UNIVERSIDADE NOVA DE LISBOA

FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA

DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL SECÇÃO DE ESTRUTURAS

Risco Sísmico, Gestão e Projectos Portuários em Setúbal e Sesimbra

Relatório Técnico nº2:

Tsunamis

Carlos Chastre Rodrigues



1998



Índice

1.	Introdução1					
2.	2. O Mecanismo de Geração e de Propagação dos Tsunamis2					
2.1. Introdução						
2.2. O mecanismo de geração dos tsunamis						
2.3	2.3. O mecanismo de propagação dos <i>tsunamis</i>					
3.	Danos	s Causados por Tsunamis	9			
4.	. O tsunami ocorrido na Papua Nova Guiné 14					
5.	Registo	Histórico de Tsunamis ocorridos no Sudoeste de Portugal	20			
6.	Caract	erização Geral do Território Português	24			
7.	Metod	ologia para a simulação de tsunamis	30			
7.	1. G	eração de tsunamis na origem	30			
	7.1.1.	Escolha da origem do tsunami	32			
	7.1.2.	Parâmetros relativos ao deslocamento do solo	32			
	7.1.3.	Tipo de deslocamento do solo	33			
	7.1.4	Altura da onda do tsunami na origem	34			
7.2	2. F	ropagação da onda em direcção à costa	34			
8.	Acç	ões Devido a Tsunamis	35			
8.	1. In	trodução	35			
8.2	2. A	cções	39			
	8.2.1.	Força de Impulsão	40			
	8.2.2.	Força hidrostática horizontal	41			
	8.2.3.	Força de arrastamento	42			
	8.2.4.	Força Instantânea (rebentamento das ondas)	44			
8.2.5. Força de Impacto						
9.	9. Simulação numérica dos tsunamis de 1755 e 196947					
9.	9.1. O tsunami de 1969 47					
9.2	2 0	tsunami de 1755	48			
10.	Prev	/isão e Detecção de Tsunamis	51			
10.1 Introdução 51						
10	10.2 Previsão de Tsunamis					
10	10.3 Detecção de Tsunamis					
10	10.4 Sistemas de Alerta 57					
11.	11. Síntese					
Refe	erência	as 61				



1. Introdução

O presente relatório técnico insere-se no âmbito do projecto - *Risco Sísmico, Gestão e Projectos Portuários em Setúbal e Sesimbra,* realizado ao abrigo do protocolo efectuado entre a Administração dos Portos de Setúbal e Sesimbra e a Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa.

Com este relatório pretende-se abordar o tema dos Tsunamis quer do ponto de vista dos efeitos quer do ponto de vista das acções, apresentando alguns exemplos das consequências da ocorrência de um *tsunami* e mostrando a formulação inerente à modelação e à quantificação das acções devido a *tsunamis*.



Fig.1.1 - Figura de origem Japonesa representando um *Tsunami*.

Dado a grande importância que poderá ter a tomada de medidas de emergência necessárias para evitar que o fenómeno produza uma catástrofe com perdas de vidas humanas e se minimizem os danos materiais, aborda-se igualmente o tema da prevenção apresentando alguns exemplos de experiências efectuadas noutros países ao nível da implementação dos sistemas de observação e alerta.



2. O Mecanismo de Geração e de Propagação dos Tsunamis

2.1. Introdução

O aparecimento de *Tsunamis* pode ser provocado por fenómenos como os sismos, os deslizamentos de terras, as erupções vulcânicas, as explosões ou o impacto de meteoritos.



Fig.2.1 - Imagem do *Tsunami* que em 1946 atingiu o Hawai [5].

A palavra Tsunami tem origem no Japão, podendo traduzir-se por "onda de porto" uma vez que *"tsu*" significa porto e *"nami*" significa *onda*.

Um *Tsunami* é uma onda, ou uma série de ondas, geradas no oceano ou numa grande superfície de água e causadas por um fenómeno que provoque o deslocamento vertical de grandes quantidades de água.

Embora tratando-se de um acontecimento relativamente raro, desde 1992, os tsunamis já provocaram a morte a mais de 5000 pessoas em todo o mundo. Estes acontecimentos foram causados por sismos no Japão, na Indonésia, na Nicarágua e mais recentemente na Papua Nova Guiné e os danos materiais ao longo das zonas costeiras atingidas foram de milhões de contos.



Na tabela seguinte apresenta-se uma lista dos tsunamis mais gravosos em número de vítimas causado.

DATA	LOCAL	N° DE VITIMAS		
27-11-1883	Krakatau, Indonésia	36.000		
1707	Japão	30.000		
15-07-1896	Sanriku, Japão	28.000		
01-11-1755	<u>Lisboa</u>	<u>10.000</u>		
11-1933	Sanriku, Japão	3.000		
17-07-1998	Papua Nova Guiné	(*) 3.000		
12-1992	Indonésia	1000		
22-05-1960	Hilo, Hawai, e outras ilhas do pacífico	450		
12-11-1979	San Juan, Colómbia	450		
12-07-1993	Ilha de Okushiri, Japão	330		
*) valor estimado pelas autoridades locais em 20/07/1998.				

Os locais mais afectados por estes fenómenos são o Japão, a Indonésia e as ilhas do pacífico. Contudo, o tsunami que afectou Lisboa com o sismo de 1755 caracteriza-se como um dos mais

gravosos da história da humanidade.



Fig.2.2 - Vista geral dos danos provocados pelo Tsunami que em 12-07-1993 atingiu Ilha de Okushiri no Japão [15].



2.2. O mecanismo de geração dos tsunamis

Um *tsunami* pode ser gerado quando o nível das águas do oceano é abruptamente deformado provocando um deslocamento vertical do nível superior da água. Quando os sismos de origem tectónica ocorrem no mar, provocam a deformação da crosta terrestre e consequentemente a água que se encontra por cima desta zona deformada tende a tomar uma nova posição de equilíbrio. As ondas formam-se com o deslocamento da massa de água, que actua sobre a influência da gravidade, tentando ganhar a sua posição de equilíbrio. Um *Tsunami* pode, assim, ser gerado quando vastas áreas do oceano se elevam ou se rebaixam.



Fig.**2.3** - Simulação tridimensional da erupção do vulcão de Krakatau (1883) e consequente geração do tsunami que causou a vida a 36.000 pessoas [7].

Os grandes movimentos da crosta terrestre podem ocorrer na fronteira entre duas placas tectónicas, uma vez que as placas interagem na sua fronteira causando falhas. Um dos locais onde têm ocorrido mais *tsunamis* é nas margens do Oceano Pacífico devido, precisamente, à existência de um escorregamento das placas oceânicas por debaixo das placas continentais dando origem à ocorrência de sismos e consequentemente ao possível aparecimento de *tsunamis*.



Fig.**2.4 –** Figura mostrando a convergência entre as placas continentais e oceânicas.



Nos casos em que os sismos provocam a ocorrência de tsunamis a coluna de água é afectada pelo elevar ou rebaixar do nível do mar. Nos escorregamentos de terra submarinos, que ocorrem usualmente com grande parte dos sismos, a coluna de água é afectada pelo escorregamento de sedimentos e de rochas a qual se redistribui ao longo da área afectada. Analogamente, uma violenta erupção vulcânica no interior do oceano pode causar uma impulsão vertical que eleve a coluna de água e gere um tsunami.

2.3. O mecanismo de propagação dos *tsunamis*

As ondas do mar têm um período de aproximadamente 10 segundos e um comprimento de onda próximo dos 100 metros.



Fig.2.5 - Esquema ilustrativo do comprimento, altura e Velocidade típicas de uma onda do mar.

Um tsunami pode ter um comprimento de onda de 100 quilómetros e um período na ordem de uma hora.



Fig.**2.6** - Esquema ilustrativo do comprimento, altura e Velocidade típicas de um *Tsunami* em águas profundas.

Como resultado do seu longo comprimento de onda os tsunamis comportam-se como ondas em águas pouco profundas. Uma onda torna-se numa grande onda, em águas pouco profundas, quando o rácio entre a profundidade da água e o comprimento de onda se torna muito pequeno. As ondas de águas pouco profundas movem-se a uma velocidade igual à raiz quadrada do produto da aceleração da gravidade pela profundidade da água.





Fig.**2.7** - Esquema ilustrativo do comprimento, altura e Velocidade típicas de um *Tsunami* próximo da costa.

No Oceano Pacífico onde a profundidade média das águas ronda os 4000 m, um tsunami pode mover-se à velocidade de aproximadamente 200 m/s (700 km/h).

O rácio a que uma onda perde energia é inversamente proporcional ao seu comprimento de onda. Razão pela qual os *Tsunamis* não só se propagam a alta velocidade, como podem vencer grandes distâncias transoceânicas com uma perda mínima de energia.

No sismo de 1755, de acordo com os relatos da altura, as águas atingiram o cimo do promontório de Sagres. Aliando os registos históricos e as simulações através de modelos entretanto realizadas D'Appolónia [1] concluiu que em Sagres as águas subiram entre 30 a 60m acima do nível médio do mar. De acordo com o mesmo autor as ondas foram da ordem dos 6 a 7m em Lisboa e dos 4 a 5 m em Setúbal.

É muito difícil detectar os tsunamis no alto mar. Quando um *tsunami* começa em águas profundas pode ter cerca de meio metro de altura e assemelhar-se a uma ligeira ondulação da superfície do mar.

No tsunami *Sanriku* que atingiu Honshu no Japão em 15 de Julho de 1896 os pescadores que se encontravam a cerca de vinte milhas da costa não se aperceberam da passagem do tsunami (que na altura tinha cerca de 40 centímetros) por debaixo dos seus barcos. Ficaram completamente abismados com a devastação que os esperava quando voltaram para o porto de *Sanriku*, vinte e oito mil pessoas tinham morrido e 170 milhas de costa tinham sido destruídas pela onda que passara por debaixo deles.



A morfologia da costa tem um efeito significativo na resistência ao Tsunami. A figura 2.8 ilustra este relacionamento no caso do tsunami que atingiu a ilha de Mindoro nas Filipinas em 15/11/1994 [8]. Neste tsunami verificou-se que as estruturas de betão armado foram moderadamente danificadas e continuaram de pé, enquanto as estruturas leves foram completamente danificadas e arrastadas para terra dezenas de metros.



Fig.2.8 – Esquema ilustrativo do efeito da morfologia da costa da ilha do Mindoro na resistência ao tsunami [8].

Nas figuras 2.9 a 2.12 apresentam-se fotografias da aproximação e chegada de um tsunami a uma localidade costeira, enquanto nas figuras 2.13 a 2.15 se apresentam fotografias da chegada de um tsunami a uma praia.



Risco Sísmico, Gestão e Projectos Portuários em Setúbal e Sesimbra Relatório Técnico nº2: TSUNAMIS



Fig.**2.9 –** Aproximação do Tsunami à costa.



Fig.2.10- Rasto deixado pela aproximação do Tsunami.



Fig.2.11- Chegada do Tsunami à costa.



Fig.2.12- Embate das ondas nas construções costeiras.



Fig.2.13 – Chegada das primeiras ondas à praia.



Fig.2.14 – Inundação da praia.



Fig.2.15 – Inundação de toda a zona costeira.



3. Danos Causados por Tsunamis

Os danos causados por Tsunamis podem ser bastante severos quer do ponto de vista de perda de vidas humanas, quer do ponto de vista de perdas materiais (portos, cais, edifícios, barcos, etc.).



Fig. **3.1** - Vista dos danos causados na parte norte da *resurrection bay* em Seward no Alasca pelo tsunami gerado pelo sismo ocorrido em 27/3/1964 e cujo epicentro se situou a cerca de 75km deste local [5].

Um dos tsunamis mais destrutivos dos nossos tempos ocorreu em 1960 no Chile tendo sido causado por um sismo de magnitude 8.6 na escala de Richter. Este tsunami destruiu não só a costa Chilena como partes do Hawai e da costa da Californiana. O total de mortes associadas ao sismo e ao tsunami foi estimado entre 490 e 2290. Os estragos foram avaliados em cerca de meio bilião de dólares.





Fig. 3.2 - Vista aérea da zona costeira da ilha Chiloe no Chile afectada pelo tsunami de 1960.

O sismo fez tremer a terra de tal forma que os habitantes desta ilha resolveram pegar nos seus barcos e ir para o mar. Infelizmente, em menos de quinze minutos, uma grande onda chegou e destruiu todos os barcos e todos aqueles que lá se encontravam.

Após ter destruído a costa Chilena, o tsunami viajou quase 15 horas até Hilo no Hawai, onde causou a morte a 61 pessoas. As figuras 3.3 a 3.5. mostram a destruição causada pelo tsunami. No total foram estimados 24 milhões de dólares de prejuízos.



Fig. 3.3 – Aspecto geral da destruição provocada por um tsunami.





Fig. **3.4 –** Danos provocados pelo tsunami de 23/5/1960 na zona de Shinmachi em Hilo no Hawai [6].



Fig. 3.5 – Danos provocados pelo tsunami de 23/5/1960 em Hilo no Hawai [6].

Em Abril de 1946 um sismo de intensidade 7.3 ocorrido na ilha de Aleutian gerou um tsunami que atingiu igualmente Hilo no Hawai, tendo morrido 159 pessoas e os prejuízos foram avaliados em 26 milhões de dólares. Nas figuras 3.7 e 3.8 é visível a destruição ocorrida.





Fig. 3.6 – Danos provocados pelo tsunami de 1/4/1946 em Hilo no Hawai [6].



Fig. 3.7 – Danos provocados pelo tsunami de 1/4/1946 na avenida kamehameha em Hilo no Hawai [6].



Dado que a maioria dos grandes tsunamis ocorridos neste século tiveram lugar no Oceano Pacífico apresenta-se nas figuras seguintes a sua localização.



 Fig. 3.8 - Figura com a localização dos grandes tsunamis ocorridos neste século no Oceano Pacífico:
 •1929 Grand Banks, Canada •1946 Aleutian Islands, Alaska •1952 Kamchatka Peninsula, Russia •1957 Aleutian Islands, Alaska •1960 Chile •1964 Prince Williams Sound, Alaska •1975 Hawai



Fig. **3.9** - Figura com a localização dos tsunamis ocorridos recentemente [1981-1997] no Oceano Pacífico [9]



4. O tsunami ocorrido na Papua Nova Guiné

No dia 17 de Julho de 1998 ocorreu um sismo de magnitude 7.0 na região da Papua Nova Guiné (fig. 4.1) o qual gerou um tsunami que atingiu a costa com 3 grandes ondas, a maior tendo entre 7 a 10 metros de altura.



Fig. 4.1 - Mapa com a localização do sismo ocorrido em 17/7/1998 em Aitape na Papua Nova Guiné O círculo amarelo representa a dimensão aproximada da área em que se fez sentir o sismo. [9].

O tsunami ocorreu numa das mais remotas e isoladas regiões da costa da Nova Guiné, a área atingida é uma zona de floresta onde existem populações que subsistem da agricultura e da pesca. A maior parte dos habitantes vivem em casas feitas de materiais provenientes da floresta e construídas junto à praia. A população total da área afectada ronda as 10.000 pessoas.

Diversas povoações, construídas numa língua de terreno entre o mar e a lagoa de Sissano, foram varridas para a lagoa (Fig. 4.3) de onde os corpos foram retirados do meio de um mar de destroços.

Os maiores danos ocorreram em quatro povoações (fig. 4.2) - Sissano, Warapu (1.800 habitantes), Arop (1.800 a 2.000 habitantes) e Malol. As povoações de Warapu e Arop foram completamente destruídas e no local só resta areia da praia.





Fig. **4.2** - Mapa com a localização do sismo de 17/7/1998. O círculo a vermelho representa a posição do epicentro, enquanto a elipse a tracejado representa a área onde ocorreram mais danos [9].



Fig. **4.3** – Vista geral da Lagoa de Sissano na Papua Nova Guiné após a devastação provocada pelo tsunami de 17/7/1998. Foto APF [9].



Os sobreviventes em estado de choque referiram que as suas casas tremeram trinta minutos antes de as ondas de 10 metros de altura chegarem à praia e levarem homens, mulheres e crianças para o mar.

Pelo menos 6.000 pessoas de uma população de 10.000 ficaram sem casa nas sete povoações atingidas pelo tsunami, a maior parte das 3.000 vitimas estimadas foram idosos e crianças e da restante população muitas sobreviveram com braços e pernas partidos.



Fig. **4.4** – Foto de um habitante tentando recuperar os seus haveres após a devastação provocada pelo tsunami de 17/7/1998. Foto APF [9].

Em termos de sismicidade representa-se na figura 4.5 os registos históricos dos sismos ocorridos no período entre 1857 e 1996 na costa norte da ilha da Nova Guiné. Metade dos cerca de 1300 registos apresentados referem-se aos últimos 20 anos. Os círculos a cheio mostram a localização dos sismos de maior intensidade e o círculo a branco mostra a localização do acontecimento de 17/7/1998.

Na figura 4.6 encontram-se assinaladas 65 ocorrências representando os epicentros dos sismos geradores de tsunamis na região da Papua Nova Guiné desde 1768 até 1998. O cursor mostra a posição do acontecimento de 17/7/1998.





Fig. **4.5** - Mapa com a localização dos sismos ocorridos no período entre 1857 e 1996 na costa norte da ilha da Nova Guiné [9].



Fig. **4.6** - Mapa com a localização do epicentros dos sismos geradores de tsunamis na região da Papua Nova Guiné desde 1768 até 1998 [9].



O corte AB representado na figura 4.7 mostra o perfil da costa na zona de ocorrência do tsunami de 17/7/1998.



Fig. 4.7 - Corte AB com o perfil da costa na zona de ocorrência do tsunami de 17/7/1998 [9].

Na figura seguinte apresenta-se um gráfico em que se representa a Intensidade (I) versus a magnitude (Mw) do sismo gerador dos diversos Tsunamis ocorridos no Pacífico entre 1991 a 1998. O acontecimento de 17/7/1998 na Papua Nova Guiné encontra-se assinalado com uma bola vermelha e a linha vermelha representa a dependência teórica I (Mw) obtida em (Gusiakov, Chubarov, 1987).



Fig. **4.8** - Gráfico com a Intensidade (I) versus magnitude (Mw) do sismo gerador dos diversos Tsunamis ocorridos no Pacífico entre 1991 a 1998 [9].



Na figura 4.9 apresenta-se um mapa com as ondas de refracção representando o percurso ao longo do tempo efectuado pelo tsunami de Aitape em 17/7/1998 no Sudoeste do Pacífico. O epicentro do sismo encontra-se assinalado a vermelho e as isolinhas estão desenhadas por cada 30 minutos de propagação da onda.



Fig. 4.9 - Diagrama com as ondas de refracção representando o percurso ao longo do tempo efectuado pelo tsunami de Aitape em 17/7/1998 no Sudoeste do Pacífico. As isolinhas estão desenhadas por cada 30 minutos de propagação da onda [9].



5. Registo Histórico de Tsunamis ocorridos no Sudoeste de Portugal

Nos registos históricos não é normalmente quantificada a intensidade do tsunami. A escala apresentada por Karnik (1971) tem 6 intensidades, que vão desde o muito suave e suave, passando pelo pouco intenso e intenso, até ao muito intenso e devastador. Na tabela seguinte apresenta-se a tabela desenvolvida por este autor com as seis escalas e uma breve descrição de cada uma.

INTENSIDADE	OBSERVAÇÕES
I	MUITO SUAVE. Ondas muito fracas, só perceptíveis por equipamento especializado.
Η	SUAVE . Ondas detectadas apenas por aqueles que vivem ao pé da costa e se encontram familiarizados com o mar. Geralmente detectados em zonas costeiras planas.
	POUCO INTENSO . Normalmente detectado. As inundações ultrapassam as zonas costeiras pouco acidentadas. Os pequenas veleiros são arrastadas para terra. Alguns estragos em estruturas leves junto ao mar. Nos rios existe inversão da corrente junto ao estuários.
IV	INTENSO . Inundações com alguma profundidade nas zonas costeiras. A água do mar atinge a cota dos arruamentos. Os diques e aterros ficam danificados assim como as estruturas leves. As estruturas mais sólidas são levemente afectadas. Os grandes veleiros e os pequenos navios são arrastadas para terra ou para o mar. Os destroços flutuam ao longo da costa.
V	MUITO INTENSO . A inundação generaliza-se com alguma profundidade a toda a costa. Os cais e estruturas mais sólidas junto à costa ficam danificados e as estruturas leves são destruídas. A água atinge os terrenos cultivados e junto à costa flutuam os destroços e os corpos de animais marinhos. À excepção dos grandes navios todos os outros são arrastados para terra ou para o mar. Aparecem grandes alterações nos estuários dos rios e as estruturas portuárias ficam danificadas. As pessoas são arrastadas para o mar. As ondas são acompanhadas por ruído intenso.
VI	DEVASTADOR . As estruturas são parcial ou completamente destruídas até alguma distância da costa. Inundações profundas das zonas costeiras. Os grandes navios são muito danificados. As arvores são arrancadas ou partidas pelas ondas. Verificam-se muitas baixas entre a população.

A ocorrência de tsunamis ao longo da história encontra-se referida em diversos documentos históricos, sendo possível efectuar uma listagem das principais ocorrências baseando-nos em



diversos autores (Pereira de Sousa (1911, 1919 e 1928), Falcão Machado (1937), Sousa Moreira (1968, 1973), LNEC (1976) e D'Appolonia(1982)).

Uma listagem dos registos históricos encontra-se sumariada na tabela seguinte e foi baseada em descrições da época recolhidas por Pereira de Sousa (1911, 1919 e 1928), Falcão Machado (1937), Sousa Moreira (1968, 1973), LNEC (1976) e D'Appolonia(1982)).

DATA	EPICENTRO DO SISMO (°N - °W)	LOCALIDADES AFECTADAS	INTENSIDAD E DO TSUNAMI	OBSERVAÇÕES
218 / 216 ac	-	Cadiz e Costa adjacente	V – VI (?)	Epicentro provável no Atlântico / Golfo de Cadiz
210 / 209 ac	-	Cadiz e Costa adjacente	(?)	Epicentro possível no Atlântico / Golfo de Cadiz
60 ac	-	Costa Portuguesa	V – VI (?)	Epicentro provável no Atlântico
382	-	Costa Portuguesa	V – VI (?)	Epicentro provável no Atlântico
14 / 6 / 1356	36.0 – 11.0 (?)	Costa Portuguesa	(?)	Epicentro provável no Atlântico – tsunami provável. Não existem relatórios.
26 / 1 / 1531	36.0 – 11.0 (?)	Costa Portuguesa Lisboa	V – VI V	Epicentro provável no Atlântico
27 / 12 / 1722	36.5 – 7.7	Tavira – Faro	111	Mar alterado, deixando em dificuldade as pequenas embarcações ancoradas
1 / 11 / 1755	36.0 – 10.6	Lisboa	V	Altura: 6 a 7 metros.
		Peniche	V	Muralhas partidas; Mortos.
		Praia de Porto Novo (Torres Vedras)	V – VI	Altura aproximada: 9 a 10 metros.
		Ericeira	IV – V	Barcos atirados para terra.
		Colares	IV – V	Aparente ocorrência de afogamentos.



1 / 11 / 1755	36.0 – 10.6	Cascais	VI	Cerca de 300 mortos, a maioria por
(Conti.)				alogamento.
		Oeiras	V	Altura da onda de cerca de 6 metros.
		Almada	V	Afogamentos.
		Sesimbra	IV – V	Barcos destruídos.
		Setúbal	VI	Grandes danos na cidade. Afogamentos.
		Vila Nova de Mil Fontes	IV – V	As casas junto à praia foram completamente inundadas.
		Odeceixe	V	A água subiu o rio em cerca de 5 a 6 km.
		Aljezur	V – VI	Altura da onda de cerca de 15 metros na zona sul de Arrifana; cerca de 2 metros na zona norte.
		Cabo de São Vicente (Sagres)	VI	De acordo com os relatos, a altura da onda foi de 30 a 60 metros.
		Lagos	VI	Altura da onda de cerca de 6-10 metros; Destruição; Afogamentos; As ondas entraram por terra cerca de 2 a 3 km.
		Ferragudo	V – VI	1/3 das casas foram completamente arrastadas.
		Alcantarilha	VI	Quase totalmente destruída pelo tsunami. 84 afogamentos.
		Albufeira	VI	Muitas casas completamente inundadas em 7 ruas e muitos afogamentos
		Quarteira	VI	As casas na praia foram completamente destruídas; cerca de 100 afogamentos; as ondas entraram cerca de 1 km em terra.
		Faro	III (?)	Poucos efeitos comparativamente com outras zonas.
		Olhão	III (?)	



1 / 11 / 1755 (Conti.)	36.0 – 10.6	Vila Real de Sto. António	VI	Registados 180 mortos na zona Castro Marim. Provavelmente vitimas de afogamentos ocorridos em Vila Real.
		Ayamonte	VI	Centenas de afogamentos.
		Huelva	VI	Centenas de afogamentos.
		Cadiz	V – VI	Altura da onda de cerca de 6-7 metros.
		Tanger	VI	Muitos afogamentos.
		Rabat / Sale	VI	Centenas de afogamentos.
Nov-Dez 1755 e 1756	36.0 – 10.6	Costa Portuguesa	IV	Tsunamis provocados por algumas replicas do sismo de 1/11/1755
31 / 3 / 1761	36.0 –11.0	Costa Portuguesa e Espanhola	111	
		Lisboa	ш	
5 / 4 / 1772 (?)	(?)	Olhão	VI (?)	O forte de S.Lourenço foi destruído pelo mar em 1772. Relacionado com o sismo de 5/4/1772 ?
14 / 9 / 1903	38.3 – 9.0	Lisboa	II	Epicentro aparente ao largo da costa de Setúbal.
25 / 11 1941	37.4 – 19.0	Costa Portuguesa	I	40 cm de amplitude em Ponta Delgada.
28 / 2 / 1969	36.0 – 10.7	Casablanca	П	115.5 cm de amplitude.
		Lagos	П	81.5 cm de amplitude.
		Faro	I	38.0 cm de amplitude.
		Cascais	П	81.5 cm de amplitude.
		Pedrouços	П	65.5 cm de amplitude.
		Praça do Comércio	I	28.5 cm de amplitude.
		Cacilhas	П	55.0 cm de amplitude.
		Cabo Ruivo	I	13.5 cm de amplitude.
		Aveiro	I	24.0 cm de amplitude.
		Leixões	I	25.5 cm de amplitude.
		Horta	П	36.0 cm de amplitude.
		Angra	П	70.0 cm de amplitude.



6. Caracterização Geral do Território Português

Neste capítulo apresenta-se um conjunto de informações que tentam caracterizar a envolvente geológica e sísmica em que se encontra inserido o território português.

Em termos de actividade tectónica e vulcânica, encontram-se representados na figura 6.1 os principais acontecimentos ocorridos no último milhão de anos.



Fig. 6.1 – Mapa da actividade vulcânica e tectónica no último milhão de anos, National Geographic Society.

Nas Figuras 6.2 a 6.4, apresenta-se um conjunto de mapas com os relevos e contornos geográficos da região mediterrânea, com a actividade sísmica entre 1800 e 1996, e com os epicentro dos sismos que desde 1380ac até 1996 geraram tsunamis na região do mediterrâneo.





Fig. 6.2 – Mapa com os relevos e contornos geográficos da região mediterrânea [10].



Fig. 6.3 – Mapa da actividade sísmica (1800 – 1996) na região do mediterrâneo "Seismicity Catalogs, NOAA/NGDC, Boulder, Colorado 1996, vol 2.



Fig. 6.4 - Mapa com os epicentro dos sismos que geraram tsunamis desde 1380 ac até 1996 na região do mediterrâneo [10].



Na figura 6.5 é possível observar que o arquipélago dos Açores se encontra na junção de três placas tectónicas (Europeia, Americana e Africana), enquanto na figura 6.6 se apresenta um esquema geotécnico da Península Ibérica e do norte de África.



Fig. 6.5 – Esquema da junção das três placas tectónicas (Europeia, Americana e Africana) no arquipélago dos Açores [1].



Fig. 6.6 - Mapa com esquema geotécnico da Península Ibérica e do norte de África [1].

Na figura 6.7 apresenta-se a estrutura geotécnica do sudoeste da Península Ibérica.



Fig. 6.7 – Estrutura geotécnica do sudoeste da península ibérica [1].



Por observação do mapa com as curvas batimetricas do *off-shore* português, apresentado na figura 6.8., constata-se que a profundidade das águas do mar a cerca de 100 km da costa portuguesa ronda os 4000 metros.



Fig. 6.8 – Mapa com as curvas batimetricas caracterizadoras do off-shore português [1].

Por fim, na figura 6.9 encontram-se representados os diversos sismos ocorridos no sudoeste da Península Ibérica e no Norte de África, assim como a intensidade dos mesmos.



Fig. 6.9 - Mapa com a indicação da localização e intensidade dos diversos sismos ocorridos no sudoeste da Península Ibérica e no norte de África [1].



7. Metodologia para a simulação de tsunamis

Em zonas com uma longa história de ocorrência de tsunamis os dados sobre as alturas das ondas na costa podem ser interpretados a partir de registos históricos. Quando não é possível uma análise probabilística dos registos existentes para avaliação do risco de ocorrência de tsunami num determinado local, é necessário desenvolver um método para prever a origem dos tsunamis a partir de um sismo no mar alto e a sua propagação em direcção à costa. Nos parágrafos seguintes são abordados estes dois aspectos de acordo com a metodologia seguida em [1].

7.1. Geração de tsunamis na origem

A resposta da superfície da água perto da origem a uma alteração no fundo do mar pode ser modelada de acordo com o método apresentado por Wilson e outros (1962). O movimento do fundo do mar resultante dum sismo é semelhante ao deslocamento Δz de um bloco da crosta ao longo do tempo com uma largura 2*b*' e pode ser dado pela expressão:

$$\Delta z(x,t) = \Delta_0 (1 - e^{-st}), \quad \text{para } |x| \le b', \quad t \ge 0 \quad \text{e} \quad z = 0$$

$$\Delta z(x,t) = 0, \qquad \text{para } |x| \succ b' \qquad (1)$$

onde:

 $\Delta_{\scriptscriptstyle 0}\,$ - deslocamento vertical (final) do fundo do mar

- t tempo
- s factor do tempo associado à deformação do fundo do mar
- *x* coordenada horizontal

A deformação n(x,t) resultante na superfície da água é dada pela seguinte equação:

$$n(x,t) = \frac{2\Delta_0}{\pi} \int_0^\infty \frac{sen(\beta\xi) \cdot \cos(\varepsilon\xi)}{\xi \cdot H(\xi)} Q(\xi,t) \cdot d\xi$$
(2)



onde:

$$\beta = \frac{b'}{d}$$
 , é o valor adimensional da largura perturbada

 $\mathcal{E} = \frac{x}{d}$, é o valor adimensional da distância à origem

, é a profundidade da água

d

 $Q(\xi,t) = \cos\left(\gamma_0 \cdot t \cdot \sqrt{\frac{g}{d}}\right) - e^{-st}$ $H(\xi) = \cosh(\xi) + \frac{\xi \cdot g}{s^2 \cdot d} \cdot \operatorname{senh}(\xi)$ $\gamma_0 = \sqrt{\xi \cdot \tanh(\xi)}$ $\xi = \frac{2\pi \cdot d}{\lambda} , \lambda \text{ é o comprimento da onda}$

a equação (2) pode ser resolvida por integração numérica se todos os parâmetros forem conhecidos.

Estes parâmetros são a profundidade da água na origem (*d*), a deformação do fundo do mar (Δ_0) e o tempo (*t*). A profundidade da água depende da localização do origem, que é de importância fundamental na avaliação do risco de ocorrência do tsunami num determinado local.

A localização da origem do tsunami que produz as acções mais criticas num determinado local e a escolha dos parâmetros necessários para a resolução da equação (2) são discutidas nos parágrafos seguintes.



7.1.1. Escolha da origem do tsunami

A escolha da origem do tsunami requer uma análise cuidada da tectónica do "*offshore*", com particular atenção na identificação de falhas activas cuja rotura durante um sismo pode provocar um deslocamento do fundo do mar e produzir um tsunami.

Nesta metodologia assume-se que o tsunami é gerado numa falha activa. Outras origens de tsunamis como os desmoronamentos de terras submarinos ou as erupções vulcânicas são possíveis, mas são foram considerados nesta análise.

Quando a origem do tsunami é definida em termos de uma falha activa, então diversos parâmetros devem ser definidos para caracterizarem o movimento da falha, tais como:

- Comprimento da falha
- Deslocamento vertical
- Taxa de deslocamento vertical, e
- Áreas afectadas pelo deslocamento (largura)

Nos parágrafos seguintes discute-se a escolha destes parâmetros.

7.1.2. Parâmetros relativos ao deslocamento do solo

Os parâmetros relativos ao deslocamento do solo, tais como o comprimento da falha, o deslocamento vertical e a largura da área afectadas pelo deslocamento, estão associadas com qualquer magnitude do sismo escolhida e normalmente não são conhecidas e têm de ser estimadas na base de relações empíricas existentes. A melhor aproximação é modelar um tsunami gerado por um sismo conhecido por forma a confirmar os parâmetros iniciais com a altura das ondas observadas na costa.

Para o modelo seleccionado, tem de se assumir que todos os sismos situados na mesma zona tectónica originados por mecanismos tectónicos similares produzem resultados similares em relação às características da falha. Contudo, considera-se apropriado modificar as relações existentes por forma a prever os parâmetros da falha sísmica e ao mesmo tempo ser coerente com a tendência esperada para os parâmetros envolvidos tal como expresso nas equações originais. A relação empírica utilizada na análise foi obtida de Wiegel (1970, 1976).



Para prever os parâmetros associados com a falha, cada relação modificada pode ser utilizada na zona seleccionada e para qualquer magnitude do sismo. Podemos ter um valor apropriado para o factor tempo - s – se considerarmos a duração da principal onda de choque, que corresponde à rotura actual ao longo da falha.

7.1.3. Tipo de deslocamento do solo

Como foi mencionado anteriormente, o modelo considerado para expressar o movimento do fundo do mar é de um bloco da crosta sobre pressão (para cima ou para baixo) com uma largura 2*b*' ao longo da falha principal.

Contudo, na realidade o deslocamento vertical não é uniforme sobre a zona afectada (considerado a zona afectada igual à área afectada pela primeira onda de choque), mas é máximo no centro da área distorcida e diminui rapidamente quando se aproxima das extremidades. Por conseguinte é irrealista e bastante conservador assumir que a largura total b da área afectada tem o mesmo deslocamento máximo do solo Δ_0 , pelo que se introduz uma largura equivalente 2*b*', como a seguir se explica.

De acordo com a teoria da repercussão elástica, largamente aceite pelos sismiologistas e verificada in loco (Benioff, 1964), o deslocamento do solo Δ ao longo do eixo menor da deformação é modelado como:

$$\Delta = \Delta_0 \cdot e^{-B \cdot x} \tag{3}$$

Onde:

- Δ_0 é o deslocamento máximo do solo assumido para ocorrer uniformemente ao logo do eixo maior da deformação, e
- B é uma constante cuidadosamente escolhida de modo a que para uma distância de metade da área distorcida (b/2) ocorre uma quebra de 95% no Δ_0 .



Por forma a estabelecer um valor adequado para a largura equivalente *b*' necessária para a equação (2) iguala-se a área com deslocamento do solo no plano x,z de acordo com a equação (3) com a área formada por uma ortogonal imaginária de largura 2*b*' e uma altura Δ_0 da seguinte forma:

$$b' \cdot \Delta_0 = \int_0^{b/2} e^{-B \cdot x} dx \tag{4}$$

que em conjugação com a equação (3), resulte em:

$$b' = 0.16 \cdot b \tag{5}$$

Esta é a relação usada para obter a largura 2*b*' do bloco da crosta sobre pressão em termos da largura *b* da área do sismo afectada pela primeira onda de choque.

7.1.4 Altura da onda do tsunami na origem

Obtidos todos os parâmetros requeridos, a equação (2) é resolvida por integração numérica para duas posições, nomeadamente para x=0 (directamente por cima da origem) e para x correspondendo às extremidades da área de origem. Os valores do tempo t para cada posição variam até se obter o pico para n valores.

O valor final de *n* na extremidade da área de origem é depois usado como a altura da onda inicial na análise da propagação da onda em direcção à costa.

7.2. Propagação da onda em direcção à costa

Estabelecida a altura da onda do tsunami perto da área de origem, a transformação da altura da onda à medida que se dirige para águas menos profundas em direcção à costa pode ser prevista construindo os diagramas de refracção de onda apropriados.

Utiliza-se uma frente de onda elíptica que é uma forma geralmente aceite como representando as condições iniciais da área de origem do tsunami.



As dimensões desta área são assumidas como sendo aproximadamente iguais à área do sismo afectada pela primeira onda de choque (Wiegel, 1976). A orientação da elipse é da maior importância na propagação das ondas uma vez que grande parte da energia do tsunami é emitida em direcção ao eixo menor da elipse.

O diagrama de refracção da onda é construído para descrever a propagação da onda em direcção à zona da costa em causa. As alturas das ondas são calculadas para uma profundidade de cinco metros longe da costa e representam os valores médios das alturas da onda estimados para cada intervalo de costa seleccionado, não considerando quaisquer peculiaridades locais ou a presença de estruturas costeiras que não aparecem nos mapas batimetricos utilizados na respectiva análise.



8. Acções Devido a Tsunamis

8.1. Introdução

Os tsunamis podem causar grandes danos às estruturas. Em Portugal existem diversos relatos dos efeitos do tsunami que ocorreu aquando do sismo de 1755, alguns desses relatos encontram-se coligidos por D'Appolonia em [1]. *Correia Guedes e Sousa Oliveira* [2] apresentam igualmente diversas referências a tsunamis ocorridos nas costas dos Açores.

Tal como se refere em [4], a ocorrência de Tsunamis e os danos por eles causados, está descrito em diversos relatórios com referências aos tsunamis ocorridos em Hilo no Hawai em 1946 e 1960 (Shepard e outros, 1950; Reese e Natlock, 1960) e em diversas cidades do Alasca pelo tsunami de 1964 (Wilson e Torum, 1968), estando portanto, bem documentado o poder de destruição dos tsunamis.

A tremenda força desenvolvida por um tsunami encontra-se ilustrada pela destruição produzida em Seward no Alasca pelo tsunami de 1964. *Wilson* and *Torum* descrevem que uma locomotiva de 115 tf foi derrubada e arrastada cerca de 90m pelo tsunami.

O estudo e a observação de danos causados por tsunamis é de grande importância para a engenharia de estruturas. Com a observação das estruturas danificadas pelos tsunamis é possível compreender melhor as acções envolvidas e desta forma conceber estruturas resistentes aos tsunamis, minimizando as perdas materiais e humanas.

Em [4] Wiegel refere diversos relatórios que descrevem a ocorrência de Tsunamis e os donos por eles causados. Destes relatórios destacam-se:

 O relatório realizado por uma equipa de engenheiros de estruturas (Matlock, Reese, e Matlock, 1962) sobre os danos causados em 1960 em Hilo no Hawai pelo "Chilean tsunami". Neste, faz-se uma análise detalhada de diversos casos em que eram observáveis danos estruturais causados pelo tsunami. Esta análise pretendia obter algumas estimativas numéricas das forças exercidas pelo tsunami.

A observação dos danos causados na estrutura permitiu concluir que a massa de água se deslocava a uma velocidade de 7,5 a 12 m/s (27 a 43 km/h) com uma altura que variava entre os 2,4 e os 3,6 m. Uma observação dos diversos elementos



estruturais permitiu ainda concluir que a pressão exercida pela água sobre estes elementos aquando do embate se situava entre os 19 MPa (190 Kgf/cm2) e os 86 MPa (860 Kgf/cm2), com um valor médio a rondar os 33 MPa (330 Kgf/cm2).

O impacto do tsunami destruiu completamente as estruturas leves de edifícios, a maior parte das estruturas pesadas de madeira e infligiu graves danos em estruturas de aço ou de betão armado. As estruturas de betão armado bem concebidas conseguiram resistir ao impacto do tsunami com danos de menor gravidade. Contudo os danos eram bastante severos em edifícios com fachadas abertas ou em vidro e com paredes traseiras relativamente continuas.

 A maior parte das conclusões de Matlock, Rease e Matlock estão de acordo com as conclusões a que chegou uma equipa de geólogos (Shepard, Mac-Donald e Cox, 1950), que investigou um outro Tsunami que atingiu o Hawai em 1 de Abril de 1946.

Baseando-se na descrição de John D. Isaacs (1946), *Wiegel* considera existirem essencialmente três tipos de tsunamis:

- Aqueles, cujos danos causados são semelhantes aos esperados quando ocorrem inundações provocadas por grandes vagas e forte temporal; em que nem os edifícios nem as suas fundações são grandemente afectados e em que a vegetação é destruída numa pequena extensão.
- Os danos causados encontram-se entre os provocados pelos tsunamis do 1º tipo e os do 3º tipo; Os edifícios podem ser movidos e danificados, o solo fica erodido.
- 3. Os danos causados pelos tsunamis são desproporcionalmente grandes em comparação com os esperados quando ocorre uma inundação provocada por grandes vagas e forte temporal; Em todo o lado se encontram evidências da alta velocidade do tsunami, com edifícios destruídos, grande erosão do solo, viaturas derrubadas e grandes distâncias percorridas pela água em locais planos.



Matlock, Reese, e Matlock referem igualmente no relatório alguns critérios que deveriam ser tomados em conta na concepção de estruturas para resistirem a tsunamis:

- Se possível, a estrutura deve estar orientada com a sua maior direcção paralela à direcção prevista para a onda. Esta orientação permitirá uma maior resistência à pressão da água, fundamentalmente se outras disposições estruturais e construtivas poderem ser implementadas.
- Inclusão de paredes resistentes paralelas, à direcção prevista para a onda. Isto permitirá a absorção da maior parte da força sem necessidade de grande incremento de resistência na restante estrutura.
- 3. Deverá ser equacionada a possibilidade do edifício ao nível do piso térreo não ter utilização ou ser apenas utilizado para garagem ou outro tipo de actividade que não necessite de paredes de alvenaria que façam barreira à água, existindo apenas ao nível do piso térreo a estrutura de suporte dos pisos superiores. Se esta solução for impraticável, então as paredes a colocar ao nível do piso térreo deverão ser leves e facilmente arrancadas pela água. Uma solução deste tipo permite que a força total a ser resistida pela estrutura do edifício seja consideravelmente menor.

Um outra forma de proteger uma determinada zona das ondas de um tsunami é a construção de uma barreira entre o mar e a zona que se pretende proteger.



Fig. 8.1 – Exemplo de uma barreira para protecção contra as ondas de um tsunami [4].



8.2. Acções

Para calcular a acção de um tsunami numa estrutura, é necessário saber a velocidade e a direcção do fluxo, assim como o nível da água ao longo do tempo. O tipo e a forma da estrutura têm uma importância fundamental.

Os tsunamis são caracterizados por se moverem muito rapidamente em águas profundas. *Wilson* e *Torum* (1968) mostraram que para um determinado caso a velocidade da água atravessando o terreno é aproximadamente de:

$$v = \frac{2\pi \cdot A}{T \cdot s} \cos\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot t}{T}\right) \tag{1}$$

com:

- v = velocidade horizontal (ft/s)
- A = amplitude do tsunami (ft)
- T = período do tsunami (s)
- s = inclinação do fundo do mar
- t = tempo(s)

Para pequenas inclinações, a velocidade do tsunami é dada pela seguinte expressão apresentada por *Wilson* e *Torum* (1968):

$$v = C \cdot \sqrt{g \cdot d}$$

com:

- C = valor adimensional variando entre 1 e 2
- g = aceleração da gravidade (ft/s2)
- d = altura da coluna de água na zona de alteração do fundo do mar

Em zonas onde os fluxos bidimensionais são importantes, a velocidade, a direcção e o nível de água em função do tempo podem ser determinadas utilizando um modelo numérico para simulação de inundações (Houston e Butler, 1979). O nível máximo das águas observado pode ser utilizado como dado no modelo numérico. Pode-se assumir que a forma da onda



máxima do tsunami é aproximadamente sinusoidal. O período da onda pode ser seleccionado de registos históricos de ocorrência de tsunamis na zona.

Durante a ocorrência de um tsunami as estruturas podem estar sujeitas a cinco tipos de acções (força de impulsão, forças hidrostáticas, força de arrastamento, força instantânea (rebentamento das ondas) e força de impacto). Nos pontos seguintes, descrevem-se em pormenor estas acções de acordo como o expresso por *Houston* [3].

8.2.1. Força de Impulsão

A Força de Impulsão é uma força vertical de elevação que actua numa estrutura devido ao deslocamento de um volume de água igual ao volume da estrutura que se encontra submersa.

A Força de Impulsão numa estrutura é dada por:

$$F_B = \rho \cdot g \cdot V \tag{3}$$

- F_B = Força de Impulsão (Ib.)
- ρ = densidade da água (lb-s2)/ft4 (slugs/ft3)
- g = aceleração da gravidade (ft/s2)
- V = volume da estrutura submersa (ft3)

A figura seguinte (U.S.Army Engineer Division, 1978) dá-nos para várias alturas da inundação o valor da Força de Impulsão em função da área do edifício em planta. Quando esta força excede o somatório da carga permanente e das sobrecargas actuantes, o edifício começa a flutuar.

Um edifício não ancorado, com uma área em planta de 1500 sq ft e uma carga permanente de 60 psf pesa 90000 lb, não incluindo sobrecargas. O edifício começará a flutuar, no caso de não existirem entradas de água, para uma altura da inundação de aproximadamente 1 ft (U.S.Army Engineer Division, Pacific Ocean, 1978).





Fig. 8.2 – Força de Impulsão (U.S.Army Engineer Division, Pacific Ocean, 1978)

8.2.2. Força hidrostática horizontal

A força hidrostática é uma acção horizontal devido ao peso e à altura da água que actua na estrutura.

A força hidrostática horizontal é dada por:

$$F_{H} = \frac{1}{2}\rho \cdot g \cdot h \cdot A \tag{4}$$



Com:

- F_H = Força hidrostática horizontal (lb)
- ρ = densidade da água (lb-s2)/ft4 (slugs/ft3)
- g = aceleração da gravidade (ft/s2)
- h = altura da inundação (ft)
- A = área vertical de contacto entre a água e a estrutura (ft2)

A figura seguinte (U.S.Army Engineer Division, 1978) dá-nos para várias larguras de uma parede vertical o valor da Força hidrostática horizontal em função de diversas alturas da inundação.



Fig. 8.3 – Força Hidrostática Horizontal (U.S.Army Engineer Division, Pacific Ocean, 1978)



8.2.3. Força de arrastamento

A capacidade do fluxo de água em arrastar os objecto quando passa por eles, produz a força de arrastamento.

A força de arrastamento é dada por:

 $F_D = \frac{1}{2} \rho \cdot C_D \cdot A \cdot v^2$

(5)

Em que:

 F_D = Força de arrastamento (lb)

- ρ = densidade da água (lb-s2)/ft4 (slugs/ft3)
- C_D = coeficiente de arrastamento, adimensional. varia normalmente entre 0.5 e 2.0. (Camfield) no caso de uma parede vertical toma o valor 2.0.
- v = velocidade do fluxo de água (ft/s)
- A = área de contacto (ft2)

A figura seguinte (U.S.Army Engineer Division, 1978) dá-nos para várias alturas da inundação o valor da força de arrastamento em função da velocidade do fluxo de água numa estaca de madeira com 12 polegadas de diâmetro.





Fig. 8.4 – Força de arrastamento (U.S.Army Engineer Division, Pacific Ocean, 1978)

8.2.4. Força Instantânea (rebentamento das ondas)

As força instantâneas provocadas pelo rebentamento das ondas são devidas quer à mudança de direcção quer da magnitude do fluxo de água e são importantes quando o rebentamento se dá em cima da estrutura.

A força instantânea é dada por:

$$F_s = \rho \cdot C_s \cdot A \cdot v^2 \tag{6}$$



Em que:

 F_S = Força instantânea (lb)

- ρ = densidade da água (lb-s2)/ft4 (slugs/ft3)
- C_S = coeficiente de rebentamento, adimensional
- v = velocidade do fluxo de água (ft/s)
- A = área de contacto (ft2)

Cross (1967) relaciona C_s com a inclinação da superfície da água pela equação:

$$C_s = (\tan \phi)^{1,2} + 1 \tag{7}$$

Em que:

 ϕ = inclinação da superfície da água no rebentamento

 C_S = 1, para uma superfície de rebentamento plana

8.2.5. Força de Impacto

As forças de impacto são devidas ao impacto dos objectos arrastados pelo fluxo de água na estrutura (U.S. Army Engineer Division, Pacific Ocean, 1978).

Os objectos arrastados podem ser árvores, carros, barcos, depósitos ou até pequenos edifícios. São diversos os relatos de ocorrências deste tipo que causaram grandes danos nas estruturas [3].

A força de impacto causada por um objecto movendo-se à velocidade do tsunami é dada por:

$$F_I = m \cdot \frac{v_2 - v_1}{\Delta t} \tag{8}$$

Em que:

 F_I = Força de impacto (lb)

- *m* = massa do objecto (lb-s2)/ft (slugs)
- v I = velocidade do fluxo de água, ou velocidade do objecto, caso este se mova a uma velocidade menor (ft/s)



- v_2 = velocidade do objecto após o impacto com a estrutura (igual a zero no caso da estrutura se manter fixa após o impacto), (ft/s)
- Δt = intervalo de tempo do impacto (s)

O intervalo de tempo do impacto poderá ser muito pequeno no caso de a estrutura e do objecto serem rígidos. No caso de o objecto ou a estrutura deformar com o impacto, o intervalo de tempo do impacto poderá ser bastante superior ao caso em que a estrutura e o objecto são rígidos. A U.S. Army Engineer Division, Pacific Ocean, publicou em 1978 um livro em que o intervalo de tempo é usualmente estimado entre 0.01 e 1.0 segundos. A figura seguinte (U.S.Army Engineer Division, 1978) mostra a relação entre a velocidade e a força de impacto para o caso de um objecto com 1000 lb e um intervalo de tempo de impacto de 1.0 segundos.



Fig. 8.5 - Força de Impacto (U.S.Army Engineer Division, Pacific Ocean, 1978)



9. Simulação numérica dos tsunamis de 1755 e 1969

Em [1] D'Appolonia realizou uma simulação numérica dos tsunamis ocorridos com os sismos de 1755 e 1969, utilizando para tal a metodologia já expressa no capítulo 7 deste relatório.

Neste sentido D'Appolonia [1] começou por seleccionar o tsunami gerado pelo sismo de 28/2/1969, do qual se conhecem tanto as características das falhas como as alturas das ondas em diversos locais da costa portuguesa.

Além deste, D'Appolonia [1] escolheu um sismo de magnitude 8.5 a 9.0 na escala de Richter e com origem no Horseshoe Abyssal Plain Province por forma a representar uma ocorrência importante em termos de geração dum tsunami com um período de retorno de cerca de 250 anos. Se ocorresse um sismo deste tipo produziria resultados bastante semelhantes aos do sismo de 1/11/1755 em Lisboa.

Nos parágrafos seguintes descrevem-se os parâmetros utilizados por D'Appolonia [1] para cada um destes eventos, assim como os respectivos resultados.

9.1. O tsunami de 1969

As características das falhas associadas ao sismo de 28 de Fevereiro de 1969 (de magnitude 7.8 na escala de Richter) são apresentados pelo LNEC (1977) e Fukao (1973):

- Comprimento da falha: L=80 km (aproximadamente igual ao comprimento da zona afectada pela primeira onda de choque)
- Largura da zona afectada pela primeira onda de choque: *b* ≈ 50 km
- Deslocamento médio da falha: ≈ 2,5 m
- Deslocamento vertical da falha: $\Delta_0 = 1,2 \text{ m}$
- Orientação da falha na direcção de Sudoeste para Noroeste

O factor de tempo - s - utilizado nesta análise foi de **s=0,05 segundos**⁻¹, o que implica que 99% do deslocamento total se dá em 90 segundos.



Sabendo os dados anteriores, foi possível resolver a equação (2) do capítulo 7 por integração numérica para dois valores de *X*, ou seja, no centro da deformação (X=0) e nas extremidades da área de origem, e para vários valores de tempo *t* até se atingirem os valores máximos de n.

As alturas de onda determinadas foram de 0,50 metros na origem (X=0) e 0,44 metros nas extremidades da área de origem do tsunamis.

O diagrama de refracção da onda foi construído usando uma frente de onda inicial elíptica com a forma e orientação da zona afectada pela primeira onda de choque conforme apresentado por Fukao (1973).

A correspondência entre as alturas de onda estimadas e observadas, quando existem, verificam a metodologia descrita no capítulo 7.

O objectivo principal de D'Appolonia era o de saber a altura da onda na área de Sines o que verificou ser da ordem de 0,5 metros.

9.2 O tsunami de 1755

As características de falha associadas a esta ocorrência foram estimadas por D'Appolonia em[1]:

- Comprimento da falha: L=430 km
- Largura da zona afectada pela primeira onda de choque: *b* ≈ 100 km
- Deslocamento vertical da falha: $\Delta_0 = 5,1 \text{ m}$

Foi assumido que a orientação da falha era no sentido de Noroeste para Sudeste de modo a produzir maior emanação de energia na direcção da costa portuguesa e da zona de Sines. Esta direcção coincide com a crista Açores-Gibraltar como mostra Machado (1970).

O factor de tempo - s - utilizado nesta análise foi de **s=0,05 segundos**⁻¹, tal como foi utilizado para o sismo de 1969. Este factor de tempo coincide com a duração da onda choque principal do sismo de 1755 conforme indicado por Wilson e outros (1962).



Os resultados obtidos através da equação (2) do capítulo 7 são uma altura da onda de 3,8 metros no centro da deformação (*X*=0) e uma altura da onda de 2,3 m nas extremidades da área de origem do tsunami.

Devido ao pequeno rácico largura/comprimento da área deslocada, a elipse representando a área de origem do tsunami é muito prolongada. Para simplificar, foi representada no mapa de contornos batímetricos utilizado na construção do diagrama de refracção da onda, como uma frente de onda direita paralela à falha e curvando nas extremidades formando semicírculos.

O diagrama de refracção de onda construído é apresentado na figura 9.1 juntamente com as alturas de onda calculadas na costa. Também se apresentam as alturas das ondas para o tsunami de 1755, estimadas com base nas descrições existentes, e revelam grande coincidência com os valores previstos.

É possível constatar que quer em Sagres quer em Lisboa os valores previstos, respectivamente 52,4 m e 7,6m estão dentro dos 30 a 60 m relatados para Sagres e dos 6 a 7m relatados para Lisboa aquando do tsunami de 1755. A altura da onda prevista para a área de Setúbal foi de aproximadamente quatro a cinco metros.



Fig. 9.1 – Diagrama com as ondas de refracção e a indicação dos níveis previsíveis das alturas da onda desde a origem até à costa portuguesa para o tsunami simulado e indicação das estimativas da altura da onda no tsunami de 1755 [1].



10. Previsão e Detecção de Tsunamis

10.1 Introdução

É de grande importância a tomada de medidas de emergência necessárias para evitar que o tsunami produza uma catástrofe com perdas de vidas humanas e se minimizem os danos materiais. Neste sentido, aborda-se neste texto o tema da prevenção quer em termos da previsão quer em termos de sistemas de detecção e alerta, apresentando alguns exemplos de experiências efectuadas noutros países ao nível da implementação destes sistemas.

10.2 Previsão de Tsunamis

A previsão da altura máxima das ondas do tsunami na zona costeira em análise, foi já em parte abordada neste relatório em especial a metodologia desenvolvida por D'Appolonia [1] para o Gabinete da área de Sines,

No entanto, muito trabalho tem sido desenvolvido nesta área, por exemplo no Estados Unidos o *Center for Coastal & Land Margin Research* desenvolveu para a zona costeira de Oregon um conjunto de cenários possíveis para a altura máxima das ondas do tsunami [17].

Neste estudo [17] foram consideradas diferentes características possíveis para a deformação do fundo do mar, por forma a originar cenários caracterizados por tsunamis com ondas muito distintas. Esta situação encontra-se ilustrada nos mapas da figura 10.1 em que são apresentados quatro cenários de trabalho diferentes para a altura máxima das ondas do tsunami. Na figura 10.2 apresenta-se um pormenor do cenário 4 junto ao estuário do rio *columbia*.





Fig. **10.1 –** 4 mapas com cenários de trabalho diferentes para a altura máxima das ondas do tsunami na zona costeira de Oregon [17].



Fig. 10.2 – Pormenor do cenário 4 junto ao estuário do rio columbia. [17].

Uma outra linha de desenvolvimento no âmbito da previsão de tsunamis encontra-se em investigação no *Tsunamy Laboratory* da Academia Russa de Ciências [9]. No âmbito de um projecto internacional na zona do mediterrâneo os cientistas russos desenvolveram um



modelo numérico em que simularam o impacto vertical de um cometa de gelo na zona oeste do mediterrâneo [10]. O diâmetro do cometa era de 4 km e a velocidade considerada foi de 25 km/s. Na figura 10.3 apresenta-se uma imagem simulada da superfície da água 242 segundos após o impacto e na figura 10.4, 1250 segundos após o impacto. É perfeitamente visível a deformação da frente de onda aproximando-se da ilha da Sardenha.



Fig. **10.3 –** Imagem simulada da superfície da água 242 segundos após o impacto vertical de um cometa de gelo na zona oeste do mediterrâneo [10].



Fig. **10.4 –** Imagem simulada da superfície da água 1250 segundos após o impacto vertical de um cometa de gelo na zona oeste do mediterrâneo [10].



Na figura 10.5 apresenta-se o resultado, em vários momentos de tempo, da modelação numérica do processo hidrodinâmico causado pelo impacto vertical de um asteróide com 100 metros de diâmetro e com uma velocidade de 20 km/s [10].



Fig. **10.5 –** Modelação do impacto vertical de um asteróide com 100 metros de diâmetro com uma velocidade de 20 km/s [10].

10.3 Detecção de Tsunamis

Os sistemas de detecção de tsunamis em tempo real colocados no fundo dos oceanos são fundamentais para uma detecção antecipada da ocorrência de tsunamis e para avaliar e prever a ameaça junto das populações costeiras. Esta capacidade reduz igualmente falsos alarmes que fazem baixar a credibilidade dos sistemas de aviso. Desde 1948, 75% dos alarmes emitidos nos Estados Unidos foram falsos e a evacuação de Honolulu em 1986 custou mais de 30 milhões de dólares.

O Pacific Marine Environmental Laboratory (PMEL) nos Estados Unidos [11] desenvolveu um sistema que transmite acusticamente os dados de um gravador de pressão no fundo mar



(BPR) para um sistema a boiar na superfície da água o qual posteriormente envia estes dados para um satélite (fig 10.6).

Experiências de investigação com o BPR levadas a cabo no PMEL indicam que estes sistemas em tempo real são capazes de detectar tsunamis com deslocamentos na origem da ordem do 1 cm. Encontram-se publicados vários trabalhos nesta área [12, 13 e 14] descrevendo os trabalhos de investigação levados a cabo no Pacific *Marine Environmental Laboratory* [10].



Fig. **10.6** – Sistema desenvolvido no PMEL e que consite num detector de tsunamis colocado no fundo mar (BPR) o qual transmite acusticamente dados para um sistema a boiar na superfície da água o qual por sua vez os envia para um satélite [11].





Fig. 10.7 – Fotografia mostrando os preparativos para a colocação do sistema de detecção no mar [11].



Fig. 10.8 – Fotografia do sistema de detecção já colocado no mar [11].



No âmbito da implementação dos sistemas de prevenção e alerta nos EUA, foi proposto pelo PMEL um conjunto de novas estações para detecção de tsunamis em tempo real no fundo do mar (fig.10.9). O posicionamento proposto para as estações de detecção pretende detectar os tsunamis que possam afectar a costa dos EUA, quando gerados por sismos na zona do Alaska-Aleutian Subduction, na zona da Cascadia Subduction, e ao longo da costa de Kamchatka e da América do Sul.



Fig. **10.9** – Mapa com a localização das estações de detecção de tsunamis propostas (PMEL) e existentes no Oceano Pacífico [11].

As estações existentes são constituídas por contentores individuais que são colocadas por um período de cerca de um ano e que recolhem informação internamente mas não a transmitem em tempo real. Estas estações encontram-se representadas por uma bola azul no mapa da figura 10.9.



10.4 Sistemas de Alerta

No oceano pacífico existe um programa de cooperação internacional (Tsunami Warning System in the Pacific) entre os países da região, destinado a providenciar informação efectiva e alertas em tempo útil, acerca dos tsunamis gerados no pacífico.

Na costa da British Columbia, a Provincial Emergency Program é a entidade responsavel pelos avisos e alertas nesta zona da costa do Canadá. Esta entidade elaborou um plano de alerta contra tsunamis delineando os procedimentos gerais a serem observados na zona da sua jurisdição [16]. Tratando-se de um plano geral, por conseguinte, as matérias como sistemas de alarme, áreas possíveis de inundação, caminhos de evacuação e zonas protegidas são deixadas no âmbito dos planos locais.

Por sua vez nos EUA a NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) vem implementado o *National Tsunami Hazard Mitigation Program* no âmbito do qual foram criados diversos sinais (fig. 10.10) para colocação em regiões costeiras, com informações sobre caminhos de fuga em caso de tsunami, instruções sucintas em caso de sismo ou ainda apresentando uma lista de procedimentos a observar para escapar a um tsunami.



Fig. **10.10** – Sinalização concebidos nos EUA para colocação em regiões costeiras, dando informações em termos de caminhos de fuga ou sobre a forma de proceder em caso de tsunami ou de simo.



11. Síntese

Este relatório técnico nº 2 insere-se no conjunto de relatórios elaborados para a Administração do Porto de Setúbal sobre rísco sísmico e nele pretendeu-se fazer uma abordagem geral sobre o tema dos tsunamis. Nos parágrafos seguintes faz-se uma síntese dos temas abordados, equacionam-se alguns caminhos e apontam-se algumas direcções para o desenvolvimento de futuros trabalhos com vista à diminuição dos efeitos da ocorrência de potenciais tsunamis. Assim,

No Capítulo 1, fez-se a introdução a este relatório.

No Capítulo **2**, apresentaram-se um conjunto de informações de carácter geral sobre tsumanis e descreveram-se os mecanismos de geração e de propagação dos tsunamis.

No Capítulo **3**, apresentaram-se dados sobre o poder destrutivo dos tsunamis e alguns critérios e disposições construtivas a ter em conta na concepção e projecto de estruturas situadas em zonas com risco potencial de ocorrência de tsunamis

No Capítulo 4, apresentaram-se alguns dados sobre o tsunami ocorrido na Papua Nova Guiné.

No Capítulo **5**, apresentou-se uma listagem com o registo histórico dos tsunamis ocorridos no sudoeste de Portugal fazendo-se referência às localidades afectadas e intensidade dos tsunamis de acordo a escala de karnik.

No Capítulo **6**, fez-se uma caracterização geral da envolvente geológica e sísmica em que se encontra o território português.

No Capítulo 7, apresentou-se uma metodologia para a simulação de tsunamis.

No Capítulo **8**, descreveram-se os diversos tipos de acções que podem afectar uma estrutura aquando da ocorrência de um tsunami.

No Capítulo **9**, apresentou-se a simulação numérica realizada por D'Appolonia **[1]** dos tsunamis ocorridos com os sismos de 1755 e 1969 e cujo objectivo principal era a previsão dos efeitos de um tsunami no porto de Sines.

Por fim, no Capítulo **10**, fez-se referência a acções que estão a ser desenvolvidas quer nos Estados Unidos quer na Europa no sentido da previsão e detecção de tsunamis.



São relativamente poucos os autores que abordam ou estudam o fenómeno dos tsunamis na costa portuguesa e não foram encontradas referências ao fenómeno ou à forma de o caracterizar na regulamentação portuguesa. Esta falta de interesse pelo tema poderá estar relacionada com a baixa frequência de ocorrência do fenómeno. No entanto, pelas mesmas razões que na regulamentação portuguesa é considerada a acção sísmica também deveria ser considerada a acção dos tsunamis.

A ocorrência de um tsunami como o de 1755 nos dias de hoje e dado o ordenamento do litoral português, teria um efeito devastador. A confirmar esta afirmação estão os estudos efectuados por D'Appolonia em 1982, em que se concluiu que durante o sísmo de 1755 as águas subiram em Sagres entre os 30 a 60 m acima do nível médio do mar, em Lisboa essa subida foi de 6 a 7m e em Setúbal de 4 a 5m.

Tal como na acção sísmica o Regulamento de Segurança e Acções estipula zonas de risco sísmico e estabelece critérios de análise a observar, a acção dos tsunamis deveria ter um tratamento semelhante. Do ponto de vista da análise das estruturas potencialmente afectadas pelo fenómeno torna-se fundamental a caracterização da acção tsunami, para o que é necessário:

- Uma carta do território nacional com o zonamento dos diversos níveis de risco potencial para a ocorrência de tsunamis;
- Associados ao referido zonamento, definidos, para cada zona, dados como, a altura, a velocidade ou a força de impacto a considerar no projecto das estruturas a executar nas zonas de risco potencial.

Por outro lado, do ponto de vista quer do Ordenamento do território, quer da Protecção Civil terá a maior importância saber-se quais as áreas que poderão vir a ser atingidas pelo movimento de fluxo e refluxo das águas originadas por um tsunami, no sentido da tomada de medidas de emergência necessárias para evitar que o fenómeno produza uma catástrofe com perdas de vidas humanas e se minimizem os danos materiais [2].

Com esta primeira abordagem ao tema sob o ponto de vista da concepção e projecto de estruturas pretende-se, pelo menos, a sensibilização sobre a importância do estudo destes fenómenos, da sua caracterização e respectivo tratamento ao nível do projecto, quer através da quantificação e análise das acções devidas aos tsunamis quer através de medidas conducentes à diminuição dos efeitos da ocorrência de um tsunami.



Referências

- [1] "Porto de Sines Seismological and Vibratory ground Motion Report", D'APPOLONIA, 1982.
- [2] "A Importância dos Tsunamis no Arquipélago dos Açores", José Correia Guedes, Carlos Sousa Oliveira, 3º Encontro Sobre Sismologia e Engenharia Sísmica, IST, Lisboa, 1997.
- [3] "State-of-the-art for Assessing Eartquake Hazards in the United States. Report 15 Tsunamis, Seiches, and Landslide-Induced Water Waves", James R. Houston, US Army Engineer, Vicksburg, 1979.
- [4] Eartquake Engineering, Chapter 11 Tsunamis, Robert L. Weigel, Prentice Hall Ed.
- [5] National Geophysical Data Center, Colorado, EUA.
- [6] Pacific Tsunami Museum, Hilo, Hawai.
- [7] *"Numerical Computation of Tsunamis from the 1883 Krakatau Eruption"*. Nomanbhoy and K Satake. Geological Sciences, Univ. of Michigan, Ann Arbor, MI 48109; 313-763-4069.
- [8] *"The 15 November 1994 Mindoro Earthquake".* PHIVOLCS Special Report nº 2. Department of Science and Technology Philippine Institute of Volcanology and Seismology. Dezembro 1994.
- [9] *Tsunami Laboratory*. Siberian Division of Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics. Russian Academy of Sciences.
- [10] *"Tsunmai Hazard Assessment for the Mediterranean Region"*. Progress Report of the Novisibirsk Group in the 1997 Project Implementation. Siberian Division of Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics. Russian Academy of Sciences. Dezembro 1997.
- [11] PMEL Tsunami Program. Pacific Marine Environmental Laboratory. Seattle, Washington, EUA.
- [12] "Real-time tsunami reporting from the deep ocean". Milburn, H.B., A.I. Nakamura, and F.I. Gonzalez (1996). Proceedings of the Oceans 96 MTS/IEEE Conference, 23-26 Setembro 1996, Fort Lauderdale, FL, 390-394.
- [13] "Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis (DART): Brief Overview and Status Report". Gonzalez, F.I., Milburn E. N., E.N. Bernard, J.C. Newman. Proceedings of the International Workshop on Tsunami Disaster Mitigation, 19-22 Janeiro 1998, Toquio, Japão.
- [14] "Deep-ocean bottom pressure measurements in the northeast Pacific". Eble, M.C., and F.I. Gonzalez (1991), Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 8(2), 221-233.
- [15] *"Tsunami devastates Japanese coastal region"*. Bernard, E.N., and F.I. Gonzalez (Hokkaido Tsunami Survey Group) (1993): Eos, Transactions, American Geophysical Union, 74(37), 417, 432.
- [16] "British Columbia Tsunami Warning Plan". Provincial Emergency Program, British Columbia.
- [17] "Impact of Tsunamis on Oregon Coastal Communities". Center for Coastal & Land Margin Research. Department of Environmental Science and Engineering, Oregon Graduate Institute of Cience and Technology, EUA.