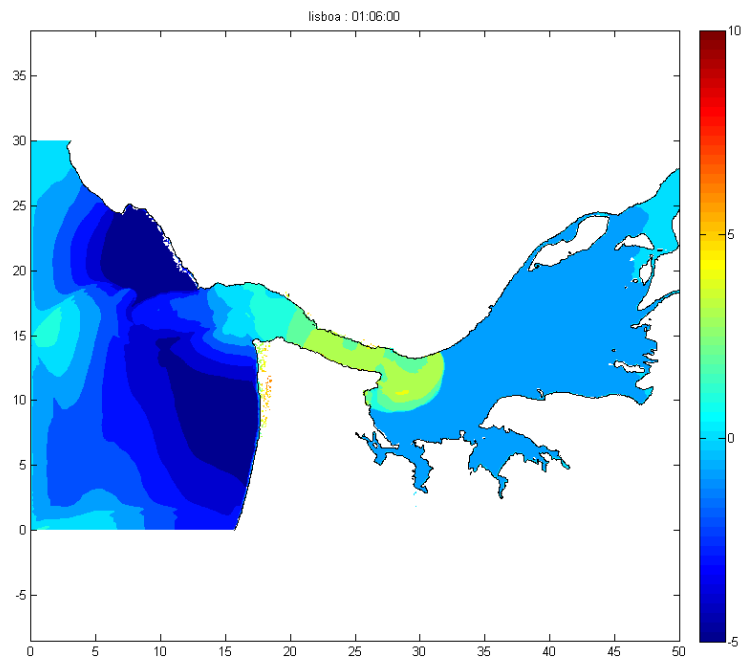


Figura 5.149 – Elevação da superfície livre no instante  $t = 66$  min.



## 6

**CONCLUSÕES E DESENVOLVIMENTOS FUTUROS****6.1. CONCLUSÃO**

O objetivo da presente dissertação era fazer a simulação numérica do tsunami de Lisboa de 1755, de forma a poder estudar a sua propagação até à costa e a sua interação com a mesma, nomeadamente na zona do estuário do Tejo. Para tal recorreu-se ao SWASH, um programa *open source* que num modelo de propagação de ondas não lineares e dispersivas que permite simular a propagação e transformação das ondas desde o largo até à costa.

Após uma breve pesquisa bibliográfica do tsunami a estudar e do modelo numérico a aplicar, foi feita a sua validação, através de uma simulação com o SWASH da experiência de Monai Valley e, posteriormente, fazendo uma análise comparativa dos resultados obtidos com os resultados da experiência laboratorial apresentados por Matsuyama e Tanaka (2001). A comparação revelou a aplicabilidade deste modelo em casos de estudo de tsunamis e permitiu uma primeira abordagem ao funcionamento do modelo, aos seus parâmetros físicos e numéricos, à definição de domínios computacionais, ao esquema de *input* do modelo, aos ficheiros de *output*, etc. Foi feita uma tentativa de reprodução dos resultados da experiência à escala real, recorrendo a uma semelhança de Froude e introduzindo dissipação turbulenta. Esta tentativa não resultou, embora tivessem sido testados três valores diferentes para o coeficiente de viscosidade turbulenta. Em qualquer dos casos verificou-se instabilidade numérica, nunca tendo sido possível manter a simulação durante um tempo que fosse equivalente ao da experiência à escala reduzida.

Uma vez validado o modelo, foram então realizadas as simulações correspondentes a três diferentes cenários para o sismo que deu origem ao tsunami de Lisboa de 1755. Estes cenários foram baseados nos trabalhos de Barkan et al. (2009) e Grilli e Grilli (2011). O cenário 1 do sismo estudado confirmou a potencialidade desta origem como a mais provável de ter originado o tsunami de Lisboa de 1755. De facto, os resultados obtidos nas séries temporais da elevação da superfície livre da onda nas várias sondas numéricas vão de encontro aos registos históricos descritos na literatura. No que respeita ao cenário 2, este confirma o atraso na chegada da primeira onda à costa, devido à distância epicentro–costa. O tsunami atinge a costa mais tarde, no entanto as elevações da superfície livre registadas são superiores aos registos efetuados para o cenário 1, o que revela que a presença de elementos como o Banco de Gorringe, os montes submarinos e a crista de Madeira–Tore, apesar de promoverem a dispersão da onda de tsunami, não servem de barreira à propagação da mesma. No entanto, este cenário é excluído da hipótese de ter originado o tsunami de Lisboa, uma vez que os registos temporais mostram um tempo de propagação bastante superior aos dos registos históricos. O cenário 3, por sua vez, é o que origina valores mais elevados, no geral, da elevação da superfície livre de onda ao longo da costa portuguesa — considerando-o um potencial gerador do evento de 1755 —, no entanto os valores da elevação da

superfície livre no território insular não são tão promissores, quando comparados com os registos históricos, como o cenário 1.

Ressalva-se no entanto que as conclusões acima resultaram de três cenários em que o ângulo *strike* foi sempre o mesmo. Uma direção de *strike* diferente para o cenário 3, poderia eventualmente alterar os registos das sondas numéricas para um cenário que tivesse um epicentro coincidente com o epicentro do cenário 3.

O trabalho desenvolvido permitiu também evidenciar a rapidez do cálculo computacional, e a fácil compreensão e interpretação dos ficheiros de resultados produzidos pelo SWASH. No entanto, alguns aspetos da aplicação do SWASH à propagação de ondas de tsunami são relativamente complexos.

O método de aninhamento de malhas com transmissão de informação num só sentido (da malha de baixa resolução para a malha de elevada resolução) não é o mais conveniente para este tipo de problemas, pela possibilidade de os valores das variáveis calculadas na fronteira do domínio aninhado poderem já estar contaminados pela reflexão da onda de tsunami na costa. Seria preferível, neste caso, a utilização de um modelo com discretização por elementos finitos, em que a zona de interesse estaria discretizada localmente com uma maior resolução. De igual forma, o aninhamento pode ser problemático se a fronteira atravessar zonas de grandes variações batimétricas, como o sistema de canhões de Lisboa–Setúbal.

Outra complicação encontrada ao longo das simulações foi o facto de as condições fronteira não funcionarem corretamente para fronteiras de radiação. Verifica-se para algumas destas fronteiras a reflexão da onda.

O esquema dispersivo do SWASH é baseado numa distribuição não hidrostática da pressão, obtida pela integração analítica da equação da componente vertical da quantidade de movimento. A precisão deste esquema aumenta quando o domínio vertical é discretizado em mais do que uma camada. Verificou-se que neste tipo de problemas, e para domínios de grandes dimensões, o SWASH não converge quando se usa mais do que uma camada vertical. Por essa razão o estudo atual ficou limitado ao uso de uma única camada.

A versão atual do SWASH apresenta também limitações quando utilizada em processadores paralelos. Verificou-se que o modelo não processa, em modo paralelo, grelhas com dimensão superior a  $400 \times 400$  nós.

## 6.2. DESENVOLVIMENTOS FUTUROS

O SWASH tem potencial elevado para a análise de problemas de circulação oceânica e de propagação de ondas. Sendo assim, poderá ser uma boa ferramenta para estudo da geração, propagação e impacto de tsunamis. O trabalho desenvolvido teve muitas limitações a nível de escolha e imposição das condições fronteira, tanto na grelha oceânica como na grelha aninhada, e também na grelha cartesiana. A pouca experiência com este tipo de modelos e a inexistência na literatura de outros casos de utilização do SWASH para o estudo de tsunamis (à exceção do caso de Monai Valley, à escala laboratorial) complicou e atrasou bastante o desenvolvimento do caso em estudo. A fase de compreensão do seu funcionamento foi muito morosa, impedindo uma análise mais pormenorizada dos próprios resultados.

Para estudos futuros propõe-se uma análise de mais cenários de sismos, tanto na localização do epicentro como nas características do próprio sismo em termos de *strike*, *slip* e dimensões da falha. Para além disso, dever-se-á estudar a influência do nível da maré na propagação do tsunami sobre a plataforma continental.

No estudo atual apenas foi estudada a propagação da onda de tsunami no interior do estuário para um dos cenários. Tal deveu-se a limitações temporais próprias de um trabalho de mestrado. Trabalhos futuros deverão incluir a análise da propagação do tsunami no interior do estuário para os outros cenários. É importante, no entanto, que o SWASH passe a dispor de condições fronteira do tipo geração–radiação a funcionar corretamente que permitam a saída do domínio computacional das ondas refletidas na costa.

Propõe-se também, em trabalhos futuros, a utilização de um modelo digital do terreno da cidade de Lisboa que permita uma análise correta das áreas de inundação.

Finalmente, as limitações atualmente encontradas em termos de processamento paralelo e de número de camadas verticais do SWASH terão de ser resolvidas para o tornar uma ferramenta eficiente e conveniente para a análise de ondas de tsunami.





## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abe, K. (1979). *Size of great earthquakes of 1837–1974 inferred from tsunami data*. Journal of Geophysical Research 84:1561–1568.
- Ambraseys, N.N. (1962). *Data for the investigation of the seismic sea-waves in the Eastern Mediterranean*. Bulletin of the Seismological Society of America 52:895–913.
- ANE (2106). *Mapa placas tectónicas*. Associação Nova Escola. <http://acervo.novaescola.org.br/>. Acedido em Julho de 2016.
- Avilez-Valente, P. (2000). *Métodos de Elementos Finitos para a Modelação a Uma e Duas Dimensões Horizontais da Propagação de Ondas de Gravidade em Engenharia Costeira*. Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra.
- Baptista, M.A., Heitor, S., Miranda, J.M., Miranda, P., Mendes Victor, L. (1998a). *The 1755 Lisbon tsunami; evaluation of the tsunami parameters*. Journal of Geodynamics 25:143–157.
- Baptista, M.A., Miranda, P.M.A., Miranda, J.M., 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*. Journal of Geodynamics 25:159–174.
- Baptista, M., Miranda, J. (2009). *Revision of the Portuguese catalog of tsunamis*. Natural Hazards Earth System Science 9:25–42.
- Baptista, M., Omira, R., Matias, L., Miranda, J., Annunziato, A., Carrilho, F., Kaabouben F. (2011). *On the need for a tsunami warning system in the north east atlantic area (Gulf of Cadiz)*. In *The Tsunami Threat – Research and Technology*, Mörner N-A (Ed.). INTECH, 13–28.
- Baptista, M.A., Miranda, J.M., Batló, J. (2014). *The 1531 Lisbon earthquake: a tsunami in the Tagus estuary?* Bulletin of the Seismological Society of America 104:2149–2161.
- Barkan, R., Brink, U.S., Lin, J. (2009). *Far field tsunami simulations of the 1755 Lisbon earthquake: implications for tsunami hazard to the U.S. East Coast and the Caribbean*. Marine Geology 264:109–122.

- Beauducel, F. (2009). *Okada: Surface deformation due to a finite rectangular source*. Mathworks. <https://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/>. Acedido em Abril de 2016.
- Becker, J.J., Sandwell, D.T., Smith, W.H.F., Braud, J., Binder, B., Depner, J., Fabre, D., Factor, J., Ingalls, S., Kim, S.-H., Ladner, R., Marks, K., Nelson, S., Pharaoh, A., Trimmer, R., Von Rosenberg, J., Wallace, G., Weatherall, P. (2009). *Global bathymetry and elevation data at 30 arc seconds resolution: SRTM30\_PLUS*. *Marine Geodesy* 32:355–371.
- Begét, J.E. (2000). Volcanic tsunamis. In *Encyclopedia of volcanoes*, 1005–1013, Academic Press, New York.
- Bergeron, A., Bonnin, J. (1991). *The deep structure of Gorrington Bank (NE Atlantic) and its surrounding area*. *Geophysical Journal International* 105:491–502.
- BM (2016). *The eruption of Krakatoa, August 27, 1883*. Commonwealth of Australia 2016, Bureau of Meteorology. <http://www.bom.gov.au/tsunami/history/1883.shtml>. Acedido em Julho de 2016.
- Eaton, J.P., Richter, D.H., Ault, W.U., (1961). *The tsunami of May 23, 1960 on the island of Hawaii*, *Bulletin of the Seismological Society of America* 51:135–157.
- Elmore, W.C., Heald, M.A. (1985). *Physics of Waves*. Dover Publications, New York.
- Evenden, G.I. (1990). *Cartographic Projection Procedures for the UNIX Environment—A User's Manual*. Open-File Report 90-284. U.S. Geological Survey.
- Grandin, R., Borges, J.F., Bezzeghoud, M., Caldeira, B., Carrilho, F. (2007). *Simulations of strong ground motion in SW Iberia for the 1969 February 28 ( $M_s=8.0$ ) and the 1755 November 1 ( $M \sim 8.5$ ) earthquakes — I. Velocity model. II. Strong ground motion simulations*. *Geophysical Journal International* 171:807–822.
- Grilli, S.T., Vogelmann, S., Watts, P. (2002). *Development of a 3D numerical wave tank for modelling tsunami generation by underwater landslides*. *Engineering Analysis with Boundary Elements* 26:301–313.
- Grilli, A.R., Grilli, S.T. (2011). *Modeling of Tsunami Generation, Propagation and Regional Impact along the Upper US East Coast from the Azores Convergence Zone*. Department of Ocean Engineering, University of Rhode Island, Newark.
- 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.
- Gutscher, M.A., Baptista, M.A., Miranda, J.M. (2006). *The Gibraltar Arc seismogenic zone: Part 2. Constraints on a shallow east dipping fault plane source for the 1755 Lisbon earthquake provided by tsunami modeling and seismic intensity*. *Tectonophysics* 426:153–166.
- Hanks, T.C. (1979). *A moment magnitude scale*. *Journal of Geophysical Research* 84:2348–2350.
- Harbitz, C.B., Lovholt, F., Pedersen, G., Masson, D.G. (2006). *Mechanisms of tsunami generation by submarine landslides: a short review*. *Norwegian Journal of Geology* 86:255–264.

- Horrillo, J., Kowalik, Z., Shigihara, Y. (2006). *Wave dispersion study in the Indian ocean-tsunami of December 26, 2004*. Marine Geodesy 29:149–166.
- IH (2015). *Modelo Batimétrico do Rio Tejo*. Instituto Hidrográfico, Marinha Portuguesa. <http://www.hidrografico.pt/cartografia-nautica-digital.php/>. Acedido em Abril de 2016.
- IOC (2016). *Tsunami Programme*. Intergovernmental Oceanographic Commission, UNESCO. <http://www.ioc-tsunami.org/>. Acedido em Julho de 2016.
- Ioualalen, M., Asavanant, J., Kaewbanjak, N., Grilli, S.T., Kirby, J.T., Watts, P. (2007). *Modeling the 26 December 2004 Indian Ocean Tsunami: case study of impact in Thailand*. Journal of Geophysical Research 112:C07024.
- Johnston, A. (1996). *Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions — III New Madrid 1811–1812, Charleston 1886 and Lisbon 1755*. Geophysical Journal International 126:314–344.
- Kanamori, H. (1972). *Mechanism of tsunami earthquakes*. Physics of the Earth and Planetary Interiors 6:346–359.
- Latter, J.H. (1981). *Tsunamis of Volcanic Origin: Summary of causes, with particular reference to Krakatoa, 1883*. Bulletin Volcanologique 44:467–490.
- Mader, C.L. (2001). *Modeling the 1755 Lisbon tsunami*. Science Tsunami Hazards 19:93–116.
- Madsen, P.A., Sørensen, O.R. (1992). *A new form of the Boussineq equations with improved linear dispersion characteristics. Part 2. A slowly varying bathymetry*. Coastal Engineering 18:183–204.
- Maramai, A., Brizuela, B., Graziani, L. (2014). *The Euro-Mediterranean Tsunami Catalogue*. Annals of Geophysics 57:S0435.
- Matsuyama M, Tanaka H. (2001). *An experimental study of the highest run-up height in the 1993 Hokkaido Nansei-Oki earthquake tsunami*. Proceedings of the International Tsunami Symposium (2001). Session 7, Seattle, WA, 7–10 August 2001; 879–889.
- Mei, C.C., Le Méhauté, B. (1966). *Note on the equations of long waves over an uneven bottom*. Journal of Geophysical Research 71:393–400.
- Mendes, J.M., Freiria, S. (2012). *O Risco de Tsunami em Portugal: Percepções e Práticas*. Universidade de Coimbra.
- Mofjeld, H.O., Titov, V.V., Gonzalez, F.I., Newman, J.C. (2000). *Analytic Theory of Tsunami Wave Scattering in the Open Ocean with Application to the North Pacific*. NOAA Technical Memorandum OAR PMEL-116, Janeiro 2000, Seattle.
- Okada, Y. (1985). *Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space*. Bulletin of the Seismological Society of America 75:1135–1154.
- Paris, R., Switzer, A.D., Belousova, M., Belousov, A., Ontowirjo, B., Whelley, P.L., Ulvrova, M. (2014). *Volcanic tsunami: a review of source mechanisms, past events and hazards in Southeast Asia (Indonesia, Philippines, Papua New Guinea)*. Natural Hazards 70:447–470.

- Peregrine, D.H. (1967). *Long waves on a beach*. Journal of Fluid Mechanics 27:815–827.
- Pereira, A.S. (2006). *The Opportunity of a Disaster: The Economic Impact of the 1755 Lisbon Earthquake*. Discussion Paper 06/03, Centre for Historical Economics and Related Research at York, York University.
- Sallarès, V., Martínez-Loriente, S., Prada, M., Gràcia, E., Ranero, C., Gutscher, M.-A., Bartolome, R., Gailler, A., Dañobeitia, J.J., Zitellini, N. (2013). *Seismic evidence of exhumed mantle rock basement at the Gorringe Bank and the adjacent Horseshoe and Tagus abyssal plains (SW Iberia)*. Earth and Planetary Science Letters 365:120–131.
- Shuto, N. (1994). *Surveyed data*. Tsunami Engineering Technical Report 11, Disaster Control Research Center, Tohoku University, 120 pp. (em japonês).
- Silveira, F.L., Varriale, M.C. (2005). *Propagação das ondas marítimas e dos tsunamis*. Caderno Brasileiro de Ensino de Física 22:190–208.
- Soloviev, S.L., Go, Ch.N. (1984). Catalogue of tsunamis on the eastern shore of the Pacific Ocean. In *Canadian Translation of Fisheries and Aquatic Sciences*, vol. 5078.
- Stelling, G., Zijlema, M. (2003). *An accurate and efficient finite-difference algorithm for nonhydrostatic free-surface flow with application to wave propagation*. International Journal for Numerical Methods in Fluids 43:1–23.
- Stelling, G.S., Duinmeijer, S.P.A. (2003). *A staggered conservative scheme for every Froude number in rapidly varied shallow water flows*. International Journal for Numerical Methods in Fluids 43:1329–1354.
- Suzuki, T., Verwaest, T., Hassan, W., Veale, W., Reyns, J., Trouw, K., Troch, P., Zijlema, M. (2011). *The applicability of SWASH model for wave transformation and wave overtopping: A case study for the Flemish coast*. Fifth International Conference on Advanced Computational Methods in Engineering (ACOMEN, 2011). Liège, Belgium, 14–17 Novembro 2011.
- Synolakis, C.E., Bernard, E.N., Titov, V.V., Kânoğlu, U., González, F.I. (2007). *Standards, Criteria, and Procedures for NOAA Evaluation of Tsunami Numerical Models*. Pacific Marine Environmental Laboratory, Maio 2007, Seattle, WA.
- Terrinha, P., Noiva, J., Carrara, G., Fernandes, J., Roque, C., Pinheiro, L., (2014). *Neogene and Quaternary seismostratigraphy and tectonics offshore Albufeira and Quarteira: implications on the paleogeography and submarine freshwater discharges*. Comunicações Geológicas 101:725–728.
- Thiebot, E., Gutscher, M.A. (2008). *The Gibraltar Arc seismogenic zone (part 1): Constraints on a shallow east dipping fault plane source of the 1755 Lisbon earthquake provided by seismic data, gravity and thermal modeling*. Tectonophysics 426:135–152.
- Ward, S.N., Day, S. (2002). *Suboceanic landslides*. 2002 Yearbook of Science and Technology. McGraw-Hill.

- Yamazaki Y., Kowalik Z., Cheung, K.F. (2009). *Depth-integrated, non-hydrostatic model for wave breaking and run-up*. International Journal for Numerical Methods in Fluids 61:473–497.
- Yamazaki, Y., Cheung, K.F., Kowalik, Z. (2011). *Depth-integrated, non-hydrostatic model with grid nesting for tsunami generation, propagation, and run-up*. International Journal for Numerical Methods in Fluids 67:2081–2107.
- Zhang, Y.J., Baptista, A.M. (2008). *An efficient and robust tsunami model on unstructured grids. Part I: Inundation benchmarks*. Pure and Applied Geophysics 165:2229–2248.
- Zijlema, M., Stelling, G.S. (2005). *Further experiences with computing non-hydrostatic free-surface flows involving water waves*. International Journal for Numerical Methods in Fluids 48:169–197.
- Zijlema, M., Stelling, G.S. (2008). *Efficient computation of surf zone waves using the nonlinear shallow water equations with non-hydrostatic pressure*. Coastal Engineering 55:780–790.
- Zijlema, M., Stelling, G., Smit, P. (2011). *SWASH: an operational public domain code for simulating wave fields and rapidly varied flows in coastal waters*. Coastal Engineering 58:1–76.
- Zitellini, N., Mendes, L., Cordoba, D., Danobeitia, J.J., Nicolich, R., Pellis, G., Ribeiro, A., Sartori, R., Torelli, L. (2001). *Source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunami investigated*. EOS 82:285–291.
- Zitellini, N., Rovere, M., Terrinha, P., Chierici, F., Matias, L., BIGSETS team (2004). *Neogene through Quaternary tectonic reactivation of SW Iberian passive margin*. Pure and Applied Geophysics 161:565–587.



# **ANEXO A**

## **MONAI VALLEY**





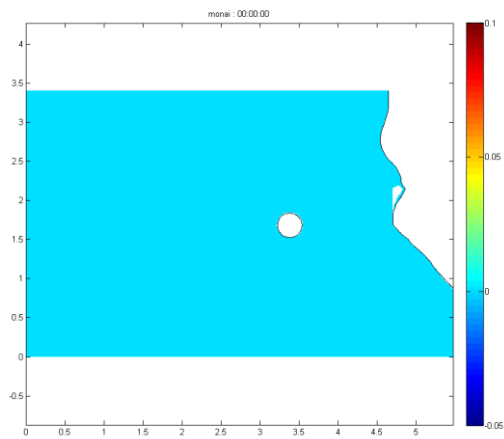


Figura A.6.1 – Elevação da superfície livre,  $t = 0$  s.

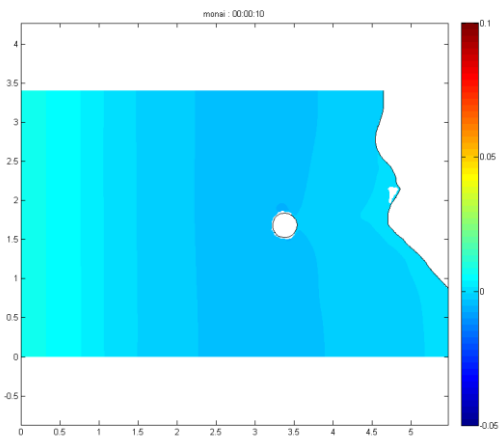


Figura A.6.2 – Elevação da superfície livre,  $t = 10$  s.

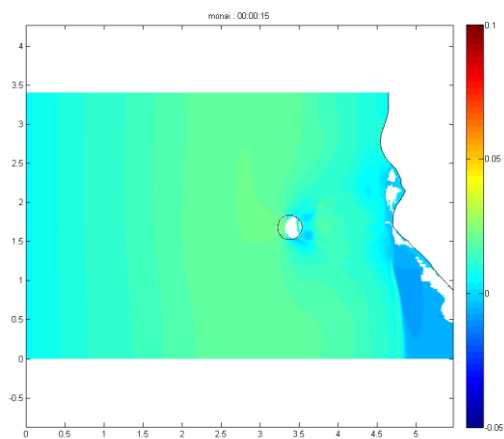


Figura A.6.3 – Elevação da superfície livre,  $t = 15$  s.

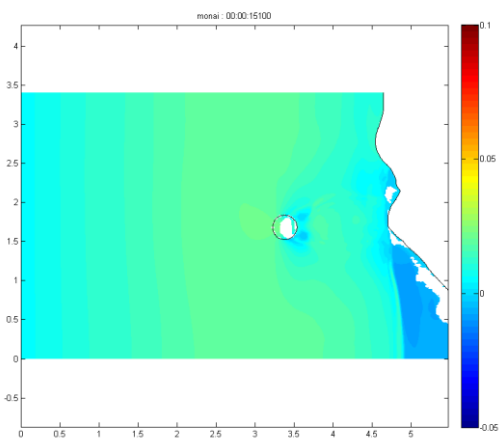


Figura A.6.4 – Elevação da superfície livre,  $t = 15.1$  s.

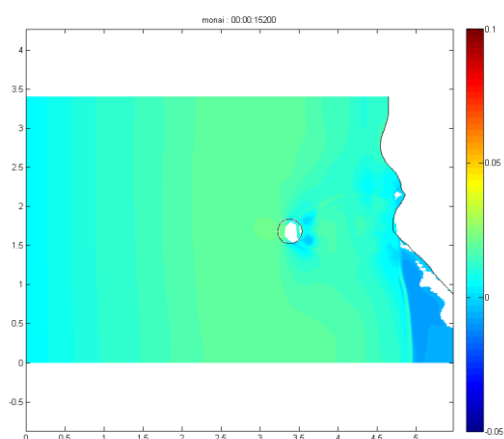


Figura A.6.5 – Elevação da superfície livre,  $t = 15.2$  s.

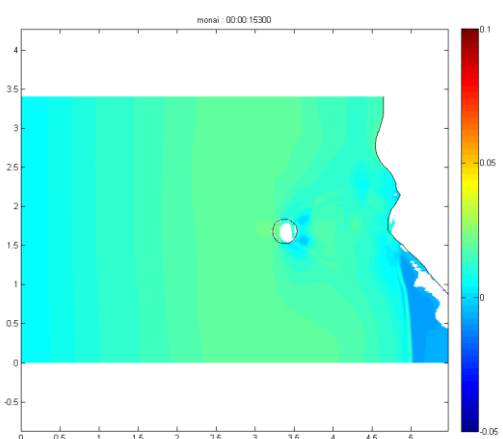


Figura A.6.6 – Elevação da superfície livre,  $t = 15.3$  s.

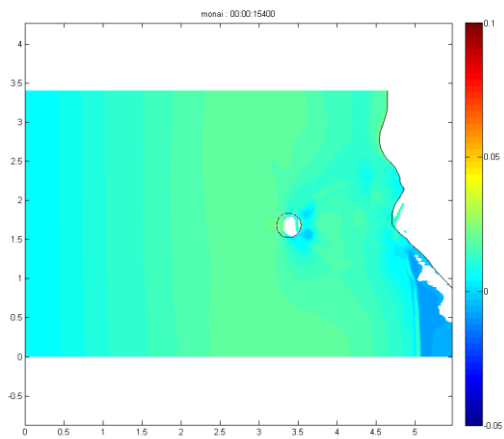


Figura A.6.7 – Elevação da superfície livre,  $t = 15.4$  s.

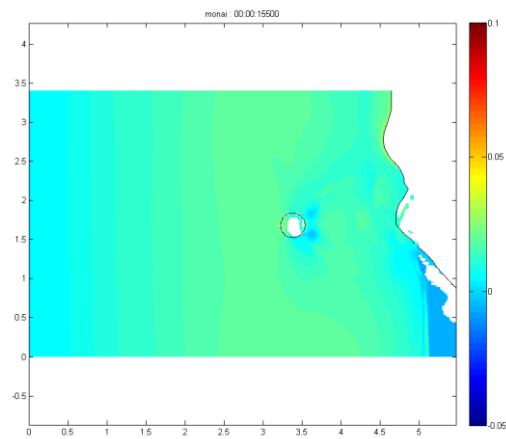


Figura A.6.8 – Elevação da superfície livre,  $t = 15.5$  s.

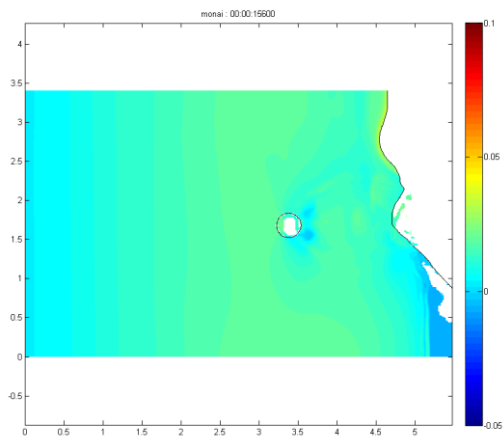


Figura A.6.9 – Elevação da superfície livre,  $t = 15.6$  s.

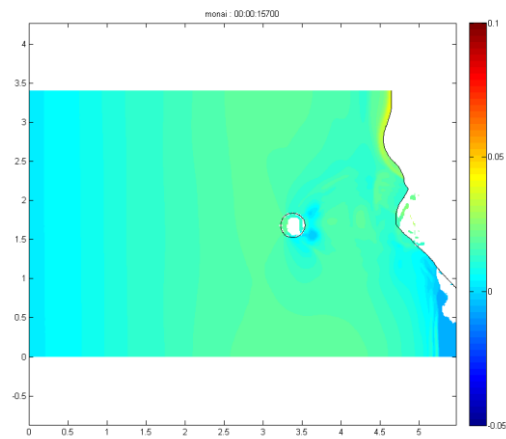


Figura A.6.10 – Elevação da superfície livre,  $t = 15.7$  s.

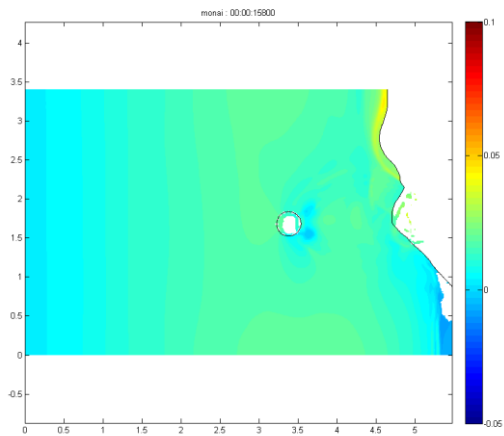


Figura A.6.11 – Elevação da superfície livre,  $t = 15.8$  s.

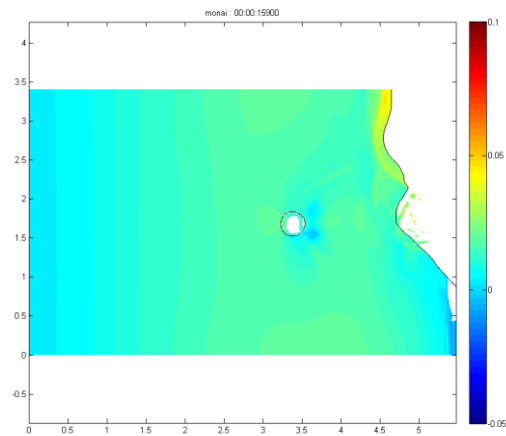


Figura A.6.12 – Elevação da superfície livre,  $t = 15.9$  s.

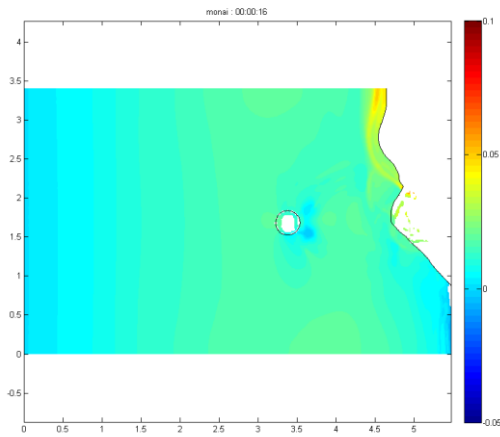


Figura A.6.13 – Elevação da superfície livre,  $t = 16$  s.

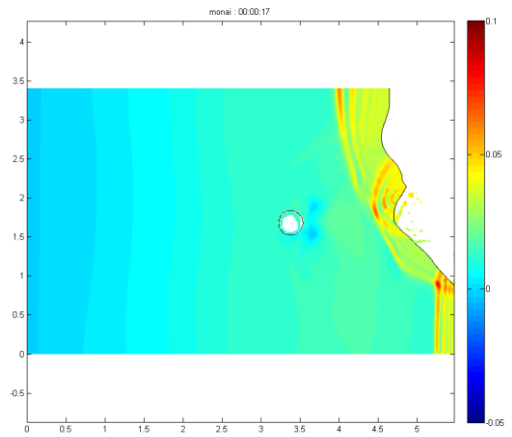


Figura A.6.14 – Elevação da superfície livre,  $t = 17$  s.

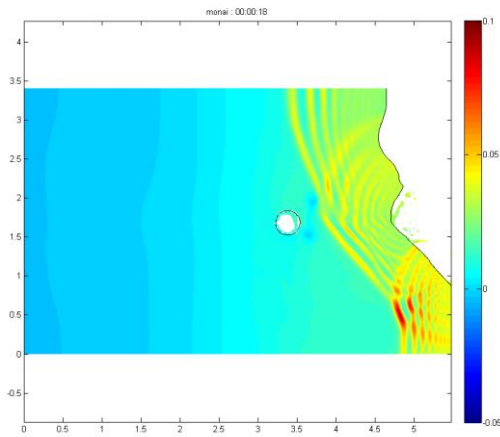


Figura A.6.15 – Elevação da superfície livre,  $t = 18$  s.

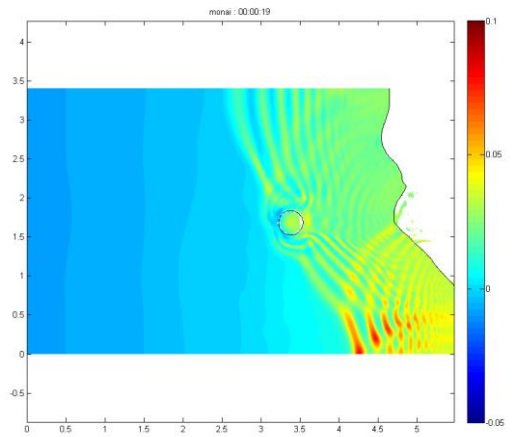


Figura A.6.16 – Elevação da superfície livre,  $t = 19$  s.

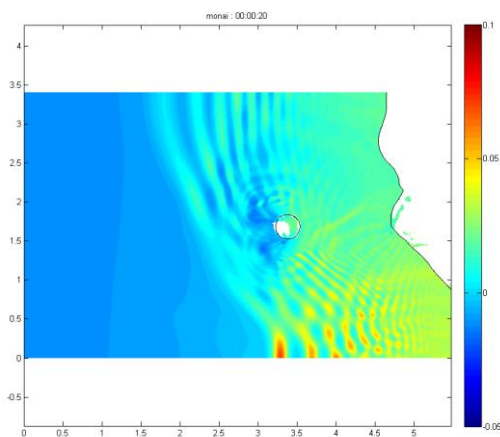


Figura A.6.17 – Elevação da superfície livre,  $t = 20$  s.

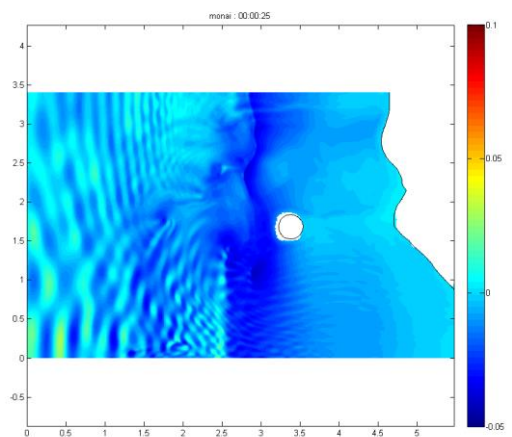


Figura A.6.18 – Elevação da superfície livre,  $t = 25$  s.



# **ANEXO B**

## **ESTUÁRIO DO TEJO**



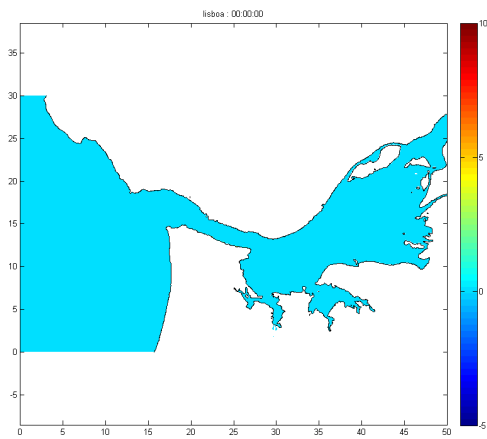


Figura B.6.19 – Elevação da superfície livre,  $t = 0$  min.

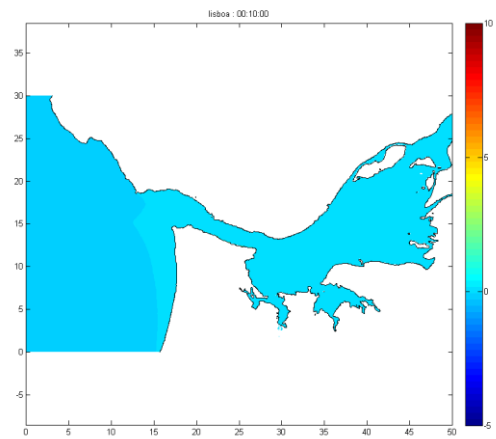


Figura B.6.20 – Elevação da superfície livre,  $t = 10$  min.

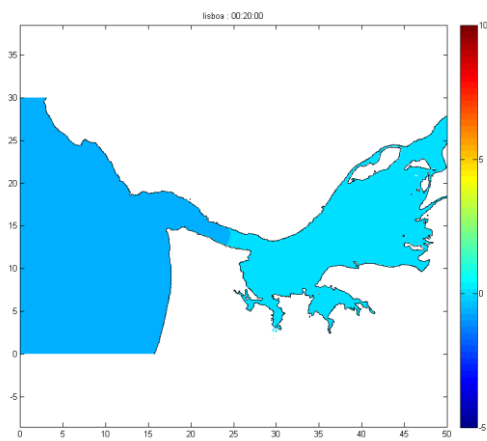


Figura B.6.21 – Elevação da superfície livre,  $t = 20$  min.

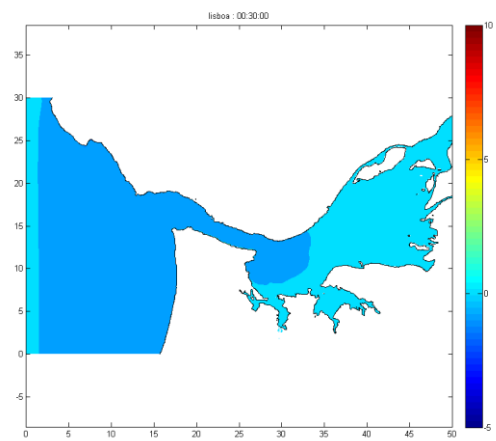


Figura B.6.22 – Elevação da superfície livre,  $t = 30$  min.

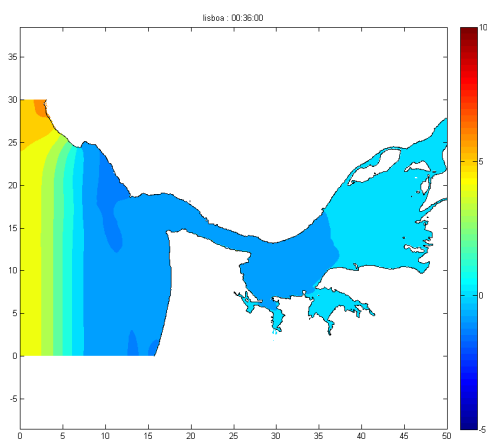


Figura B.6.23 – Elevação da superfície livre,  $t = 36$  min.

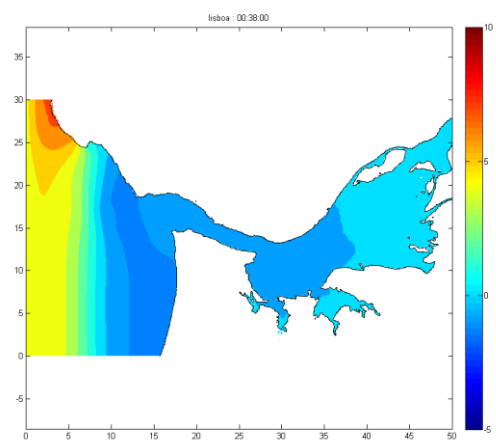


Figura B.6.24 – Elevação da superfície livre,  $t = 38$  min.

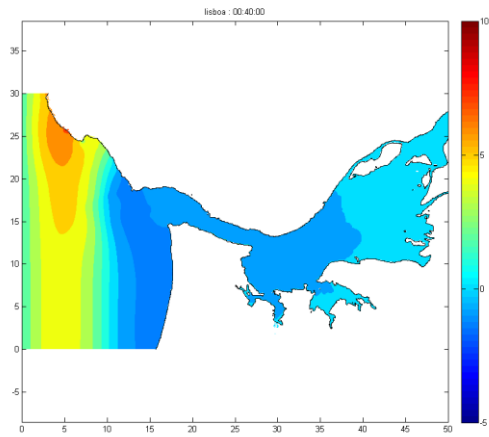


Figura B.6.25 – Elevação da superfície livre,  $t = 40$  min.

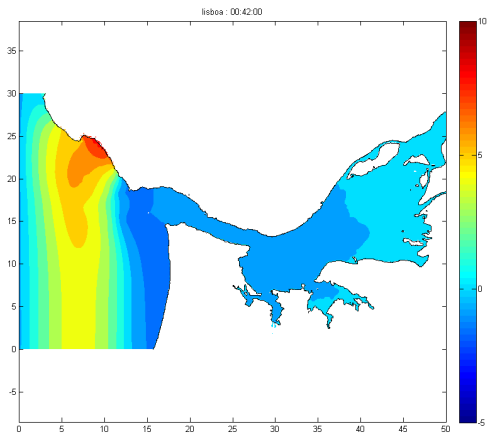


Figura B.6.26 – Elevação da superfície livre,  $t = 42$  min.

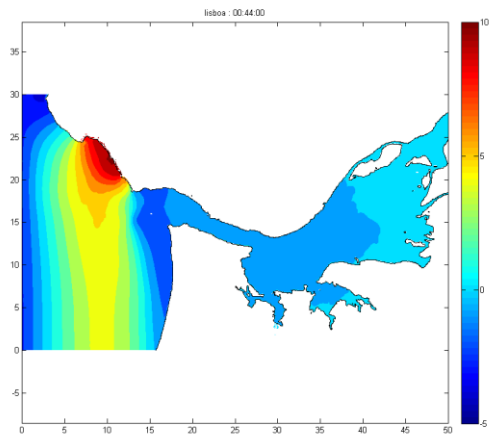


Figura B.6.27 – Elevação da superfície livre,  $t = 44$  min.

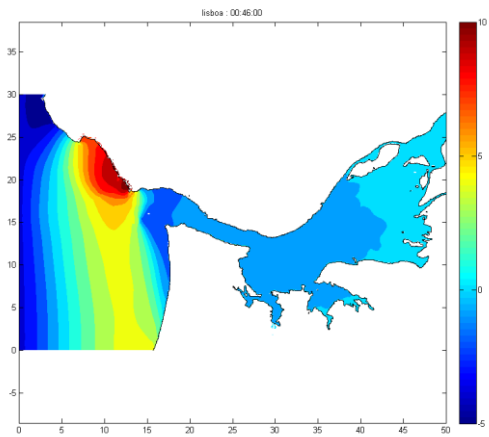


Figura B.6.28 – Elevação da superfície livre,  $t = 46$  min.

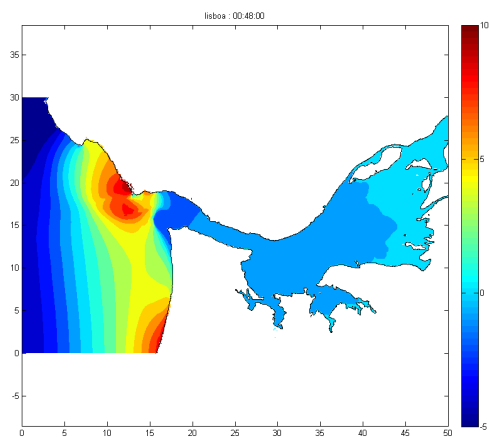


Figura B.6.29 – Elevação da superfície livre,  $t = 48$  min.

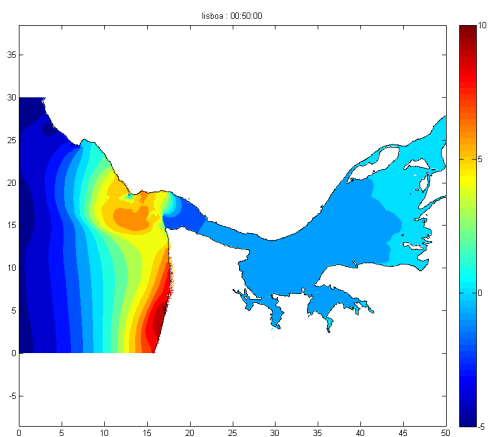
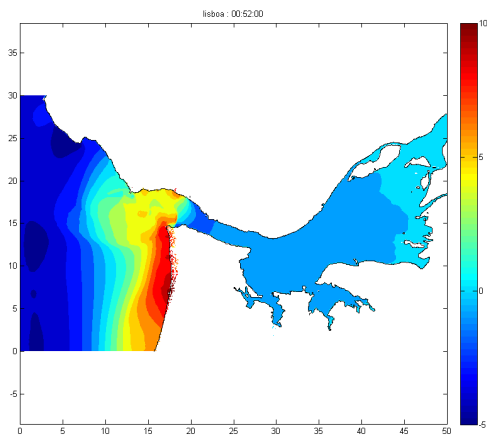
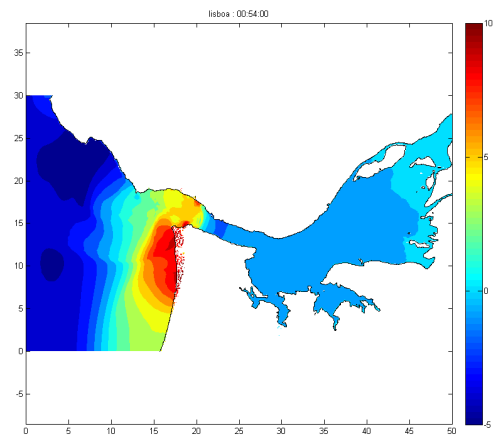
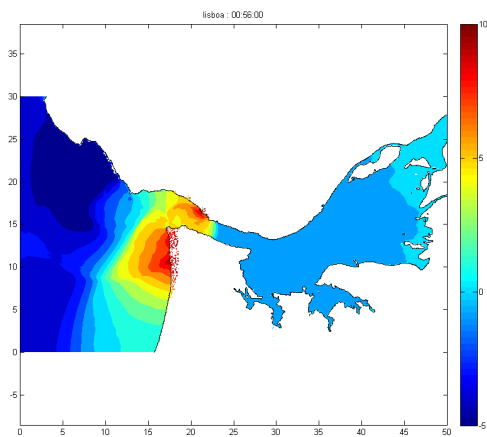
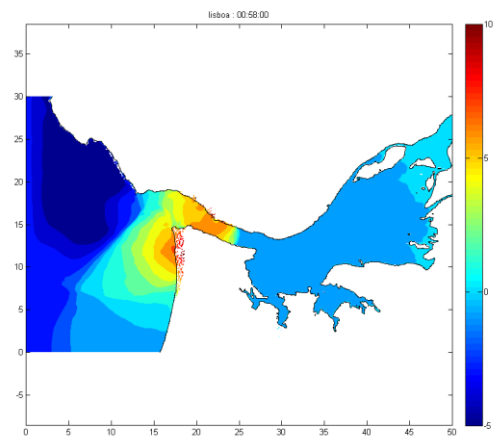
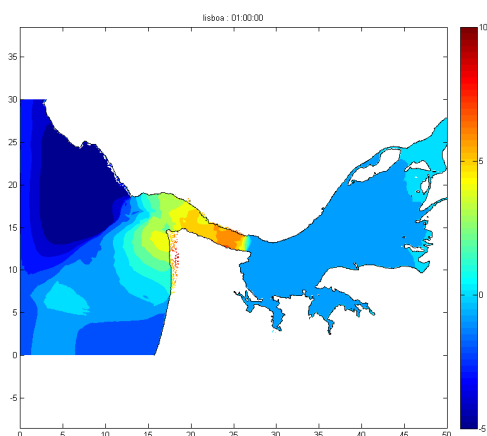
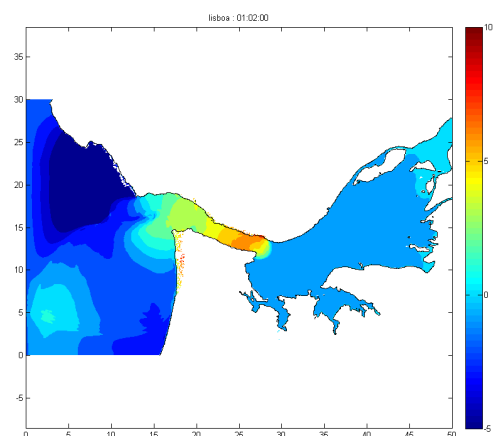


Figura B.6.30 – Elevação da superfície livre,  $t = 50$  min.



Figura B.6.31 – Elevação da superfície livre,  $t = 52$  min.Figura B.6.32 – Elevação da superfície livre,  $t = 54$  min.Figura B.6.33 – Elevação da superfície livre,  $t = 56$  min.Figura B.6.34 – Elevação da superfície livre,  $t = 58$  min.Figura B.6.35 – Elevação da superfície livre,  $t = 60$  min.Figura B.6.36 – Elevação da superfície livre,  $t = 62$  min.

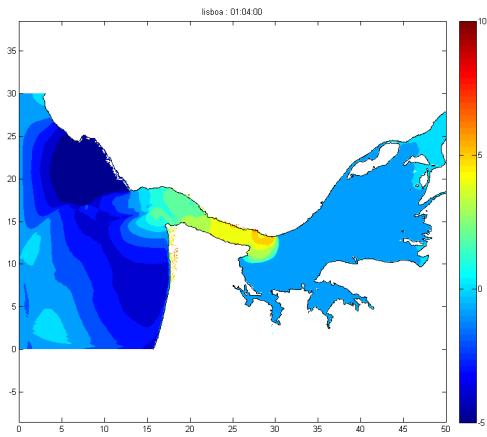


Figura B.19 – Elevação da superfície livre,  $t = 64$  min.

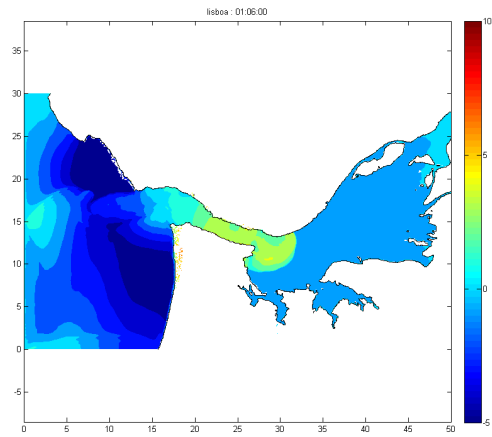


Figura B.20 – Elevação da superfície livre,  $t = 66$  min.

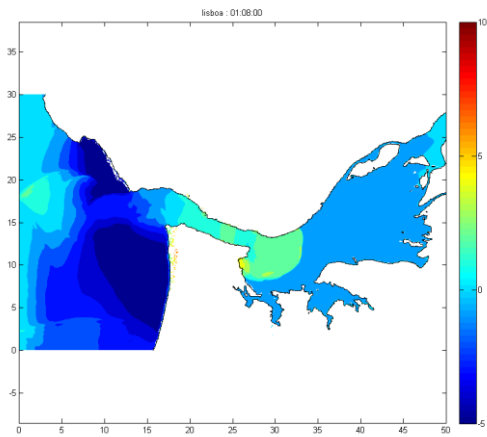


Figura B.21 – Elevação da superfície livre,  $t = 68$  min.

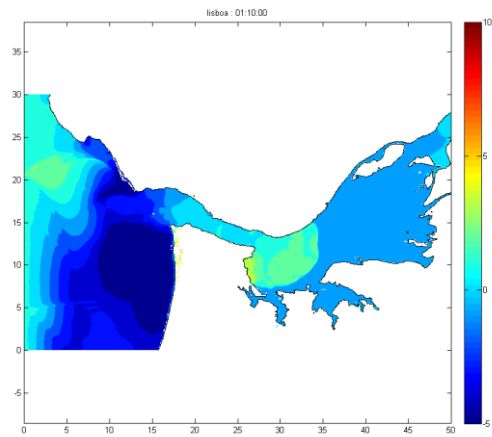


Figura B.22 – Elevação da superfície livre,  $t = 70$  min.

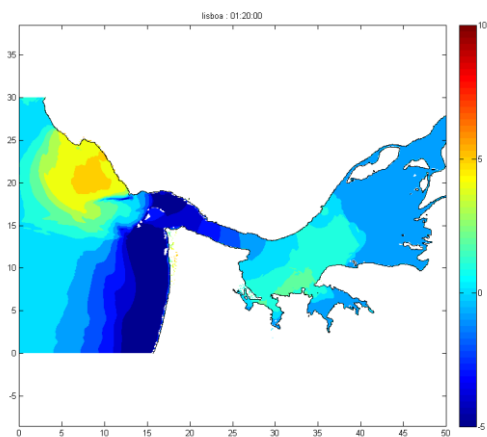


Figura B.23 – Elevação da superfície livre,  $t = 80$  min.

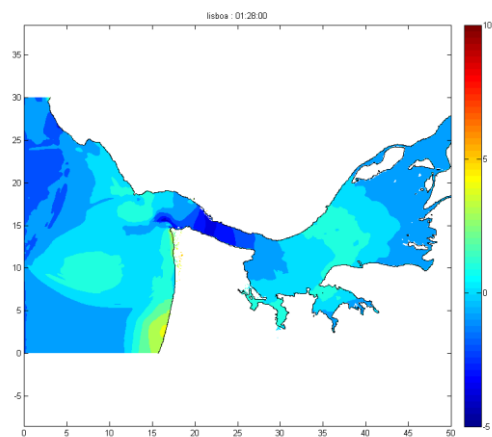


Figura B.24 – Elevação da superfície livre,  $t = 88$  min.