

**territorium**

**territorium**

**territorium**

**territorium**

REVISTA DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA  
NO ORDENAMENTO DO TERRITÓRIO E  
GESTÃO DE RISCOS NATURAIS

MINERVA  
COIMBRA 00

## Tsunamis: geração e riscos

José S. Antunes do Carmo \*

### Resumo:

Um *tsunami* é um trem de ondas, ou uma série de ondas, geradas numa massa de água por uma perturbação que desloca verticalmente a coluna de água. Os *tsunamis* podem ser gerados por sismos em regiões costeiras e oceânicas, deslizamentos de taludes submersos, erupções vulcânicas, explosões ou ainda por impactos de corpos cósmicos, como meteoritos. Os *tsunamis* atingem períodos típicos da ordem de uma hora e comprimentos de onda superiores a 200 km. Em consequência do seu grande comprimento de onda, um *tsunami* comporta-se como uma onda que se propaga em condições de água pouco profunda. Ondas com estas características propagam-se com celeridade proporcional à raiz quadrada do produto da gravidade pela profundidade. Por outro lado, a “perda de energia” destas ondas é inversamente proporcional ao seu comprimento de onda; por conseguinte, os *tsunamis* não só se propagam a grande velocidade, como podem percorrer distâncias transoceânicas com uma limitada “perda de energia”.

### Palavras chave:

Riscos. *Tsunamis*. Sismos. Modelação numérica.

### Résumé:

Un *tsunami* (raz de marée) est un ensemble de houles créé dans une masse d'eau par une perturbation mouvant verticalement la colonne d'eau. Les *tsunamis* peuvent être générés par sismes sur les côtes océaniques, glissements de talus sous aquatiques, eruptions volcaniques, explosions ou par des impacts d'origine cosmique (météorites). Les *tsunamis* atteignent des périodes typiques de l'ordre d'une heure et des longueurs de houle supérieures à 200 Km. En conséquence de sa longueur de houle, un *tsunami* est une sorte de houle qui se propague dans des conditions d'eau peu profonde. Des houles avec ces caractéristiques se propagent avec une vitesse proportionnelle à la racine carrée du produit de la gravité par la profondeur. De l'autre côté, la “perte d'énergie” de ces houles est inversement proportionnelle à sa longueur de houle; par conséquence, les *tsunamis* se propagent pas seulement à une grande vitesse, mais aussi ils peuvent parcourir des distances transocéaniques avec une “perte d'énergie” limitée.

### Mots clés:

Risques, *tsunamis*, sismes, modélisation numérique.

### Abstract:

A *tsunami* is a series of waves generated in a body of water by an impulse disturbance that displaces vertically the water column. *Tsunamis* are primarily associated with earthquakes in oceanic and coastal regions. Landslides, volcanic eruptions, nuclear explosions, and even impacts of cosmic bodies, like meteorites, can also generate *tsunamis*. A *tsunami* can have a period of about one hour and a wavelength in excess of 200 km. It is because of their long wavelengths that *tsunamis* behave as shallow-water waves. The speed of a shallow-water wave is equal to the square root of the product of the acceleration of gravity and the depth of the water. The rate at which a wave “loses its energy” is inversely related to its wavelength. Since a *tsunami* has a very large wavelength, it will “lose little energy” as it propagates. Hence in very deep water, a *tsunami* will travel at high speeds and travel great transoceanic distances with limited “energy loss”.

### Key words:

Risks. *Tsunamis*. Earthquakes. Numerical simulation.

## 1. Introdução

Associa-se normalmente a geração de um *tsunami* à ocorrência de um sismo. Embora esta associação seja provida de fundamento, não corresponde inteiramente à verdade. Com efeito, um *tsunami* pode ser causado por um movimento numa falha ou por um deslocamento da crosta terrestre ao longo de uma fractura. Este movimento causa um sismo e pode também provocar uma alteração do equilíbrio da massa de água situada sobre o fundo perturbado e consequentemente gerar uma perturbação na superfície livre do oceano. Todavia, nem todos os tipos de movimentos são susceptíveis de gerar *tsunamis*. Apenas

um deslocamento vertical provoca desequilíbrios na coluna de água situada sobre a falha ou zona de fractura, dando origem à procura de um novo equilíbrio. Por conseguinte, os movimentos lateral e horizontal igualmente associados às transformações da crosta terrestre e frequentemente causadores de sismos geralmente não produzem *tsunamis*, pois não provocam alterações significativas na massa de água.

Outras fontes igualmente geradoras de *tsunamis* são erupções vulcânicas, explosões nucleares e *avalanches* ou deslocamentos de taludes submersos produzidos em zonas de fractura ou falhas activas.

Os *tsunamis* resultam assim, fundamentalmente, em consequência de descargas de energia libertada na crosta terrestre, ao longo do fundo oceânico, que é sucessivamente transferida em energia potencial ao longo da coluna de água situada acima da área

\* Departamento de Engenharia Civil da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra.

fonte e convertida na propagação horizontal da perturbação assim gerada na superfície livre do oceano.

Tipicamente, os *tsunamis* são gerados a profundidades da ordem dos 3 000 m a 5 000 m e possuem comprimentos de onda da ordem dos 200 km. Uma onda com estas características propaga-se pelo oceano em condições ditas de água pouco profunda. Ainda em conformidade com a teoria das ondas, a velocidade de propagação de um *tsunami* é dada por  $C = \sqrt{gh}$ , sendo  $g$  a aceleração da gravidade ( $g = 9.805 \text{ ms}^{-2}$ ) e  $h$  a profundidade local. Deste modo, considerando uma profundidade média  $h = 4 000 \text{ m}$ , ter-se-á  $C \approx 198 \text{ ms}^{-1} > 700 \text{ kmh}^{-1}$ .

Ao largo, na zona de geração, os *tsunamis* são caracterizados por alturas típicas da ordem de 1.0 m. Por conseguinte, estas ondas não são verdadeiramente observáveis antes de atingirem as proximidades da costa, a distâncias na ordem da dezena de quilómetros, e, mesmo a esta distância, só com alturas de onda da ordem dos 8 m, ou superiores.

Por outro lado, devido ao efeito de redução da profundidade na plataforma continental, a velocidade de propagação de um *tsunami* diminui consideravelmente junto à costa; todavia, a altura deste é significativamente empolada para muito mais do dobro da altura ao largo, atingindo frequentemente alturas na ordem dos 10 m ou mais, conduzindo em geral à rebentação.

Durante o seu percurso, o fluxo da energia de um *tsunami* mantém-se sensivelmente constante, sendo a conservação deste fluxo o resultado de um equilíbrio entre a velocidade de propagação e a altura da onda. Uma redução de qualquer destas variáveis implica um aumento da outra, o que, no caso de um *tsunami*,

se traduz no aumento da sua altura ao propagar-se sobre profundidades decrescentes.

## 2. Exemplos históricos de *tsunamis*

Em termos globais, a ocorrência de *tsunamis*, tanto em número como em importância e efeitos destrutivos, segue uma distribuição muito próxima da dos sismos.

Com efeito, o Oceano Pacífico é tectonicamente o mais activo e também o oceano com maior incidência de *tsunamis*, sendo aí geradas cerca de 80 % das ondas de maiores dimensões.

As Figuras 1 e 2 evidenciam não só a distribuição dos sismos com magnitude superior a 5.0 na escala de Richter, ocorridos em todo o Globo na década de 80, como a coincidência dos locais de ocorrência (epicentros) com as fronteiras das placas tectónicas, sendo particularmente importantes as distribuições verificadas nos Oceanos Pacífico e Atlântico.

A grande maioria dos *tsunamis* que ocorrem no Oceano Pacífico está relacionada com as actividades sísmica e vulcânica, sendo particularmente importantes e devastadores os *tsunamis* gerados ao longo do designado “Anel de Fogo”, justamente em consequência daquelas actividades.

São gerados anualmente muitos *tsunamis* de pequenas dimensões. Historicamente, um *tsunami* já com forte poder destrutivo ocorre em parte incerta do Globo em cada período de dois a três anos. Um *tsunami* de elevadas proporções, com características devastadoras, ocorre em cada período de quinze a vinte anos.

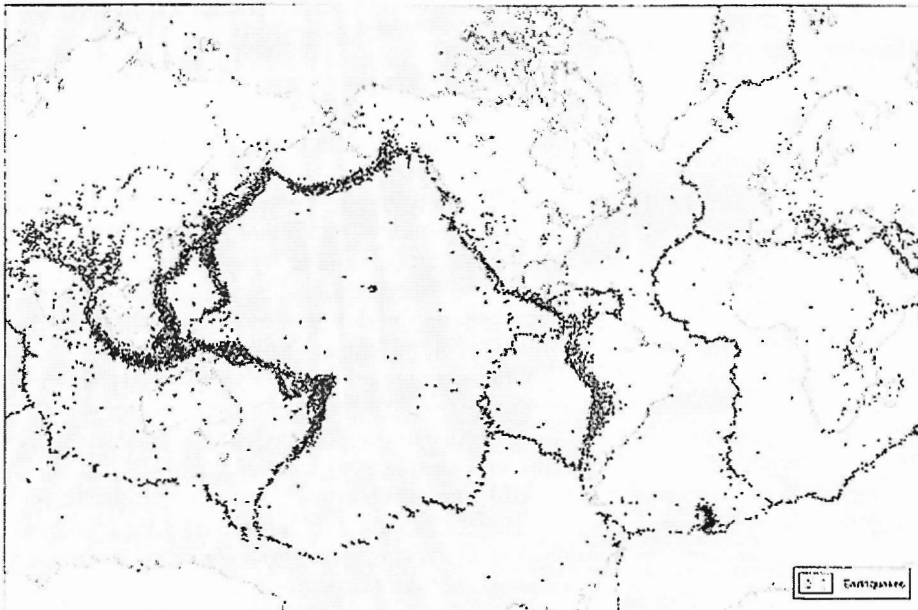
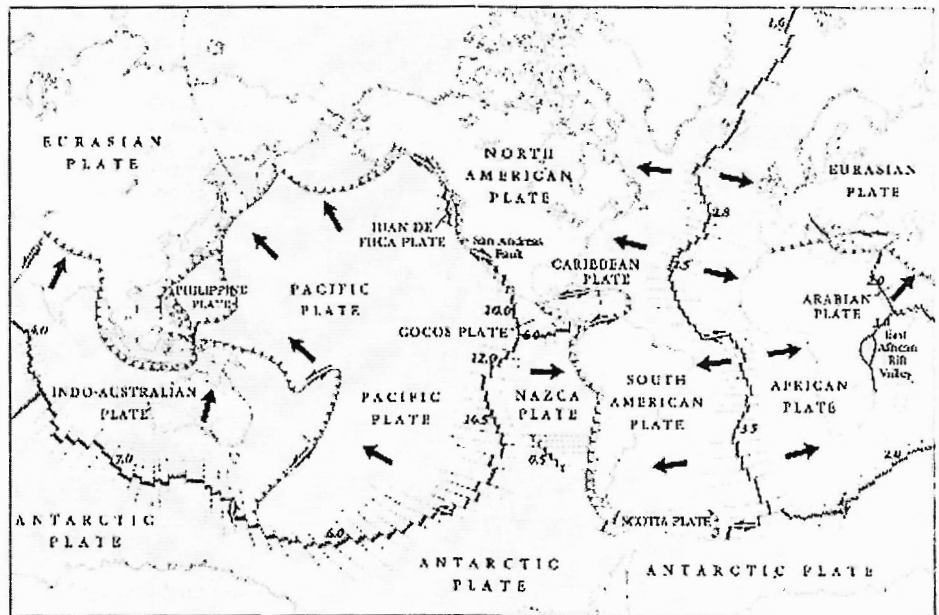


Figura 1 – Distribuição dos sismos ocorridos no período de 1980-1990 com magnitudes iguais ou superiores a 5.0 na escala de Richter (Adaptado de THURMAN e TRUJILLO, 1999).

Figura 2 – Configuração das placas tectónicas com indicação dos actuais movimentos das fronteiras (Adaptado de THURMAN e TRUJILLO, 1999).



### 2.1. Tsunamis com elevado poder destrutivo

Em Agosto de 1883 aconteceu um dos mais destrutivos *tsunamis* de que há memória. Em consequência de uma explosão ocorrida na ilha vulcânica de Krakatau (ou Krakatoa), situada a Oeste da ilha de Java-Indonésia, o deslocamento da massa de água devido à energia libertada durante a explosão deu origem a um *tsunami* que atingiu cerca de 35 metros de altura. A onda gerada devastou por completo a região costeira de uma ilha situada entre as ilhas de Sumatra e de Java, destruindo cerca de 1 000 aldeias e provocando mais de 36 000 vítimas.

Para se ter uma ideia do poder destrutivo desta onda bastará referir que a energia por esta transportada atingiu todas as bacias oceánicas, tendo sido detectada em registos de maré situados em Londres e S. Francisco.

Em consequência de um sismo que ocorreu em Abril de 1946 no Alaska, com a magnitude 7.3 na escala de Richter, gerou-se um *tsunami* que atingiu o porto de Hilo, no Hawaii, com uma altura superior a 17 metros, tendo provocado prejuízos elevadíssimos (cerca de 26 milhões de dólares) e vitimado cerca de 165 pessoas.

As fotografias que se apresentam na Figura 3 foram obtidas nas proximidades do porto de Hilo e são bem reveladoras do poder destrutivo deste *tsunami*.

Nas proximidades do epicentro a altura da onda gerada foi estimada em cerca de 36 metros, tendo provocado diversas vítimas e destruído vários edifícios e veículos.

Em Novembro de 1952, um *tsunami* gerado na Península de Kamchatka-Rússia com magnitude 8.2 provocou uma inundaçãõ com altura superior a 1.0 m



Figura 3 – *Tsunami* gerado no Alaska em 1946: imagens obtidas nas proximidades do Porto de Hilo-Hawaii mais de 4 horas após o instante de geração (www.geophys.washington.edu).



Figura 4 – *Tsunami* gerado na Península de Kamchatka-Rússia: cheia provocada na ilha de Midway, situada a cerca de 3 000 km de distância ([www.geophys.washington.edu](http://www.geophys.washington.edu)).

na ilha de Midway, situada a cerca de 3 000 km de distância, e prejuízos no Hawaii estimados em cerca de 1 milhão de dólares. A Figura 4 mostra a cheia numa artéria da ilha de Midway provocada pela passagem deste *tsunami*.

Em Março de 1957, as ilhas *Hawaiianas* foram de novo atingidas por um *tsunami* com epicentro nas ilhas Aleutian-Alaska e magnitude 8.3. Os prejuízos elevaram-se a mais de 5 milhões de dólares. Na ilha de Haena as ondas atingiram os 16 m de altura e no porto de Hilo os níveis de água elevaram-se a cerca de 4 metros, tendo danificado vários edifícios. A sequência de duas imagens que se apresenta na Figura 5 é bem reveladora da enorme enchente que se seguiu.

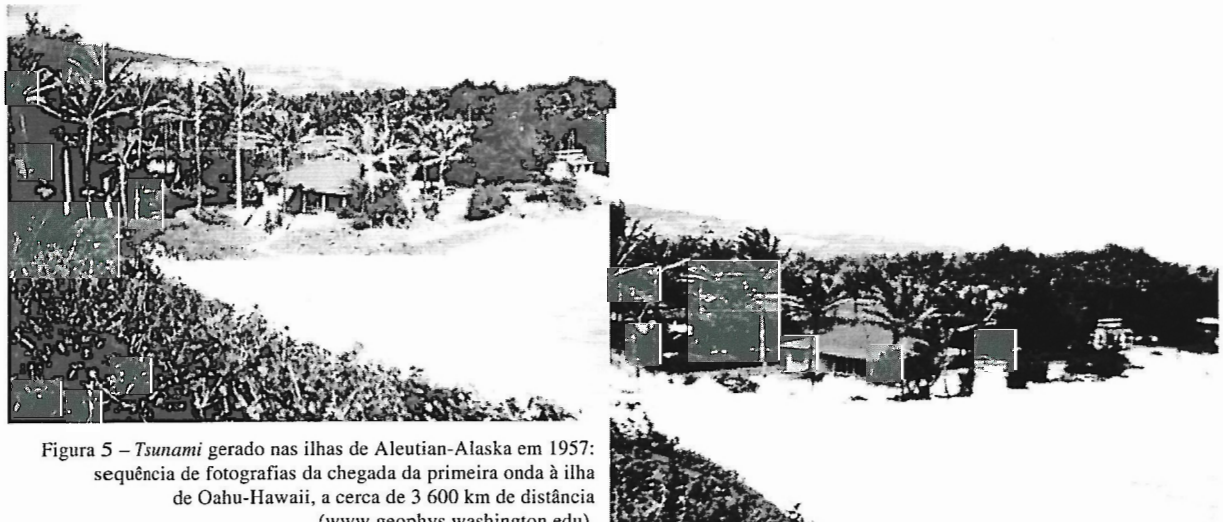


Figura 5 – *Tsunami* gerado nas ilhas de Aleutian-Alaska em 1957: sequência de fotografias da chegada da primeira onda à ilha de Oahu-Hawaii, a cerca de 3 600 km de distância ([www.geophys.washington.edu](http://www.geophys.washington.edu)).

Um sismo ocorrido em 1960, com epicentro no Chile e magnitude 8.3 na escala de Richter, gerou um *tsunami* que atingiu o estado do Hawaii, tendo perecido 61 pessoas. Este *tsunami* destruiu mais de 500 edifícios e provocou prejuízos na ordem dos 23 milhões de dólares.

Em Março de 1964 ocorreu um sismo com epicentro no Alaska, em Prince William Sound, e magnitude 8.4. O *tsunami* gerado em consequência de deslizamentos atingiu uma altura superior a 30 m, tendo causado 122 vítimas e provocado prejuízos que ultrapassaram os 105 milhões de dólares.

Em Novembro de 1975, um *tsunami* gerado em consequência de um sismo com epicentro na costa

*Hawaiiana* e magnitude 7.2 atingiu uma altura próxima dos 8.0 m provocando diversas vítimas e elevados prejuízos materiais.

Para se ter uma ideia mais clara da frequência e intensidade deste fenómeno, bastará referir que ocorreram no Oceano Pacífico, apenas nos anos de 1981 a 1997, 62 *tsunamis* gerados por sismos com magnitude superior a 6.0 na escala de Richter. De entre estes, 23 *tsunamis* foram gerados por sismos que atingiram magnitudes iguais ou superiores a 7.5 naquela mesma escala.

## 2.2. Tsunamis importantes que atingiram Portugal

Na costa Portuguesa, os períodos de recorrência de *tsunamis* gerados por sismos com idênticas magnitudes são incomparavelmente superiores. Da ordem de quatrocentos anos para um *tsunami* já com algum poder destrutivo (sismo com magnitude 7.5 a 8.0 na escala de Richter) e superior a mil anos para um *tsunami* com características destrutivas e modificadoras da linha de costa, como o ocorrido em 1755 (sismo com magnitude 8.5 a 9.0 na mesma escala).

Pelas 9 h e 30 m do dia 1 de Novembro de 1755 ocorreu o mais devastador *tsunami* que atingiu a costa Portuguesa, com uma magnitude estimada em 8.5 na escala de Richter.

De acordo com um relato da época, é possível extrair a seguinte passagem: “*Pelas nove horas e meia da manhã começou a terra a tremer, (...), durante este terremoto meio quarto de hora, (...) passado discurso de meia hora, (...) começou este a levantar tais montes de água, (...) encheu por 3 ou 4 vezes,*

*foram os maiores fluxos e refluxos...*” (in GOMES PAULINO, 1997).

Ainda de acordo com relatos da época, transcreve Pereira de Sousa (1919) a seguinte passagem relativa à chegada deste *tsunami* a um dado lugar junto à costa Portuguesa “...*Pelo Ribeiro de agoa doce que ali desagua na praia, entrou o mar no dia do terramoto por espaço de mais de \_legua (cerca de 2 500-3 000 m) em altura de 10 a 12 varas (cerca de 11-13 m), arrazando huns grandiosos médãos de areia, onde estavam 50 ferros dos mais pezados pertencentes à armação que ali se lança, os quaes arrastou a mais de hum quarto de legua (cerca de 1 250-1 500 m) terra dentro...*” (in GOMES PAULINO, 1997).

Por estas passagens é não só possível avaliar o poder destrutivo do *tsunami*, como identificar algumas das características típicas deste fenómeno.

Na Figura 6 apresenta-se parte do fundo oceânico, em particular o Banco de Gorringe (G.B.), cuja actividade é geradora de sismos e de potenciais *tsunamis* que podem afectar a costa Portuguesa.

Mais recentemente, em 28 de Fevereiro de 1969, um sismo com magnitude 7.9 na escala de Richter gerou um *tsunami* que afectou as costas Portuguesa, Espanhola e Marroquina. Embora associado a um sismo com algum poder destrutivo, este *tsunami* não teve consequências de registo.

Foram sobretudo as comparações e os estudos efectuados com base nos registos deste segundo *tsunami* que permitiram identificar não só a localização do epicentro do sismo que lhe deu origem, como também localizar o epicentro do sismo que deu origem ao *tsunami* de 1755.

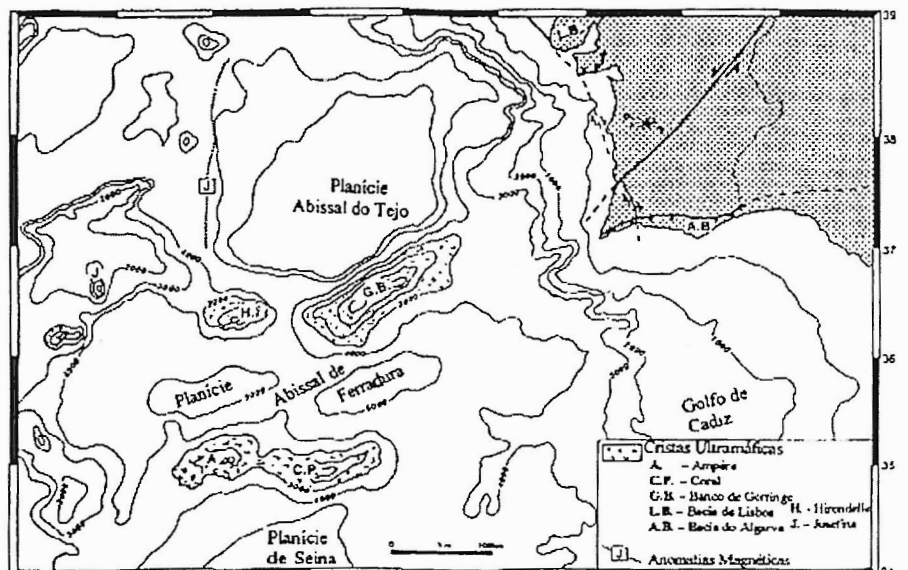
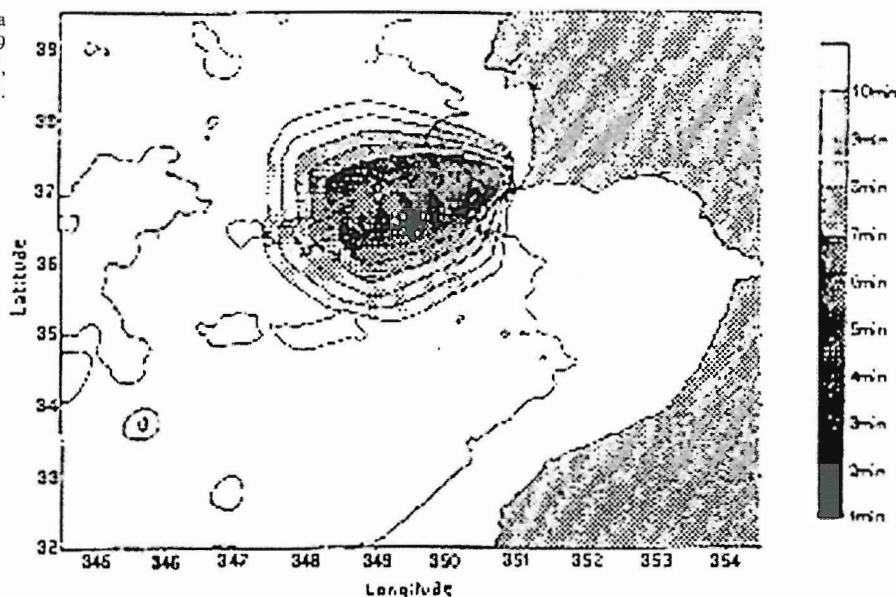


Figura 6 – Principal região dos fundos oceânicos (Atlântico) cuja actividade é sentida com alguma intensidade no território Português (Cortesia de Proença Cunha).

Figura 7 – Localização da área fonte do sismo de 1969 (Adaptado de GOMES PAULINO, 1997).



Os tempos de chegada da energia associada ao *tsunami* de 1969, registados em estações situadas na linha de costa e complementados com outros estudos, permitiram identificar a área fonte deste sismo. Estudos idênticos foram realizados para o *tsunami* de 1755, tendo sido identificada a mesma área fonte (região do Banco de Gorringe). Na Figura 7 apresenta-se o resultado de um estudo efectuado para a localização da área fonte do sismo de 1969 e, consequentemente, também do *tsunami* a que deu origem.

### 3. Geração e propagação de um *tsunami*

Tendo como objectivos mostrar o processo de geração de um *tsunami* e avaliar algumas das características deste fenómeno, simula-se um exemplo teórico de libertação da energia resultante do deslizamento de um talude submerso, situado a cerca de 250 metros de profundidade. A consequente transferência da energia libertada em energia potencial ao longo da coluna de água provoca à superfície livre do domínio considerado uma perturbação que se propaga em sentidos opostos, sendo particularmente importante a onda que se dirige no sentido da costa, a cerca de 30 km de distância.

Um modelo matemático adequado para a reprodução deste fenómeno tem por base um sistema de equações do tipo Boussinesq, aqui estendido a variações temporais do fundo. Em variáveis dimensionais, estas equações escrevem-se:

$$\begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} &= 0 \\ \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{(H-\xi)^2}{3} \frac{\partial^3 u}{\partial x^2 \partial t} + \frac{(H-\xi)}{2} \frac{\partial u}{\partial t} \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} + (H-\xi) \frac{\partial^2 u}{\partial x \partial t} \frac{\partial \xi}{\partial x} + \\ &+ \frac{\partial \eta}{\partial x} \frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} + \frac{\eta}{2} \frac{\partial^3 \xi}{\partial x \partial t^2} + (H-\xi) \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial^2 \xi}{\partial x \partial t} + \frac{(H-\xi)}{2} \frac{\partial^3 \xi}{\partial x \partial t^2} + \\ &+ (H-\xi) u \frac{\partial^3 \xi}{\partial x^2 \partial t} - v \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} - \frac{\tau_s}{h} + \frac{\tau_f}{h} = 0 \end{aligned}$$

em que:  $h$  e  $u$  representam a profundidade local e a velocidade média do escoamento;  $h$  representa variações da superfície livre;  $H$  representa cotas da superfície livre relativamente a um dado referencial;  $x$  representa cotas de fundo;  $n$  representa a viscosidade cinemática do fluido;  $\tau_s$  e  $\tau_f$  representam tensões de atrito por unidade de massa na superfície livre e no fundo, respectivamente.

Este sistema de equações é resolvido numericamente, utilizando um método de elementos finitos para a discretização dos termos com variações espaciais e um método de diferenças finitas para a resolução das variações temporais.

Apresentam-se nas Figuras 8, 9 e 10 imagens da superfície livre e resultados obtidos em sondas numéricas, em consequência do deslizamento de um talude submerso situado a cerca de 30 km da linha de costa. A primeira imagem da Figura 8 mostra as configurações iniciais do fundo e da superfície livre; a segunda

Figura 8 – Configurações iniciais do fundo (a tracejado) e da superfície livre (a cheio) e as mesmas configurações três minutos após o início do deslizamento de um talude submerso durante cerca de vinte segundos.

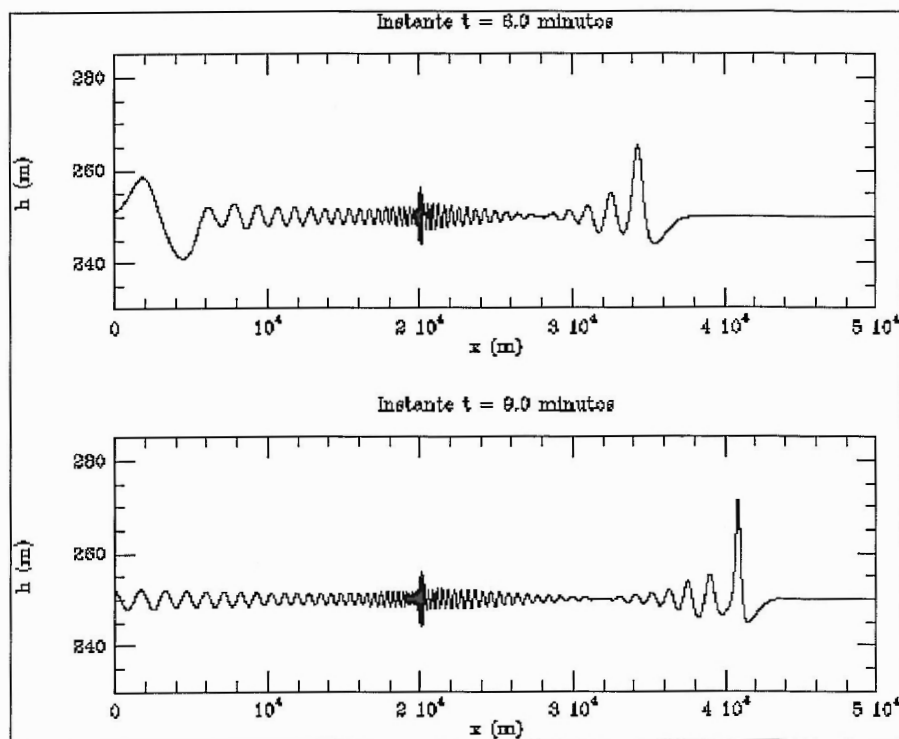
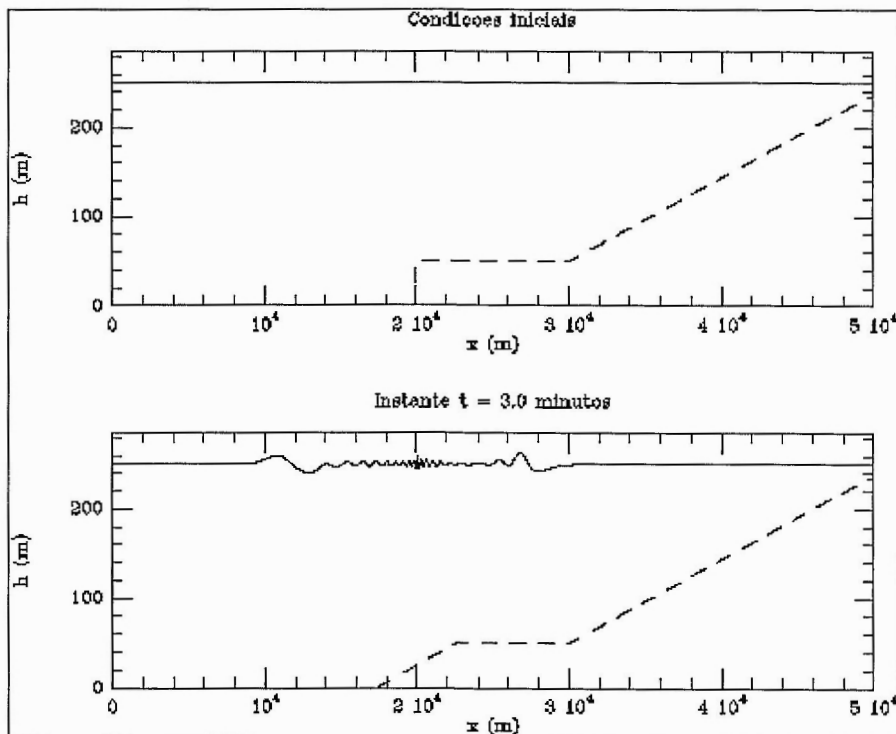


Figura 9 – Superfície livre aos seis minutos e aos nove minutos após o início do deslizamento de um talude submerso, a cerca de 250 m de profundidade.



Figura 10 – Sondas localizadas a 10 km e a 20 km do local de deslizamento do talude submerso, na direcção da costa. Partindo da linha de costa, situam-se a 20 km e a 10 km desta, respectivamente.

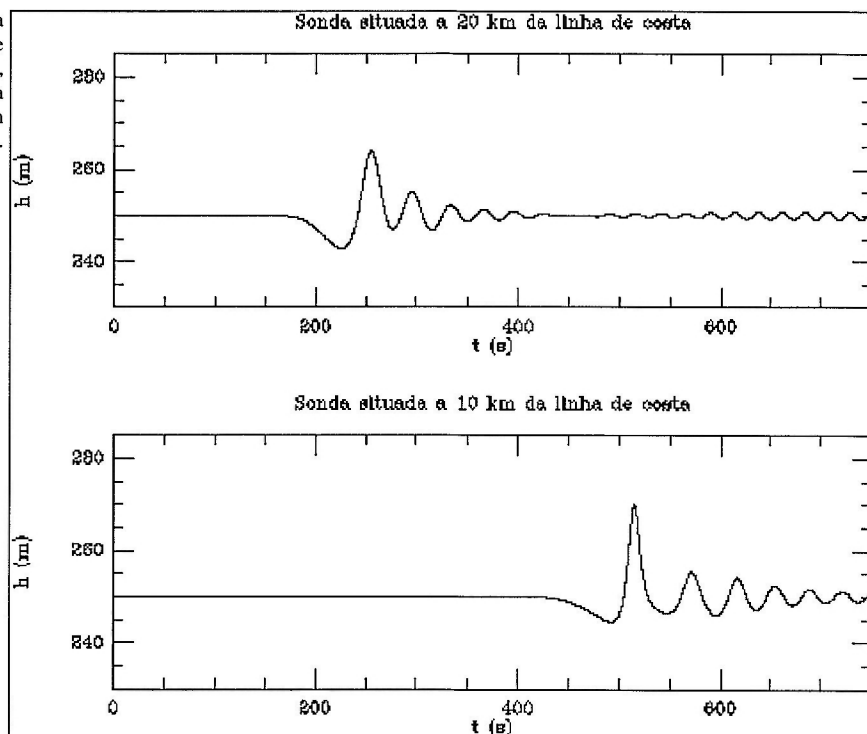


imagem representa a configuração final do fundo, que é atingida vinte segundos após o início do deslizamento do talude submerso, e a configuração da superfície livre três minutos após o início da perturbação.

Importa realçar que o exemplo apresentado pretende simular a geração de um *tsunami*, e a propagação e aproximação do trem de ondas resultante sobre a plataforma continental; por conseguinte, sobre profundidades decrescentes.

Pretende-se, por outro lado, analisar a velocidade de propagação do trem de ondas geradas e justificar o empolamento da altura, fundamentalmente da onda principal, por efeito de redução da profundidade. A Figura 9 representa configurações da superfície livre aos seis minutos e aos nove minutos após o início do deslizamento do talude submerso. Os resultados apresentados na Figura 10 mostram os instantes de chegada e a passagem do trem de ondas em dois pontos localizados a 20 km e a 10 km da linha de costa, respectivamente.

Os resultados apresentados nas Figuras 9 e 10 identificam claramente, no espaço e no tempo, as diferenças de comportamento desta onda ao aproximar-se da linha de costa.

Entre outros aspectos, importa salientar a modificação do trem de ondas, em particular o significativo empolamento da onda principal.

Os instantes de chegada da onda principal a 10 km e a 20 km de distância do local de deslizamento

do talude submerso são aproximadamente 230 s e 500 s, respectivamente (Figura 10). Por conseguinte, realça-se o facto de estarmos já nas proximidades da linha de costa e, em qualquer dos intervalos, a onda ter percorrido 10 km em menos de 5 minutos.

As diferenças de tempos de propagação da onda nos primeiros 10 km (distância à primeira sonda) e nos segundos 10 km (distância entre as duas sondas) demonstra a redução da velocidade de propagação da onda ao aproximar-se da costa (sobre profundidades decrescentes). Com efeito, as correspondentes velocidades de propagação em ambos os intervalos são  $C_1 = 43.5 \text{ ms}^{-1} \approx 156.5 \text{ kmh}^{-1}$  e  $C_2 = 37.0 \text{ ms}^{-1} \approx 133.3 \text{ kmh}^{-1}$ , respectivamente.

Importa, por outro lado, verificar que a onda se propaga sobre profundidades de 200 m nos primeiros 10 km, o que corresponde a uma velocidade teórica de propagação  $C = \sqrt{gh} = 44.3 \text{ ms}^{-1} \approx 159.4 \text{ kmh}^{-1}$ , bastante próxima da velocidade  $C_1$  obtida numericamente.

Sublinha-se, por último, que o principal factor que determina as dimensões iniciais de um *tsunami* é a amplitude de deformação do fundo oceânico. Outros factores igualmente relevantes são: a batimetria, a configuração da linha de costa, a velocidade de deformação do fundo, a profundidade na zona de geração e a eficiência com que a energia libertada é transferida para a coluna de água. Por conseguinte, todos estes factores conjugados darão origem a diferentes configurações do trem de ondas produzido.

#### 4. Sistemas de aviso

Os *tsunamis* têm amplitudes reduzidas nas proximidades das zonas de geração e, de um modo geral, durante todo o percurso que realizam em grandes profundidades, em geral superiores a cerca de 2 000 m a 3 000 m. Por conseguinte, os *tsunamis* são difíceis de visualizar ao largo (em mar alto), mesmo a partir de observações aéreas.

Para a previsão e alerta de ondas de grandes dimensões, os sistemas de aviso usam ondas sísmicas com velocidades bastante superiores às dos *tsunamis*, frequentemente na ordem de 10 a 15 vezes mais elevadas.

Se uma perturbação de origem sísmica que atinge a superfície oceânica for suficientemente elevada, de modo a poder ser considerada capaz de produzir um *tsunami*, é dado um alerta. Nesta conformidade, poderá ou não ter ocorrido um *tsunami*; existe, todavia, uma forte probabilidade de este ter acontecido.

De um modo geral, sismos com magnitude inferior a cerca de 6.5 na escala de Richter não são considerados *tsunamigénicos* (capazes de produzir *tsunamis*).

O actual e mais evoluído sistema de aviso de *tsunamis* montado no Pacífico liga cerca de 50 estações de registo espalhadas ao longo da linha de costa. Uma vez detectada actividade ondulatória não usual e potencialmente reveladora de *tsunamis*, por uma qualquer estação de registo situada nas proximidades do ponto de geração, é imediatamente transmitida a informação de aproximação de uma onda com efeitos destrutivos potencialmente elevados e os correspondentes tempos de chegada a todas as estações com fortes probabilidades de virem a ser atingidas.

Em geral, este aviso acontece uma a poucas horas antes da chegada do *tsunami*, nada mais permitindo que a evacuação de pessoas de zonas sensíveis e, eventualmente, de alguns barcos atracados em Portos.

#### 5. Efeito meteorológico produzido em Agosto de 1999

No dia 22 de Agosto de 1999, pelas 14 horas, com as praias do Algarve cheias de veraneantes, foi dado o alarme de que uma onda gigante (*tsunami*) se aproximava da costa. As praias foram rapidamente evacuadas tendo-se estabelecido o pânico em vários locais. Na origem deste alarme esteve um efeito meteorológico que parecia ser uma “onda” no horizonte em fase de rebentação e que se aproximava do litoral (Figura 11). O pânico criado manteve-se durante pelo menos uma hora e meia.

Esta “onda”, a ser real, situar-se-ia a uma distância da costa não superior a cerca de uma dezena de quilómetros. Por conseguinte, nestas circunstâncias

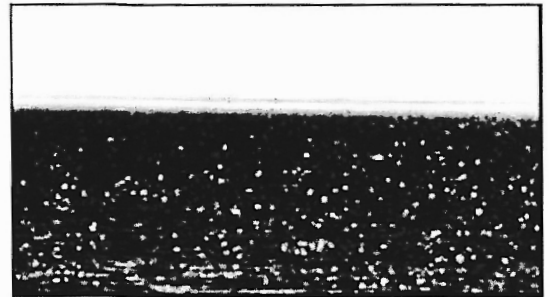


Figura 11 – Fotografia obtida em Agosto de 1999: efeito meteorológico produzido no horizonte (Cortesía de Alveirinho Dias).

seria manifestamente impossível o estabelecimento de qualquer plano de evacuação de uma praia.

Naturalmente, a não existência de qualquer sistema de aviso que permita detectar um potencial *tsunami* a largas dezenas de quilómetros da costa, deixa-nos completamente desprotegidos em relação a qualquer ocorrência deste tipo. No entanto, face aos dados disponíveis e apesar da grande densidade populacional do litoral Português, aceitamos que esta não seja a maior prioridade do nosso País em termos de defesa e protecção da orla costeira.

#### 6. Conclusões

São gerados anualmente em todo o Globo muitos *tsunamis* de pequenas dimensões. Historicamente, um *tsunami* já com forte poder destrutivo ocorre algures, em parte incerta do Globo, em cada período de dois a três anos. Um *tsunami* de elevadas proporções, com características devastadoras, ocorre em cada período de quinze a vinte anos.

Na costa Portuguesa, os períodos de recorrência de *tsunamis* gerados por sismos com idênticas magnitudes são incomparavelmente superiores. Da ordem de quatrocentos anos para um *tsunami* com algum poder destrutivo (p.e. quando gerado por um sismo com magnitude da ordem de 8.0 na escala de Richter) e superior a mil anos para um *tsunami* com características destrutivas e modificadoras da linha de costa, como o ocorrido em 1755. Por conseguinte, Portugal situa-se numa região do Globo com baixa probabilidade de ocorrência de *tsunamis* com elevado poder destrutivo. Com efeito, embora ocorram sismos com alguma frequência, estes têm em geral magnitudes reduzidas e não geram *tsunamis*, ou se os produzem não revelam importantes efeitos devastadores. Ainda assim, importa salientar que as zonas de Portugal potencialmente mais vulneráveis, se situam na orla costeira Atlântica situada a sul do Cabo da Roca, na costa Mediterrânica e no Arquipélago dos Açores.

### **Agradecimentos**

Ao Professor Pedro Proença Cunha do Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra agradeço a informação bibliográfica que me facultou e o mapa apresentado na Figura 6. Também ao Professor Alveirinho Dias da Unidade de Ciências e Tecnologias dos Recursos Aquáticos da Universidade do Algarve são devidos agradecimentos pela cedência da imagem apresentada na Figura 11.

### **Bibliografia**

- ANTUNES DO CARMO, J. S. (1995) - *Contribuição para o Estudo dos Processos Morfodinâmicos em Regiões Costeiras e Estuarinas*. Tese de Doutoramento em Ciências da Engenharia, Universidade de Coimbra.
- GOMES PAULINO, J. M. O. (1997) - *Sedimentologia, Litoestratigrafia e Geoquímica do Depósito Sedimentar Associado ao Tsunami de 1º de Novembro de 1755 na Boca do Rio, Algarve*. Dissertação de Mestrado apresentada à Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa para obtenção do grau de Mestre em Geologia Económica e Aplicada, ramo Geologia do Ambiente.
- PEREIRA DE SOUSA (1919) - *O Terramoto de 1 de Novembro de 1755 em Portugal*. Vol. 1, Mem. Serv. Geol. Port.
- THURMAN, H. V. e TRUJILLO, A. P. (1999) - *Essentials of Oceanography*. 6ª edição, Prentice-Hall, Inc., ISBN 0-13-727348-7.