

DANIELA LEITE CORRÊA

**AVALIAÇÃO PROBABILÍSTICA DA PERIGOSIDADE DE TSUNAMI
AO LONGO DA COSTA DO BRASIL A PARTIR DE FONTES
TECTÓNICAS DO ATLÂNTICO NORTE**



**UNIVERSIDADE DO ALGARVE
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
2020**

DANIELA LEITE CORREA

**AVALIAÇÃO PROBABILÍSTICA DA PERIGOSIDADE DE TSUNAMI
AO LONGO DA COSTA DO BRASIL A PARTIR DE FONTES
TECTÓNICAS DO ATLÂNTICO NORTE**

Mestrado em Ciências Marinhas e Costeiras

Orientador:

Dr. Rachid Omira

Co-Orientador:

Prof. Joaquim Manuel Freire Luís



2020

" AVALIAÇÃO PROBABILÍSTICA DA PERIGOSIDADE DE TSUNAMI AO LONGO DA COSTA DO BRASIL A PARTIR DE FONTES TECTÓNICAS DO ATLÂNTICO NORTE"

Declaração de autoria de trabalho

Declaro ser a autora deste trabalho, que é original e inédito. Autores e trabalhos consultados estão devidamente citados no texto e constam da listagem de referências incluída.

Daniela Leite Corrêa

Direitos de cópia ou Copyright:

© Daniela Corrêa:

A Universidade do Algarve reserva para si o direito, em conformidade com o disposto no Código do Direito de Autor e dos Direitos Conexos, de arquivar, reproduzir e publicar a obra, independentemente do meio utilizado, bem como de a divulgar através de repositórios científicos e de admitir a sua cópia e distribuição para fins meramente educacionais ou de investigação e não comerciais, conquanto seja dado o devido crédito ao autor e editor respetivos

Agradecimentos

Gostaria de expressar o meu agradecimento especial ao meu professor Joaquim Luís, bem como ao meu principal orientador Rachid Omira que me deu a oportunidade de ouro para fazer isto projeto maravilhoso sobre o tema do tsunami, que também me ajudou a fazer diversas pesquisas e eu vim a saber sobre tantas coisas novas. Eu sou realmente grata a eles.

Em segundo lugar, gostaria também de agradecer aos meus pais Claudia e José, e à minha irmã Bruna, que me apoiaram até muito longe. Meus amigos do Brasil e de Portugal, que me ajudaram muito na finalização deste projeto dentro do prazo limitado. Gostaria de expressar o meu profundo apreço a todos aqueles que me forneceram a possibilidade de completar este relatório.

Aos meus amigos da minha classe de mestrado, obrigado pela companhia nestes 2 anos. Eu vou sentir muita saudade de todos vocês, e das conversas diárias, espero encontrá-los em breve.

Resumo

As ondas de tsunami são pouco frequentes, mas têm um alto impacto para as sociedades costeiras. Tsunamis são conjuntos de ondas produzidas por um deslocamento abrupto de uma grande quantidade de água. Os processos geradores são geralmente processos, tais como terremotos, erupções vulcânica ou deslizamentos de terra. O Brasil tem 7500 km de longa costa atlântica que está exposta à ameaça de tsunami de fontes tectónicas ativas localizadas dentro de várias zonas sísmicas. O perigo colocado pelo tsunami ao largo da costa do Brasil não é conhecido, portanto, uma avaliação abrangente dos riscos do tsunami através de uma metodologia probabilística é de grande importância para entender melhor se algum impacto é possível na costa brasileira e também para mitigar estes possíveis impactos de eventos futuros. O presente trabalho é o primeiro estudo probabilístico do tsunami de origem tectónica ao largo da costa do Brasil. As áreas de origem sísmica do Atlântico Norte capazes de gerar tsunami que impactam a costa do Brasil são: a Margem Sudoeste Ibérica (SWIM) e as Caraíbas (CA). A metodologia probabilística da avaliação de perigosidade de tsunami (PTHA) é executada para combinar probabilidades de fontes sísmicas, modelação numérica de tsunami e estrutura estatística. Desenvolvemos mapas PTHA ao longo de toda a costa do Brasil. Estes produtos de perigo expressam a probabilidade de exceder os níveis específicos de intensidade do tsunami (por exemplo, altura de onda) num determinado período de tempo (tempo de exposição) em determinados locais (locais de destino). Os nossos resultados mostram que a probabilidade de uma altura máxima de onda superior a 0,25 m ao largo da costa do Brasil é de até 60% para tempos de exposição de 100 anos e 100% para tempos de exposição de 500 anos e 1000 anos. Estas probabilidades tornam-se para os mesmos tempos de exposição de 100 anos, 500 anos e 1000 anos, 15%, 50%, 50%, respectivamente, quando se considera o limiar de 0,5 m. Logo, os resultados provam que a probabilidade de uma onda de tsunami chegar à costa do Brasil aumenta à medida que o tempo de exposição da costa do Brasil aumenta e diminui à medida que a amplitude da onda aumenta no litoral. Contudo, as amplitudes das ondas de tsunami na costa brasileira não seriam capazes de causar perda de vidas ou danos económicos no país e isto deve-se ao facto de a direcção do plano de falha das Caraíbas estar direccionada para o Hemisfério Norte e da perda de energia da onda no Oceano Atlântico devido à topografia de fundo oceânico em tsunamis oriundos da região do SWIM.

Palavras-chave: Tsunami, Brasil, Perigosidade, Terramoto, Abordagem Probabilística.

Abstract

Tsunamis are low-frequency but high-impact natural hazards for coastal societies. Tsunamis are sets of waves produced by an abrupt displacement of a large amount of water. The generating processes are generally geological activities, such as earthquakes, volcanic eruptions or landslides. Brazil has 7500 km of long Atlantic coastline that is exposed to the threat of a tsunami from active tectonic sources located within various seismic zones. The danger posed by the tsunami off the coast of Brazil is not understood, therefore, a comprehensive tsunami hazard assessment using a probabilistic methodology is most importance to better understand if any impact is possible on the Brazilian coast and also to mitigate these possible impacts of future events. The present work is the first probabilistic study of tsunami of tectonic origin off the coast of Brazil. The zones of seismogenic origin of the North Atlantic capable of generating tsunami that impact the coast of Brazil are: the Southwest Iberian Margin (SWIM) and the Caribbean (CA). The probabilistic tsunami hazard assessment (PTHA) methodology is performed by combining probability from seismic sources, numerical tsunami modeling and statistical structure. We develop PTHA maps along the entire coast of Brazil. These hazard products express the probability of exceeding specific levels of tsunami intensity (eg: wave height) within a certain period of time (time of exposure) at specified locations (destination locations). Our results show that the probability of a maximum wave height exceeding 0.25 m in the coast of Brazil is up to 60%, 100% and 100% for the exposure times, 100 years, 500 years, 1000 years, respectively. These probabilities become for the same exposure times of 100 years, 500 years and 1000 years, 15%, 50%, 50%, respectively, when considering the threshold of exceeding 0.5 m. Soon the results prove that the probability of a tsunami wave reaching the coast of Brazil increases as the exposure time increases. However, the amplitudes of tsunami waves off the Brazilian coast would not be able to cause loss of life or economic damage in the country and this is due to the fact of the direction of the Caribbean fault plane and the loss of wave energy in the Atlantic Ocean due to the ocean floor topography and the distance from the focus of the earthquake's hypocenter in the SWIM.

Keywords: Tsunami, Brazil, Hazard, Earthquake, Probabilistic Approach.

Conteúdo

1	Introdução.....	01
	1.1- Geração de tsunami.....	01
	1.2- Modelagem de tsunami.....	03
2	Objectivos.....	06
3	Estado de arte.	06
	3.1 Tsunami na região SWIM.....	07
	3.2 Tsunami na região das Caraíbas.....	09
4	Metologia	10
	4.1 .Definição das zonas de origem sísmicas e cenários tsunamigénicos	10
	4.2 Avaliação da frequência anual de terremotos em cenários individuais.....	14
	4.3 Modelagem numérica da propagação do tsunami.....	15
	4.4 Probabilidade de excedência do tsunami.....	18
5	Resultados.....	18
	5.1- Zonas de origem sísmicas.....	18
	5.2 Frequência anuais de terremotos.....	21
	5.3 Probabilidade no período de retorno de 100 anos.....	22
	5.4 Probabilidade no período de retorno de 500 anos.....	28
	5.5 Probabilidade no período de retorno de 1000 anos.....	34
6	Conclusão.....	40
7	Referências.....	42
8	Apêndice.....	47
	8.1- Margem Sudoeste Ibérica.....	47
	8.2 – Caraíbas.....	50

Lista De Figuras

Figura 1.1.1 – Demonstração das descontinuidades da crosta terrestre. (<i>Press et. al 2006</i>).....	02
Figura 1.1.2 – Demonstração da evolução e das métricas do tsunami.....	02
Figura 1.2.1 – Representação da abordagem da árvore lógica utilizada no presente estudo, se combina fontes de tsunami com diferentes magnitudes, em diferentes intervalos de ocorrência com estimativa de amplitudes de onda de tsunami.....	05
Figura 3.1.1 – Eventos históricos de tsunami na zona SWIM (<i>Baptista e Miranda, 2009</i>).....	07
Figura 3.1.2 : Localização das cidades que foram atingidas pelo tsunami de 1755 no Brasil e que foram realizados estudos sedimentológicos os quais indicaram inundação extrema. (<i>Dourado et al 2016</i>).....	08
Figura 3.2.1 - Eventos históricos de tsunami nas Caraíbas (<i>Harbitz et al., 2012</i>).....	09
Figura 4.1.1 – Localização das zonas de origem sismogénica no Atlântico Norte Linha de costa azul representa a região Norte e linha amarela região Nordeste do Brasil.....	10
Figura 4.1.2 - A: Mapa tectónico simplificado do Oceano Atlântico com localização de arcos Atlânticos (<i>Schellart e Lister, 2004</i>). B: Localização da área de estudo SWIM (retângulo tracejado). C: Localização das falhas reversas na região do SWIM utilizadas no estudo para simulação de tsunami.....	11
Figura 4.1.3- Mapa de características geológicas nas Caraíbas (<i>García-casco et al. 2011</i>).....	12
Figura 4.1.4– Projeção do plano de falha com representação dos parâmetros utilizados para simulação de tsunami.....	13
Figura 4.1.5- Metodologia da geração dos cenários tsunamigénicos nas falhas (A) SWIM e (B) CA (<i>Omira et al. 2015</i>).....	14

Figura 5.1.1 – Máxima altura de onda calculada para cenários selecionados na zona de origem no SWIM. A) menor magnitude Mw 8.0.B) maior magnitude Mw 8.75.....	19
Figura 5.1.2 – Máxima altura de onda calculada para cenários selecionados na zona de origem caribenha. A) menor magnitude Mw 8.0. B) maior magnitude Mw 8.50	20
Figura 5.3.1- Probabilidade de período de retorno de 100 anos com altura máxima de onda superior a 0,05 metros ao longo da costa do Brasil: A) fonte sismogénica localizada no SWIM ; B) fonte sismogénica localizada nas Caraíbas.	23
Figura 5.3.2- Probabilidade de período de retorno de 100 anos com altura máxima de onda superior a 0,25 metros ao longo da costa do Brasil: A) fonte sismogénica localizada no SWIM ; B) fonte sismogénica localizada nas Caraíbas.....	24
Figura 5.3.3- Probabilidade de período de retorno de 100 anos com altura máxima de onda superior a 0,50 metros ao longo da costa do Brasil: A) fonte sismogénica localizada no SWIM ; B) fonte sismogénica localizada nas Caraíbas.....	24
Figura 5.3.4 - Probabilidade total de período de retorno de 100 anos com amplitude máxima de onda superior a 0,05 metros ao longo da costa do Brasil.....	25
Figura 5.3.5 - Probabilidade total de período de retorno de 100 anos com altura máxima de onda superior a 0,25 metros ao longo da costa do Brasil.....	26
Figura 5.3.6- Probabilidade total de período de retorno de 100 anos com altura máxima de onda superior a 0,50 metros ao longo da costa do Brasil.....	27
Figura 5.4.1- Probabilidade de período de retorno de 500 anos com altura máxima de onda superior a 0,05 metros ao longo da costa do Brasil: A) fonte sismogénica localizada no SWIM ; B) fonte sismogénica localizada nas Caraíbas.....	29
Figura 5.4.2 Probabilidade de período de retorno de 500 anos com altura máxima de onda superior a 0,25 metros ao longo da costa do Brasil: A) fonte sismogénica localizada no SWIM ; B) fonte sismogénica localizada nas Caraíbas.....;	29
Figura 5.4.3 Probabilidade de período de retorno de 500 anos com altura máxima de onda superior a 0,50 metros ao longo da costa do Brasil: A) fonte sismogénica localizada no SWIM ; B) fonte sismogénica localizada nas Caraíbas.....	30

Figura 5.4.4- Probabilidade total de período de retorno de 500 anos com altura máxima de onda superior a 0,05 metros ao longo da costa do Brasil.....	31
Figura 5.4.5 - Probabilidade total de período de retorno de 500 anos com altura máxima de onda superior a 0,25 metros ao longo da costa do Brasil.....	32
Figura 5.4.6 - Probabilidade total de período de retorno de 500 anos com altura máxima de onda superior a 0,50 metros ao longo da costa do Brasil.....	33
Figura 5.5.1- Probabilidade de período de retorno de 1000 anos com altura máxima de onda superior a 0,05 metros ao longo da costa do Brasil: A) fonte sismogénica localizada no SWIM ; B) fonte sismogénica localizada nas Caraíbas.....	35
Figura 5.5.2- Probabilidade de período de retorno de 1000 anos com altura máxima de onda superior a 0,25 metros ao longo da costa do Brasil: A) fonte sismogénica localizada no SWIM ; B) fonte sismogénica localizada nas Caraíbas.....	35
Figura 5.5.3- Probabilidade de período de retorno de 1000 anos com altura máxima de onda superior a 0,50 metros ao longo da costa do Brasil: A) fonte sismogénica localizada no SWIM ; B) fonte sismogénica localizada nas Caraíbas.....	36
Figura 5.5.4 - Probabilidade total de período de retorno de 1000 anos com altura máxima de onda superior a 0,05 metros ao longo da costa do Brasil.....	37
Figura 5.5.5 - Probabilidade total de período de retorno de 1000 anos com altura máxima de onda superior a 0,25 metros ao longo da costa do Brasil.....	38
Figura 5.5.6- Probabilidade total de período de retorno de 1000 anos com altura máxima de onda superior a 0,50 metros ao longo da costa do Brasil.....	39

Lista de Tabelas

Tabela 5.2.1 - Frequência anual de terremotos em diferentes magnitudes na região do SWIM
(*Omira et al 2015*).....21

Tabela 5.2.2 Frequência anual de terremotos em diferentes magnitudes na região nas Caraíbas
(*Omira et al 2015*).....21

Lista de abreviaturas

SWIM: Margem Sudoeste Ibérica

CA: Caraíbas

PTHA: A metodologia probabilística de avaliação de perigosidade de tsunami

Mw: Magnitude

PSHA : Análise probabilística de perigos sísmicos

G-R: Gutenberg-Richter

NSWING: Modelo não-linear da água rasa

1. Introdução

Tsunamis são ondas de longo comprimento e período, geradas por uma perturbação súbita de grande volume de água em oceano aberto ou perto da costa. O termo tsunami origina-se do japonês "tsu" que significa porto e "Nami", que significa onda. Os pescadores no Japão usaram este termo para descrever ondas oceânicas que por vezes destruíram os portos sem serem observados no oceano profundo. Tipicamente, os tsunamis são o resultado de atividades geológicas (ou seja, terremotos, deslizamentos de terra, erupções vulcânicas) ou, em alguns casos, de forçamentos meteorológicos (ou seja, aumento de pressão atmosférica a causar meteo-tsunamis).

1.1 – Geração de tsunami

Os terremotos subaquáticos causam a grande maioria dos tsunamis (*Grezio et al. 2017*). No entanto, nem todos os terremotos subaquáticos causam tsunamis, apenas aqueles que produzem uma deformação vertical do fundo do mar suficiente para deslocar toda a coluna de água acima, são capazes de desencadear tsunamis. Terremotos subaquáticos são a libertação da tensão acumulada na crosta do planeta Terra, e a quantidade de energia libertada num evento no hipocentro é medida na escala de magnitude. Geralmente, quanto maior for a magnitude do terremoto, maior é a onda de tsunami, no entanto existem outros fatores que contribuem para a intensidade da onda, como a profundidade e os mecanismos do foco do terremoto. O local mais propício para a formação de tsunamis são as zonas de subducção, devido ao facto de haver sismos de grandes magnitudes com maior frequência, localizadas no limite de placa convergente, onde uma placa oceânica converge sob outra placa tectónica, sendo uma região sismogénica ativa.

A maioria dos terremotos ocorrem nas discontinuidades da crosta terrestre, que são chamadas construtivas, conservadoras e inversas (Figura 1.1.1). O limite de placa transformante, tem o movimento horizontal de duas placas em sentidos opostos. O limite de placa divergente (conservadoras) ocorre o afastamento de duas placas tectónicas caracterizado por vales em rifte e atividade vulcânica. Por fim, o limite de placa convergente (inversa), ocorre onde as placas litosféricas colidem frontalmente e geralmente a placa de maior densidade mergulha sob a outra. Em todos tipos de fronteiras ocorrem sismos, no entanto a maioria dos

terramotos com grandes sismos ocorrem em falhas inversas onde uma placa oceânica submerge numa placa tectónica, a gerar um deslocamento do fundo do oceano, deslocando conseqüentemente toda a coluna de água acima.

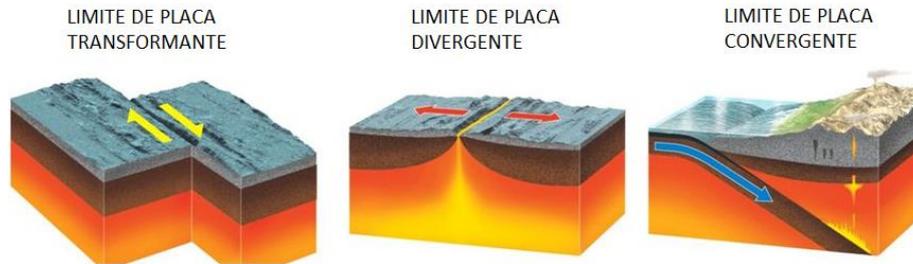


Figura 1.1.1 – Demonstração das descontinuidades da crosta terrestre. (Press et. al 2006)

Após ocorrer um terremoto capaz de gerar tsunamis, as ondas de tsunamis propagam-se de zonas oceânicas profundas para zonas costeiras e ocorre um aumento da amplitude da onda causada pela morfologia do fundo do mar. A energia associada às ondas de tsunamis estende-se em toda a coluna de água no oceano profundo e a velocidade da onda é de aproximadamente 500km/h até 1000km/h. Ao se aproximar da costa a energia concentra-se na direção vertical devido à menor profundidade da coluna de água e a velocidade de propagação diminui para dezenas de quilômetros por hora devido ao atrito com o fundo do oceano. O comprimento da onda λ é dado pela distância entre duas cristas de onda consecutivas. A onda viaja a distância λ no período T , assim a velocidade da fase é dada por (EQ1):

$$c = \frac{\lambda}{T} \quad (1)$$

Como resultado, uma onda de pequena amplitude no oceano aberto pode crescer tremendamente à medida que se aproxima da costa e produzir impacto destrutivo quando atinge a terra (Figura 1.1.2).

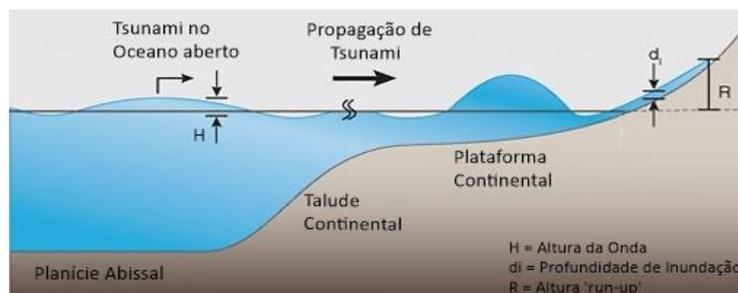


Figura 1.1.2 – Demonstração da evolução e das métricas do tsunami

O potencial de inundação do tsunami na costa é definido pelos fatores : Altura da onda na costa, profundidade de inundação e altura ‘run-up’. A altura ‘run-up’ é a altura vertical do tsunami acima do nível do mar no ponto mais distante alcançado pela onda na costa. A profundidade de inundação é a espessura da camada de água sobre a terra, e a altura da onda é a diferença entre a crista da onda (o ponto mais alto da onda) e a calha (o ponto mais baixo da onda).

A avaliação da perigosidade de tsunamis é complicada devido à baixa frequência de eventos de tsunamis em áreas costeiras. Contudo, mesmo com baixa frequência, nos últimos cinquenta anos ocorreram cinco megaterramotos, que tiveram $M_w > 9$ e provocaram tsunamis destrutivos como, por exemplo: Chile em 1960 com $M_w 9.5$, Alasca em 1964 com $M_w 9.2$, Sumatra em 2004 com $M_w 9.1$, Kamchatka em 1952 com $M_w 9.0$ e o mais recente ocorreu no Japão em 2011 com $M_w 9.0$ (Q. Qiu et al. 2019). Isto é, independente da frequência do tsunami, as suas consequências podem ser devastadoras e todos esses tsunamis foram gerados em zonas de subducção, local de ocorrência de grandes sismos, onde uma placa oceânica desliza por baixo de outra placa continental.

Na maior parte do tempo, a população costeira não está preparada para um evento de tsunami, apesar das estratégias de gestão de risco de tsunami que foram estabelecidas no Japão em 1933, após o tsunami Sanriku. Mesmo que um terramoto tenha $M_w < 7$, é possível gerar um tsunami se tiver um foco superficial e um mecanismo favorável capaz de deformar o fundo do mar e a coluna de água acima. Como é um fenômeno com consequências devastadoras, vários países construíram centros de alerta de tsunami para mitigar os efeitos. Os países do Pacífico trabalharam juntos para criar o centro de alerta do tsunami do Pacífico (Abe, 1979; Fujii & Satake, 2013; Lomnitz, 2004; Liu et al., 1998; Watanabe, 1972).

1.2- Modelagem de tsunami

Entretanto, mesmo com o desenvolvimento de estratégia de gestão de risco de tsunami ao longo dos anos, o tsunami que ocorreu no Oceano Índico em 26 de dezembro de 2004, mostrou a necessidade de implementar sistemas operacionais de alerta de tsunami que cubram todos os oceanos. Outro evento recente de tsunami ocorreu no Japão em 2011, e este mostrou as limitações do conhecimento científico sobre fontes de tsunami, impactos costeiros e medidas de mitigação. Ambos estes eventos marcantes recentes geraram enorme perda de vida e propriedade. Devido a essas ocorrências, existem atualmente dois diferentes métodos que são

usados para estudar o impacto de tsunamis num determinado local, e estes são a avaliação determinística de perigosidade de tsunamis (DTHA) e a análise probabilística de perigosidade de tsunamis (PTHA).

O PTHA fornece estimativas da probabilidade de inundações de tsunamis num local específico, excedendo um determinado nível de onda, dentro de um determinado período de retorno. Este método considera as taxas de recorrência de cenários de terremotos de diferentes magnitudes. Conhecendo as taxas de recorrência dos diferentes cenários de magnitude, uma base de dados é gerada a usar métodos de modelagem numérica. Recentemente, Omira *et al.* (2015) publicaram uma avaliação probabilística de perigosidade de tsunamis para o Atlântico Nordeste, e o PTHA é mais aplicável à avaliação de perigosidade de planejamento costeiro a longo prazo, mitigação e avaliação múltipla de perigosidade.

No entanto, a metodologia DTHA consiste em estudar o impacto de um evento de tsunamis específico, e geralmente os eventos de tsunamis específicos são baseados em informações geológicas considerando o cenário de Máximo Terremoto Credível (MCE). O MCE é um parâmetro de design sísmico que é derivado com base na análise estatística de dados sísmicos passados. Devido à incompletude do catálogo histórico de terremoto, não é possível determinar de maneira direta o MCE. A simulação numérica do cenário escolhido calcula o impacto do tsunamis no local específico, gerando mapas de inundação. Esta metodologia DTHA foi aplicada para avaliar a perigosidade de tsunamis no mundo todo (por exemplo, *Baptista et al., 2011, Tonini et al., 2011*).

Por conseguinte, a diferença da análise determinística para a probabilística, deve-se ao facto de na abordagem determinística os parâmetros serem estimados para o máximo terremoto credível, que se presume ocorrer numa distância mais próxima possível do local de estudo, sem considerar um período de retorno específico. Enquanto no PTHA considera várias fontes tsunamigénicas distantes do local de estudo e com um períodos de retorno definidos.

A simulação numérica dos cenários capazes de gerar tsunamis, calculam o impacto do tsunamis num local específico. A metodologia de PTHA de escala global de grãos grosseiros (*Davies et al., 2017; Løvholt et al., 2014; Griffin, et al., 2015*) foi desenvolvida para a avaliação da perigosidade considerando múltiplos riscos usados pela Organização das Nações Unidas para redução e gestão de desastres. Desde então, na região do Atlântico Nordeste e Mediterrâneo, muitos esforços foram abordados para compreender melhor as fontes

tsunamigénicas e melhorar as capacidades de avaliação de perigosidade do tsunami. Os relatos históricos incluem por exemplo eventos datados de 60 A.C. (*Mendonça, 1758; Baptista e Miranda, 2009; Kaabouben et al., 2009*), no entanto, a evidência geológica indica que eventos de alta energia ocorreram de volta para 218 A.C. (*Luque et al., 2001*).

Para realizar esta metodologia de avaliação probabilística da perigosidade de tsunamis, é necessário combinar modelos numéricos de tsunamis, propagação e geração de inundações (*Geist & Lynett, 2014*). Esta combinação é necessária devido ao facto de os catálogos históricos do tsunami estarem muito incompletos. A modelagem numérica da geração e propagação do tsunami é a principal ferramenta para estabelecer a relação entre os parâmetros de origem e as métricas de perigo. Nos estudos de PTHA, a métrica de perigo expressa a perigosidade de tsunami, que fornece uma estimativa quantitativa da intensidade do tsunami.

Para realizar os mapas de perigosidade no presente estudo, utilizou-se a abordagem da árvore lógica (Figura 1.2.1), que consiste na combinação de fontes de tsunami com diferentes magnitudes de terremotos, com o intervalo anual de ocorrência de cada magnitude, e amplitude máxima de onda baseada em simulação numérica. Portanto, a árvore lógica avalia diversos casos de análise de perigosidade através destas combinações.

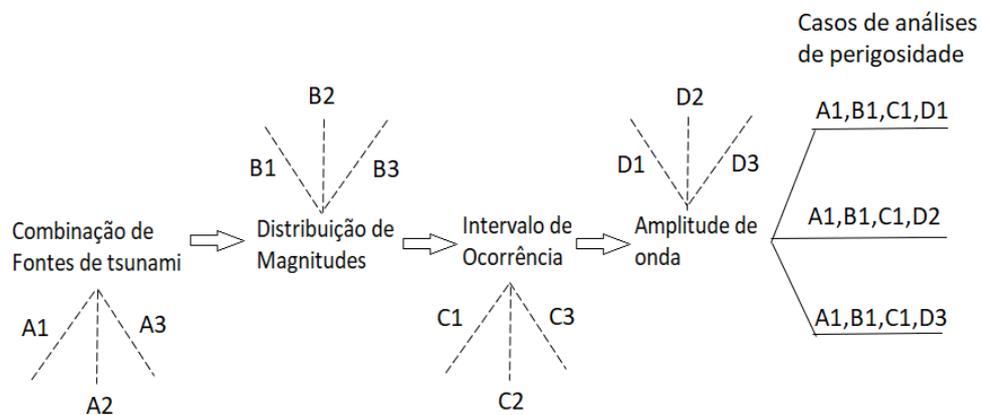


Figura 1.2.1 – Representação da abordagem da árvore lógica utilizada no presente estudo, onde combina fontes de tsunami com diferentes magnitudes, em diferentes intervalos de ocorrência com estimativa de amplitudes de onda de tsunami.

Neste trabalho, foram consideradas fontes sísmicas, distante e perto da costa brasileira, capazes de desencadear ondas de tsunamis que podem chegar à costa do Brasil, de forma a gerar um vasto conjunto de possíveis cenários tsunamigênicos de origem sísmica. E para desenvolver o modelo de PTHA apenas foram considerados tsunamis causados por terremotos, uma vez que outras fontes de tsunami como processos vulcanogênicos, deslizamentos de terra e meteoritos têm uma baixa probabilidade de ocorrência nas zonas tsunamigênicas escolhidas para o estudo. O presente trabalho avalia a perigosidade do tsunami a usar a abordagem probabilística e a considerar duas zonas tsunamigênicas : Margem Sudoeste Ibérica (SWIM) e Caraíbas (CA), em três períodos de retorno: 100 anos, 500 anos, 1000 anos. E com altura das ondas acima de cinco centímetros, vinte e cinco centímetros e meio metro na costa brasileira.

2. Objectivos

O objetivo do presente trabalho é triplo: 1) Reconhecimento de zonas tectônicas ativas no Atlântico Norte capazes de gerar grandes sismos com potencial tsunamigênico ao longo da costa brasileira; 2) Avaliação da perigosidade de tsunami ao longo da costa do Brasil a considerar vários períodos do retorno; 3) Contribuição para uma melhor compreensão da perigosidade de tsunami ao longo da costa brasileira.

3. Estado da arte

O Brasil tem uma costa atlântica de 7490 km de comprimento que está exposta à ameaça de tsunami das fontes tectônicas ativas localizadas dentro de uma série de zonas sísmicas. No Brasil, a baixa ocorrência de tsunami deve-se à falta de sismos com $M_w > 7$ e epicentros mais próximos à costa. Como os tsunamis são um fenómeno relativamente raro em algumas áreas do globo, a percepção das exposições a estes eventos são muitas vezes subestimadas. No entanto, na costa do Brasil existem regiões com alta variação morfológica, com atividades muito importantes para a economia do país e diversas instalações relacionadas à segurança nacional. Apesar da elevada ocupação da costa brasileira desde o início da colonização, os dados sobre tsunamis são escassos.

A literatura científica apresenta poucos estudos que confirmam a chegada de tsunamis no Brasil. Embora haja evidências científicas da chegada dos tsunamis, e do grande número de

pessoas e infraestruturas possivelmente expostas na costa, a perigosidade de tsunamis nunca foi calculada ao longo de toda a costa brasileira.

3.1 – Tsunamis na região SWIM

A região SWIM tem sido o lugar de vários eventos de tsunami ocorridos nos tempos históricos (*Baptista e Miranda, 2009; Kaabouben et al., 2009*) e pequenos tsunamis recentes que marcaram o século XX (Figura 3.1.1) (*Baptista e Miranda, 2009*). Os registos de tsunamis transatlânticos são incomuns em contraste com a região do Pacífico. No entanto, o tsunami que ocorreu em 1755 em Lisboa afetou as áreas do Atlântico Norte e das Caraíbas (*Roy et al, 2009*). Pesquisas históricas recentes com base nos arquivos coloniais (arquivo histórico ultramarino) (*Veloso, 2015*) relataram o impacto da tsunami de Lisboa de 1755 no Brasil, a fornecer detalhes de extensão de inundação e chegada da onda de tsunami em três locais do litoral do Brasil: Estados da Paraíba, Pernambuco e Bahia. O tsunami de 1 de novembro de 1755 foi provavelmente o evento mais devastador na história do Atlântico Nordeste em perda de vidas e destruição.

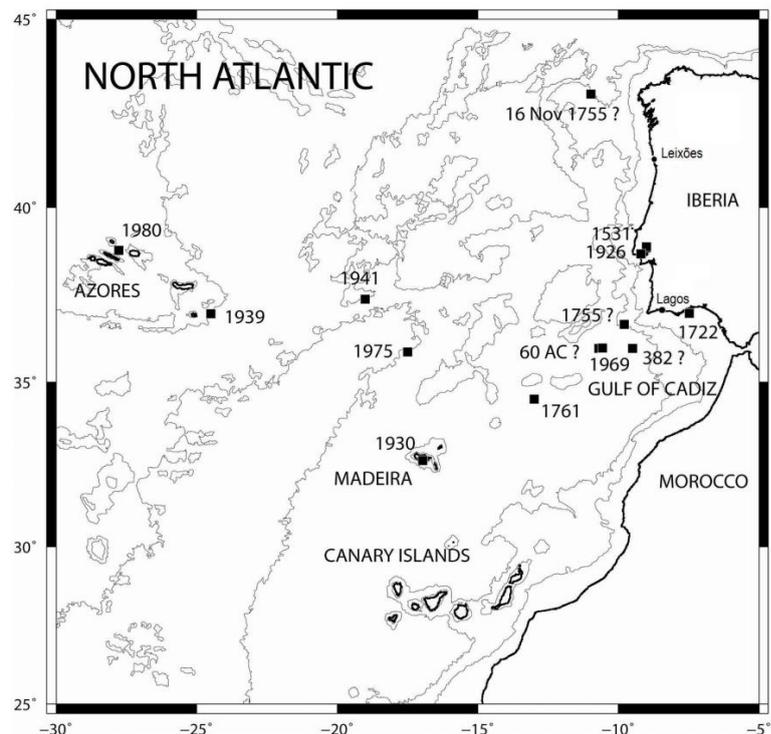


Figura 3.1.1 – Eventos históricos de tsunami na zona SWIM (*Baptista e Miranda, 2009*)

No artigo Dourado *et al.* (2016), para calcular a amplitude do tsunami de 1755 na costa brasileira, usaram o modelo NSWING (modelo de água rasa não linear ‘*Nested Grids*’). Com base em revisão histórica e resultados da simulação, cerca de 20 locais foram pesquisados ao longo de 300 km das margens do Brasil, localizadas entre Lucena, Pitimbu, e Tamandaré (Figura 3.1.2). No artigo Dourado *et al.* (2016), escavou-se cerca de 1.80 cm de comprimento e obtiveram resultados sedimentológicos que sugerem condições energéticas contrastantes na recente gravação estratigráfica costeira. Encontrou-se composição de areia com granulometria alta e diversificada como grãos de quartzo, fragmento de coral e detritos de conchas, o que sugere uma inundação extrema.

Os resultados do trabalho de Dourado *et al.* (2016), sublinham a importância de compreender plenamente as implicações dos impactos de tsunamis com fonte sismogénica distante. Apesar da sua baixa frequência, pode ter um potencial impacto na economia brasileira.

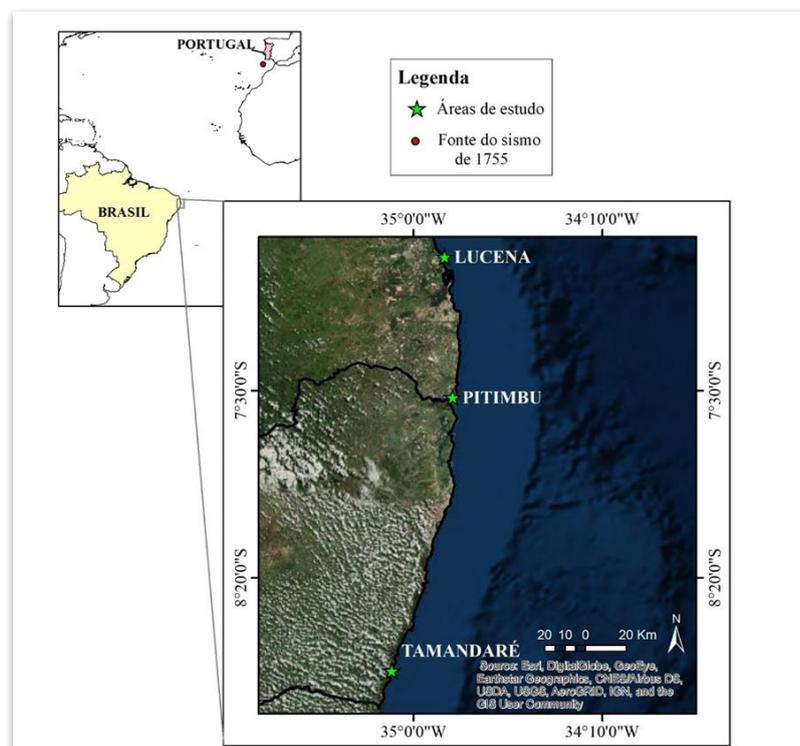


Figura 3.1.2 - Localização das cidades que foram atingidas pelo tsunami de 1755 no Brasil e que foram realizados estudos sedimentológicos os quais indicaram inundação extrema.(Dourado *et al.* 2016)

3.2- Tsunamis na região das Caraíbas

A região das Caraíbas é caracterizada por uma atividade sísmica relativamente elevada, tanto terremotos como fontes não sísmicas, são conhecidas por causarem grande número de tsunamis, muitos deles destrutivos (*Harbitz et al., 2012*) (Figura 3.2.1). As informações sobre a localização das fontes sísmicas, a profundidade de ocorrência e magnitudes dos tsunamis foram realizadas por diversos trabalhos (*Engdahl e Villseñor, 2002; Engdahl et al 2007; Villseñor e Engdahl 2007; BRGM 2009*). O primeiro tsunami identificado na região das Caraíbas, de origem tectônica, ocorreu em 1530 em Cumaná, Venezuela (*Harbitz et al., 2012*). *Lander et al. (2002)* publicaram um resumo do histórico de tsunamis nas Caraíbas, no qual relataram que houve mais de 50 tsunamis registados desde o ano 1530. O último tsunami na região ocorreu na República Dominicana em 1946, onde as águas alcançaram cerca de 700 metros para o interior do país, após um terremoto de magnitude 8.1.

A ocorrência de tsunami nesta região excede a ocorrência no Hawaii e Alaska em conjunto. Desde 1530, cerca de 15.000 pessoas morreram em resultado do tsunami na região das Caraíbas, sendo 74% dos eventos causados por terremotos, 14% por fontes vulcânicas e 5% de origem ainda desconhecida (*ten Brink et al., 2005*). Apesar da alta ocorrência de tsunami na região das Caraíbas, não há registos e estudos de ocorrência ou impacto na costa brasileira.

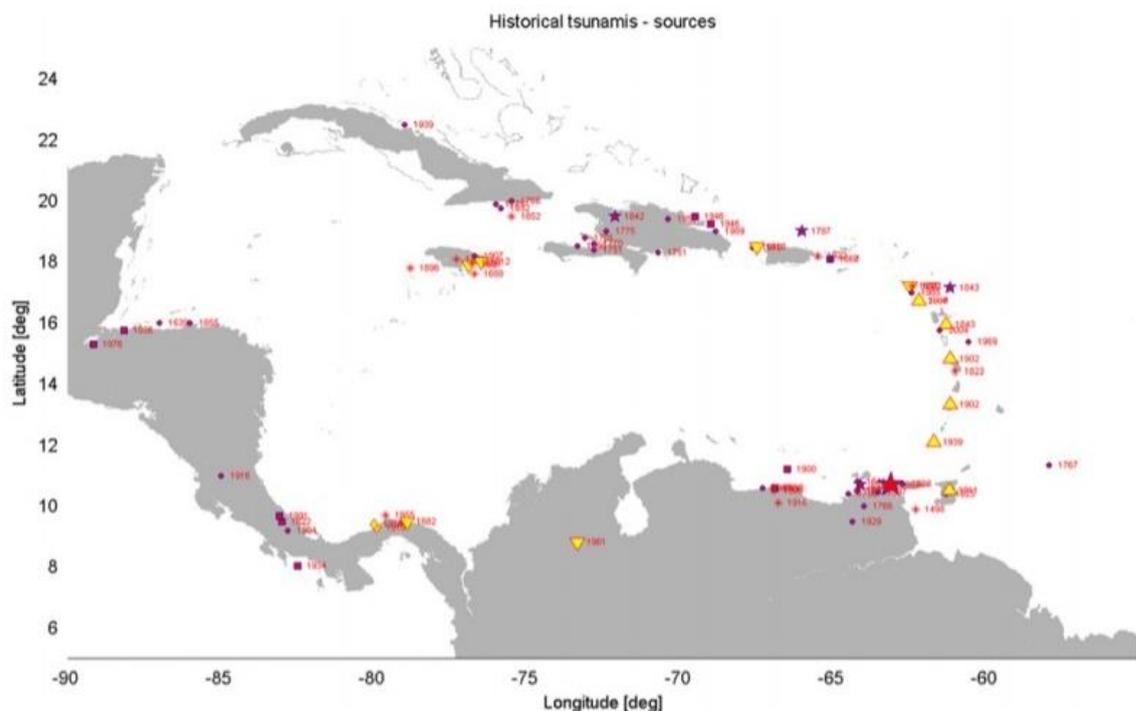


Figura 3.2.1 - Eventos históricos de tsunami nas Caraíbas (*Harbitz et al., 2012*)

4- Metodologia

A abordagem probabilística estima a probabilidade do impacto do tsunami considerando várias fontes potenciais próxima e distante da área de estudo, bem como o tratamento das incertezas sobre a avaliação de perigos (*Geist & Parsons 2006; Omira et al., 2015; 2016*). A abordagem probabilística tem, portanto, a vantagem de considerar a contribuição de pequenos e grandes eventos sobre a avaliação de perigosidade de tsunami para os períodos de retorno definidos.

A avaliação da perigosidade probabilística de tsunami ao longo da costa do Brasil basear-se-á na metodologia de árvore lógica proposta por *Omira et al. (2015)* e *Omira et al. (2016)* para a região do Atlântico Nordeste. Esta metodologia de PTHA consiste principalmente nas seguintes etapas:

4.1- Definição das zonas de origem sísmicas e cenários tsunamigênicos

A Margem Sudoeste Ibérica (SWIM) e as Caraíbas (CA) foram consideradas como as principais zonas de origem sísmogênica do Atlântico Norte capazes de gerar tsunamis que atingem a costa do Brasil (Figura 4.1.1). Dentro de cada zona de origem, gerou-se um banco de dados de cenários tsunamigênicos com os seus parâmetros de falha de terremoto.

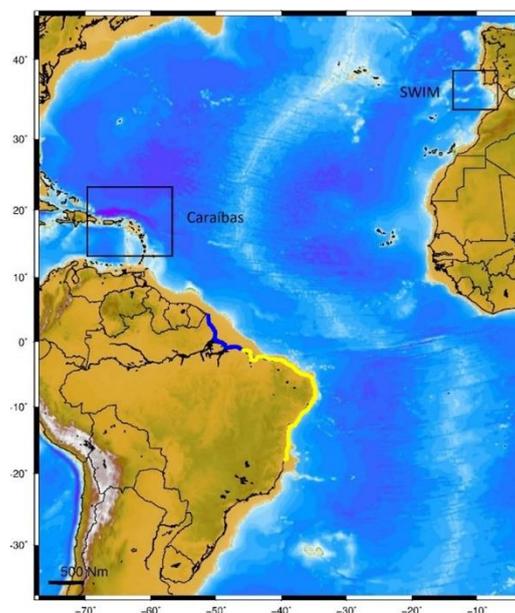


Figura 4.1.1 – Localização das zonas de origem sísmogênica no Atlântico Norte. Linha de costa azul representa a região Norte e linha amarela região Nordeste do Brasil.

O sistema de falha SWIM é um grupo de falhas de deslizamento subverticais que se estendem desde a parte oriental do Golfo de Cádiz (Figura 4.1.2). O SWIM está localizado na extremidade leste do limite de placas da Núbia-Eurásia ao largo do sudoeste da Península Ibérica e do noroeste de Marrocos. É como um trecho de aproximadamente 1000x400 km, onde o limite da placa é difuso (Satori et al., 1994; Tortella et al., 1997 e Hayward et al., 1999). Neste trabalho considerou-se a falha Cadiz Wedge (CW), falhas do banco de Ferradura (HS), Marques Pombal (MP), Portimão (PB) e Gorringe (GB). Estas são falhas inversas, resultantes de forças compressoras horizontais causadas pela contracção da crosta terrestre, sendo as do presente estudo com o mergulho na direção sudeste.

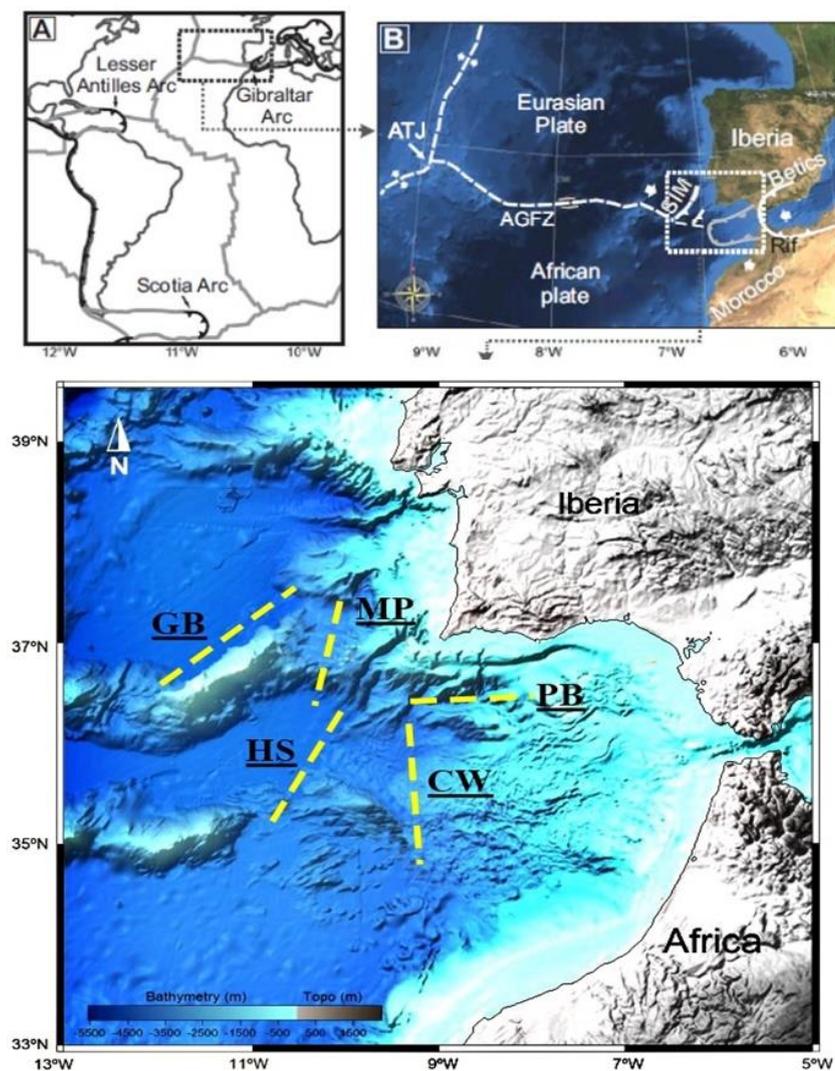


Figura 4.1.2 - A: Mapa tectónico simplificado do Oceano Atlântico com localização de arcos Atlânticos (Schellart e Lister, 2004). B: Localização da área de estudo SWIM (retângulo tracejado). C: Localização das falhas reversas na região do SWIM utilizadas no estudo para simulação de tsunامي.

Atualmente, na região das Caraíbas há falhas de deslizamento ao longo dos limites norte e sudeste da placa caribenha, permitindo o movimento para o leste em relação às placas norte-americanas e sul-americanas (Figura 4.1.3). Em particular, a fronteira norte é esquerda-lateral, enquanto o limite sul é direito-lateral (Mann, 1999). Uma característica da placa das Caraíbas é o arco vulcânico ativo, as pequenas Antilhas, que se encontra ao longo da fronteira oriental da placa. Neste trabalho, consideramos que a zona de subducção de Porto Rico com 800 km de extensão, localizada na fronteira entre o Mar das Caraíbas e o Oceano Atlântico, que é a zona tsunamigênica mais importante das Caraíbas com atividade sísmica elevada e por isto foi utilizada no presente estudo. Em 1918, essa zona de subducção foi o local de um terremoto de magnitude 7.5 que causou um tsunami a matar 40 pessoas na costa noroeste de Porto Rico (Mercado e McCann 1998).



Figura 4.1.3- Mapa de características geológicas na zona das Caraíbas (García-casco et al. 2011)

Para calcular os cenários de cada zona de origem tsunamigênica, foi realizada a seleção de intervalo de magnitudes e a definição de falhas típicas capazes de gerar tsunamis. No banco de dados do cenário PTHA considerou magnitudes do terremoto com variação de Mw 8.0 a 8.75 para a região do SWIM e de Mw 8.0 a Mw 8.50 para a região das Caraíbas com base no histórico de tsunamis, e aplicou um intervalo de magnitude regular de 0.25 para definir

magnitudes individuais (Apêndice).

Depois de escolher as magnitudes e as falhas capazes de gerar tsunamis em que a onda chegue à costa do Brasil, foi necessário definir os parâmetros de falha que são: dip, slip, strike, rake, comprimento, largura e profundidade do plano de falha (Figura 4.1.4) para realizar a simulação de tsunamis. O comprimento e a largura fornecem as extensões do plano de falha. O strike, dip e rake são unidades angulares. O slip é o deslocamento relativo de pontos anteriormente adjacentes em lados opostos de uma falha, medidos na superfície da falha. O strike é o ângulo relativo ao norte num plano horizontal e descreve a tendência da falha, enquanto o dip mede a inclinação do plano horizontal ao plano de superfície. O rake no que lhe concerne fornece a direção do movimento do longo do plano de falha durante a ruptura em relação ao strike.

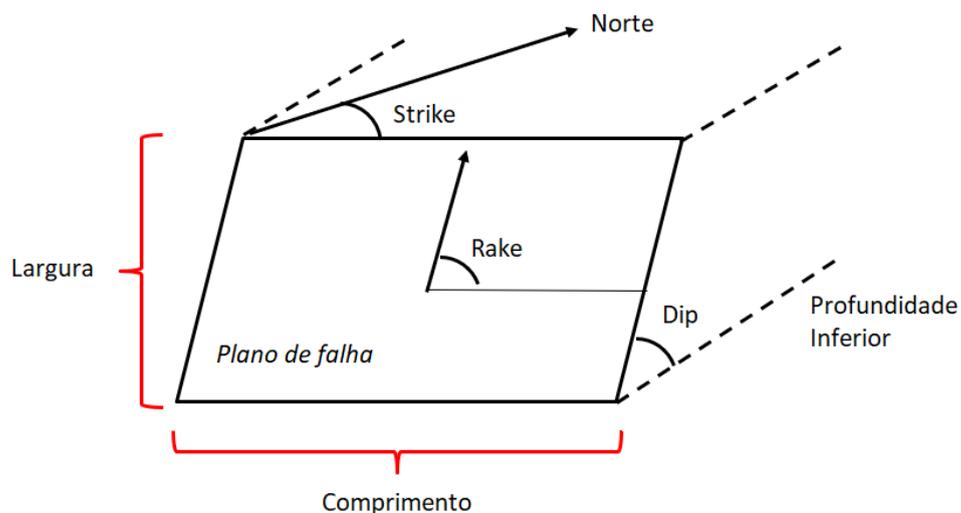


Figura 4.1.4 – Projeção do plano de falha com representação dos parâmetros utilizados para simulação de tsunamis

Para definir os parâmetros de falha necessários para a modelagem de tsunamis (Dip, Slip, Strike, Rake), associa-se falhas típicas a cada intervalo de magnitude, a qual é definido a usar a lei de escala de terremoto apropriado para cada zona de origem. Depois de definir as magnitudes em cada fonte sísmica, as falhas capazes de gerar tsunamis, os parâmetros de cada

falha para a modelagem, gerou-se diversas secções ao longo das falhas identificadas nas zonas tsunamigénicas, para aumentar o número de cenários. Na Figura 4.1.5 mostra a metodologia de geração de cenários para a zona SWIM (Figura 4.1.5A) e zona das Caraíbas (Figura 4.1.5B).

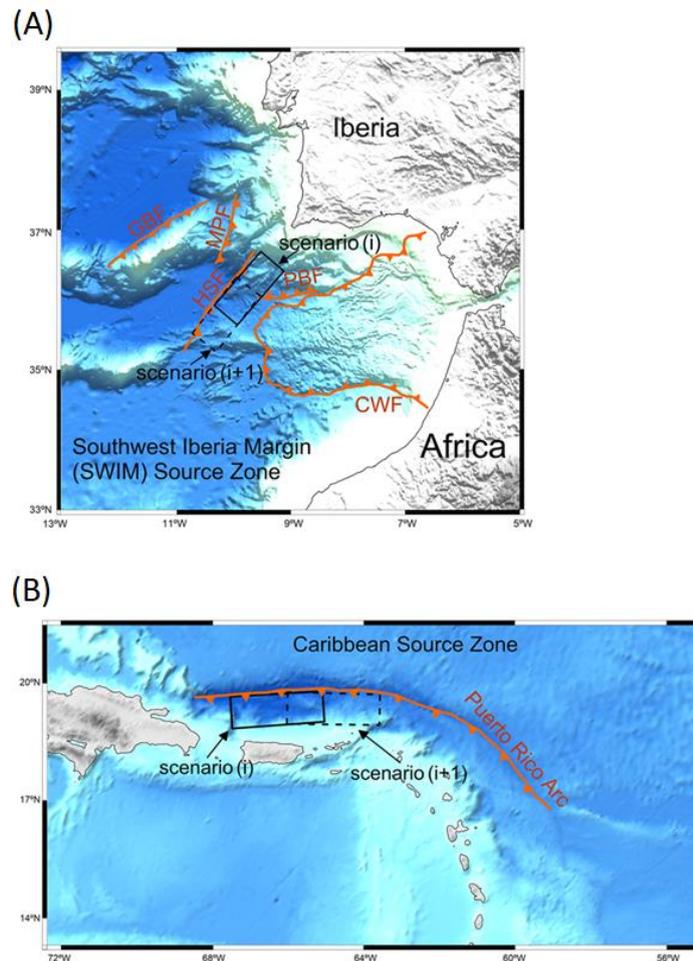


Figura 4.1.5 – Metodologia da geração dos cenários tsunamigénicos nas falhas (A) SWIM e (B) CA (Omira *et al.* 2015).

4.2- Avaliação da frequência anual dos cenários sísmicos individuais

Neste trabalho, utilizaram-se os resultados obtidos no trabalho de Omira *et al.* (2015) onde avaliou-se a frequência anual dos cenários sísmicos individuais. No trabalho de Omira *et al.* (2015) a geração do terremoto na área de estudo é dada pelo função $N(m)$, que é o número médio de terremotos que se esperam ocorrer a cada ano com uma magnitude maior ou igual a m . No estudo de Omira *et al.* (2015) presume-se que a ocorrência de tsunamis segue a distribuição de Poisson, sendo cada evento independente.

Se m mínimo é o interesse do sistema operacional de magnitude mínima, então a distribuição de Poisson será completamente caracterizada pela frequência anual de terremotos com $m \geq m_{min}$ ou simplesmente λ . O número de terremotos com uma determinada magnitude segue a (EQ 1):

$$F_M(m|m_{min}, m_{max}) = \begin{cases} 0 & m < m_{min} \\ \frac{1 - \exp[-\beta(m - m_{min})]}{1 - \exp[-\beta(m_{max} - m_{min})]} & m_{min} \leq m \leq m_{max} \\ 1 & m > m_{max} \end{cases} \quad (1)$$

A distribuição da função acima tem três parâmetros livres, β , m mínimo, m máximo. Depois de saber o λ e $F_M(m|m_{min}, m_{max})$, a frequência média anual de terremotos com uma magnitude igual ou maior m , é dada pela equação (EQ 2):

$$\dot{N}(m) = \lambda[1 - F_M(m|m_{min}, m_{max})]. \quad (2)$$

O catálogo histórico não é considerado completo e tem muitas magnitudes incertas. A máxima magnitude também pode ser imposta por restrições geológicas ou geodinâmicas, e a vantagem de incorporar possíveis variações no tempo com a frequência do terremoto (λ) e magnitude (β), deve-se ao facto dessas variações serem aleatórias. Nas áreas como SWIM e Caraíbas, os catálogos históricos são insuficientes para caracterizar a ocorrência de eventos extremos com períodos de retorno muito grandes.

4.3- Modelagem numérica da propagação do tsunami

A geração, a propagação, e o impacto do tsunami foram realizados para todos os cenários de ambas fontes tsunamigênicas (Apêndice). O deslocamento vertical do fundo do mar causado pelo movimento das placas tectônicas é transferido para a superfície livre do oceano, e a simulação da propagação do tsunami e da altura da onda na costa do Brasil, é calculada usando o código numérico NSWING (modelo de água rasa não linear ‘*Nested Grids*’) (Miranda *et al.*, 2014). Este código foi testado e recentemente usado para simular os tsunamis no território chileno (Omira *et al.*, 2016b) e resolve aproximações não lineares de equações de águas rasas para calcular a propagação de tsunami em um sistema cartesiano como (EQ3):

$$\begin{aligned} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{P^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{PQ}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \tau_x &= 0 \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{PQ}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{Q^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \tau_y &= 0 \end{aligned} \quad (3)$$

Onde η é o deslocamento livre da superfície, P e Q correspondem ao fluxo de volume ao longo das coordenadas x e y , respetivamente. τ_x e τ_y são termos de atrito do fundo nas direções x e y , respetivamente. $D = d + \eta$ corresponde a profundidade total da água, d é a profundidade da água parada e g é a gravidade. Os termos de atrito de fundo do oceano são dados em termos de coeficiente de rugosidade de Manning (n) (EQ4):

$$\begin{aligned} \tau_x &= \frac{g n^2}{H^{\frac{7}{3}}} P \sqrt{P^2 + Q^2} \\ \tau_y &= \frac{g n^2}{H^{\frac{7}{3}}} Q \sqrt{P^2 + Q^2} \end{aligned} \quad (4)$$

Como a fórmula de Manning é um modelo empírico, os valores de Manning (n) são resultado de experiências e observações. O modelo simula diferentes condições de rugosidade, que dependem da condição do fundo oceânico. Quando considera-se o pior cenário de tsunami, o coeficiente de rugosidade de Manning é zero (*Omira 2010*).

No oceano profundo, as forças de inércia convectivas não lineares são de ordem secundária devido à baixa amplitude de onda quando comparadas com a profundidade do oceano. No entanto, quando o tsunami entra em águas costeiras, há atrito entre a força de inércia convectiva não linear e o fundo do oceano, o que torna estas variáveis cada vez mais importantes quando o tsunami se propaga em águas rasas. O código NSWING aplica uma condição de limite radiante, que permite a transição da onda em oceano profundo para águas costeiras, a qual ocorre uma mudança na propagação da onda de tsunami devido à variação batimétrica.

Para executar o modelo NSWING, as fontes de tsunamis foram criadas em todos os cenários no software Mirone com a ferramenta Tintol a utilizar uma grelha batimétrica com 30 Arc-s de resolução (GEBCO, 2014). As fontes do tsunami contêm parâmetros necessários para a sua modelação (por exemplo: coordenadas, Dip, Strike, Slip, Rake) (Apêndice), sendo importante estudar todas as fontes possíveis que possam afetar a área de estudo. A grelha batimétrica original abrange todas as áreas de origem tsunamigénica junto a costa do Brasil e utilizou-se uma interpolação desta grelha somente com a costa brasileira para realização dos mapas de perigosidade.

No NSWING computou-se a altura máxima de onda na costa do Brasil a utilizar a fonte do tsunami de cada cenário e as grelhas batimétricas (original e interpolada). A altura máxima da onda é estimada extraindo a amplitude máxima da onda de cada grelha do modelo batimétrico durante o processo da propagação do tsunami. Utilizou-se o NSWING pois é uma implementação baseada em Liu *et al.* (1998), com uma interface fácil de utilizar e possui uma computação rápida de desempenho e que permitiu a sua utilização em mais problemas de computação intensiva. O NSWING foi utilizado nas duas zonas de origem sísmica com 5 segundos do intervalo e os cálculos das propagações das ondas de tsunami em ambas fontes tsunamigénicas são interrompidos na linha de costa do Brasil, pois não foi realizado um estudo sobre inundação.

A probabilidade de uma onda de tsunami chegar a costa do Brasil é calculada para considerar todos os cenários de tsunami que estão representados no cálculo de probabilidade por suas taxas de recorrência cumulativa e pelas amplitudes de onda resultantes estimadas na costa do Brasil. Para calcular a probabilidade conjunta de que uma altura de onda exceda um determinado valor para um determinado período de retorno, assumimos que as fontes são independentes e seguem a distribuição Poisson. As alturas de onda utilizadas foram 0,05 metros ; 0,25 metros e 0,5 metros, e o período de retorno foi de 100 anos, 500 anos e 1000 anos.

4.4- Derivação da probabilidade de excedência de tsunami

A probabilidade de exceder um nível de perigosidade específica de tsunami durante um determinado período (100 anos, 500 anos, 1000 anos) foi calculada com base numa referência estatística (a distribuição de Poisson) que considera a contribuição de todas as fontes consideradas. A probabilidade (P) que a amplitude de uma onda de tsunami (η) excede um nível específico (η_i) durante um período de tempo (T) é calculada a usar a distribuição de Poisson dada pela seguinte equação (EQ. 5):

$$P(n > n_i) = 1 - \exp[-\mu T] \quad (5)$$

Quando μ é a taxa de recorrência cumulativa expressa como a soma da taxa de recorrência individual (μ_j) de todos os cenários de tsunami considerados (Omira et al 2014). μ é dada pela seguinte equação (EQ 6):

$$\mu = \sum_j u_j \text{ para cenários com } n_j > n_i \quad (6)$$

Os resultados de modelagem numérica estimam as amplitudes de onda em cada ponto de toda a costa do Brasil.

5- Resultados

5.1- Impacto de tsunami ao longo da costa do Brasil

Após a realização da simulação de tsunamis, obteve-se a altura máxima da onda calculada a partir de cenários eleitos que correspondem a magnitudes máximas e mínimas para cada zona de origem. Na Figura 5.1.1A,B mostra a altura de onda máxima calculada, respetivamente, pelas Mw 8.0 e Mw 8.75 de cenários pertença à região do SWIM. Na Figura 5.1.2A, B mostram a altura de onda máxima calculada, respetivamente, pelo Mw 8.0 e Mw 8.5 de cenários pertença a região das Caraíbas. Nota-se que a propagação da onda de tsunami, na zona das Caraíbas é em direção ao Hemisfério Norte devido à orientação do plano de falha, o que faz com que esta região tsunamigénica não afete a costa do Brasil como será mostrado

posteriormente, enquanto a propagação da onda de tsunamis, na região do SWIM, é em direção ao Hemisfério Sul a causar maior impacto no Brasil.

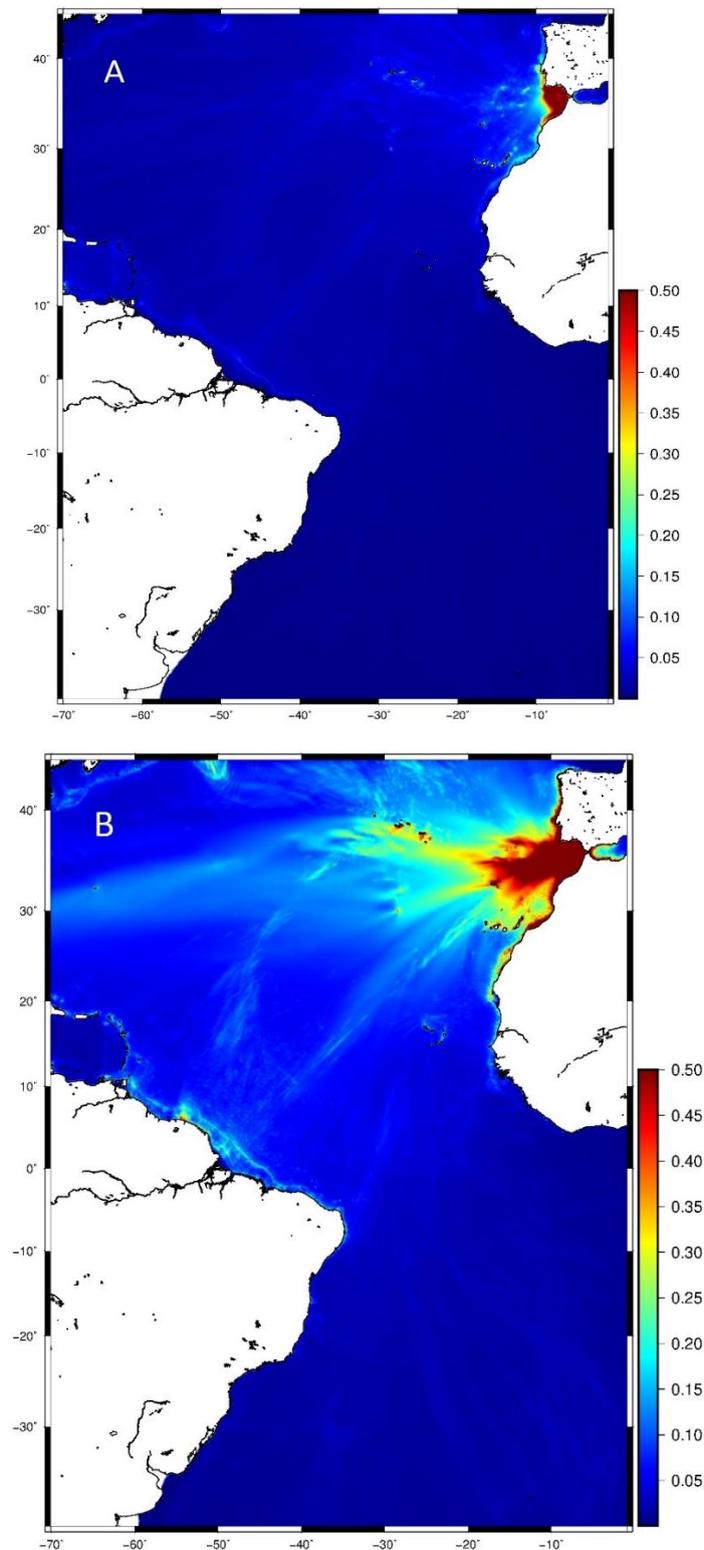


Figura 5.1.1 – Máxima altura de onda calculada para cenários selecionados na zona de origem no SWIM. A) menor magnitude Mw 8.0.B) maior magnitude Mw 8.75

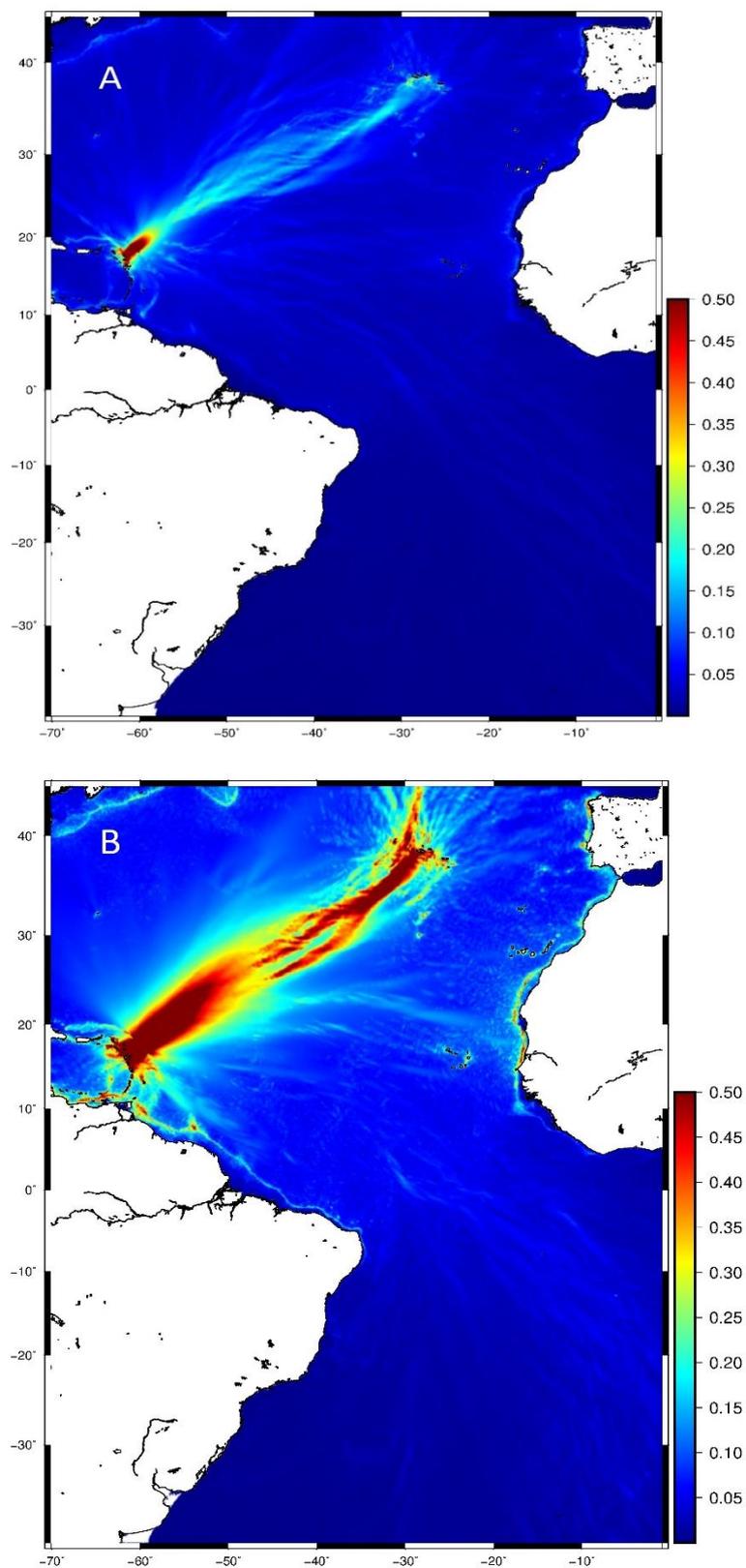


Figura 5.1.2 – Máxima altura de onda (em metros) calculada para cenários selecionados na zona de origem caribenha. A) menor magnitude Mw 8.0. B) maior magnitude Mw 8.50

5.2- Frequência anuais de terremotos

Aqui mostramos os resultados obtidos no trabalho de Omira *et al.* (2015) e que utilizou-se neste trabalho. Após o cálculo da lei truncada Gutenberg-Richter (G-R) para a avaliação da frequência anual de terremotos em cenários individuais, obtiveram-se duas tabelas de frequências para cada magnitude em cada fonte sismogénica. A Tabela 5.2.1 mostra as frequências anuais das Mw 8.0 , Mw 8.25, Mw 8.5 e 8.75, devido ao histórico de ocorrência de tsunamis na região do SWIM. Na Tabela 5.2.2 mostra as frequências anuais das Mw8.0 , Mw 8.25, Mw 8.5 com base no histórico de ocorrência de tsunamis na região das Caraíbas. Como já foi dito, a região das Caraíbas tem uma alta atividade sísmica, e note-se que esta região tem uma frequência de terremoto superior a região do SWIM, mas não há registo de terremoto com magnitude superior a 8.50 nesta região.

Fonte Sismogénica	Margem do Sudoeste Ibérica (SWIM)			
Mw	8.0	8.25	8.50	8.75
Fr. Anual	0.0029	0.00173	0.00126	0.00082

Tabela 5.2.1 - Frequência anual de terremotos em diferentes magnitudes na região do SWIM
(Omira *et al.* 2015)

Fonte sismogénica	Caraíbas (CA)		
Mw	8.0	8.25	8.50
Fr. Anual	0.0320	0.0227	0.0164

Tabela 5.2.2 - Frequência anual de terremotos em diferentes magnitudes na região das Caraíbas (Omira *et al.* 2015).

5.3- Probabilidade no período de retorno de 100 anos

Avaliámos a probabilidade de exceder um nível de perigosidade de tsunamis com amplitude máxima de onda igual ou superior a 0,05 metros, 0,25 metros e 0,5 metros para os períodos de retorno de 100 anos, 500 anos e 1000 anos, a considerar os casos de fonte sismogénica longe da costa do Brasil (SWIM) e próxima à costa do Brasil (CA).

Nas figuras 5.3.1a, 5.3.2a e 5.3.3a mostram ondas de tsunamis originárias da Margem Sudoeste Ibérica com amplitudes de onda de 0,05 metros, 0,25 metros e 0,50 metros, respetivamente. Estas figuras mostram que há uma probabilidade de aproximadamente 60%, 50% e 20% de uma onda de tsunamis gerada no SWIM chegar à costa do Brasil com amplitudes iguais ou superiores a 0,05 metros, 0,25 metros e 0,50 metros, respetivamente, num período de retorno de 100 anos.

Os resultados do PTHA de onda de tsunamis gerada nas Caraíbas indicam que há uma probabilidade de 100% de uma onda de tsunamis atingir na região Norte e Nordeste do Brasil com uma amplitude máxima de 0,05 metros (Figura 5.3.1b), e este valor de probabilidade deve-se à proximidade da zona de origem tsunamigénica com a área de estudo e a baixa amplitude de onda. Contudo, a probabilidade de uma onda com amplitude máxima de 0,25 metros (Figura 5.3.2b) e 0,50 metros (Figura 5.3.3b) são, respetivamente, 50% e zero, devido à direção do plano de falha da região das Caraíbas para o hemisfério norte e à presença do arco de ilhas vulcânicas que servem de barreira à propagação e dissipação da onda na região.

Por isso, nota-se que a probabilidade de perigosidade diminui à medida que a amplitude da onda, com origem em ambas fontes sísmicas, aumenta na costa do Brasil. No caso do tsunamis gerado na região do SWIM, isso deve-se ao facto de a origem tsunamigénica ser afastada da área de estudo e haver perda da energia da onda durante sua propagação no Oceano Atlântico. No entanto, na região Caraíbas este facto deve-se ao plano de falha ser direcionado ao Hemisfério Norte e haver a presença do arco de ilhas vulcânicas que funcionam como uma barreira na propagação e dissipação de ondas, sendo improvável a ocorrência de um tsunamis com amplitudes superiores a 0,50 metros no litoral do Brasil oriundas das Caraíbas.

Ao integrar ambas as fontes de tsunamis nos cálculos de PTHA ao largo da costa do Brasil, nota-se que houve um aumento de probabilidades. As ondas com amplitudes superiores a 0,05m passaram a ter probabilidade de 100% (Figura 5.3.4), ondas de amplitude 0,25m

obtiveram 60% (Figura 5.3.5) e ondas com amplitude de 0,50m aumentaram para 15% de probabilidade (Figura 5.3.6).

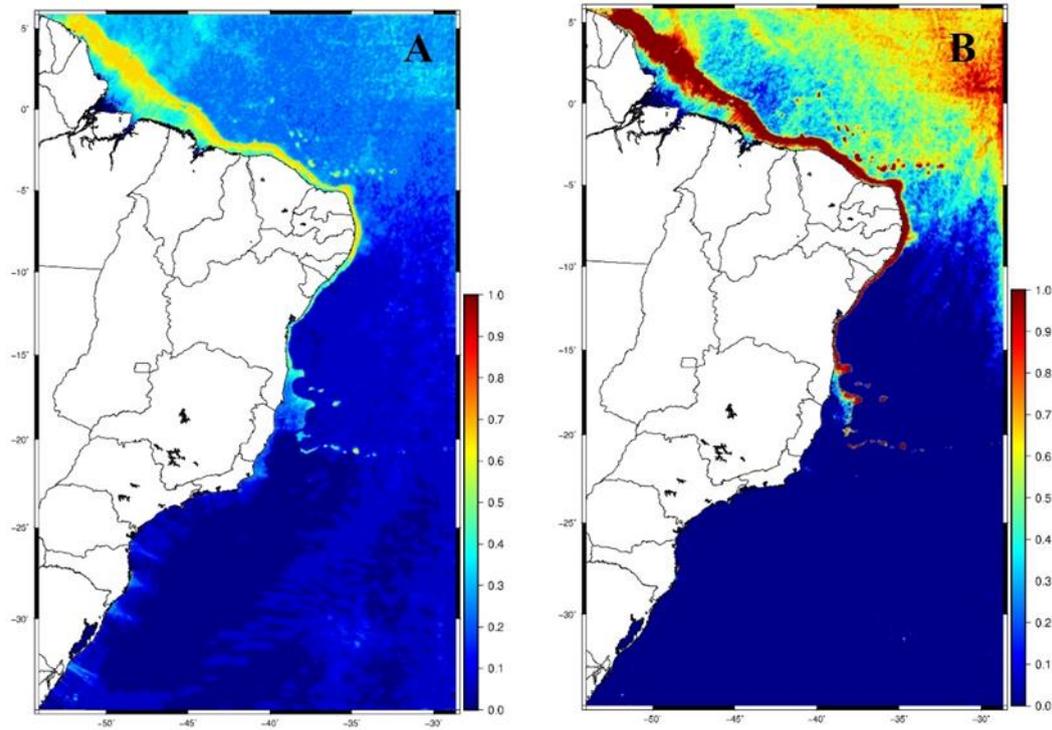


Figura 5.3.1- Probabilidade de período de retorno de 100 anos com altura máxima de onda superior a 0,05 metros ao longo da costa do Brasil: A) fonte sismogénica localizada no SWIM ; B) fonte sismogénica localizada nas Caraíbas.

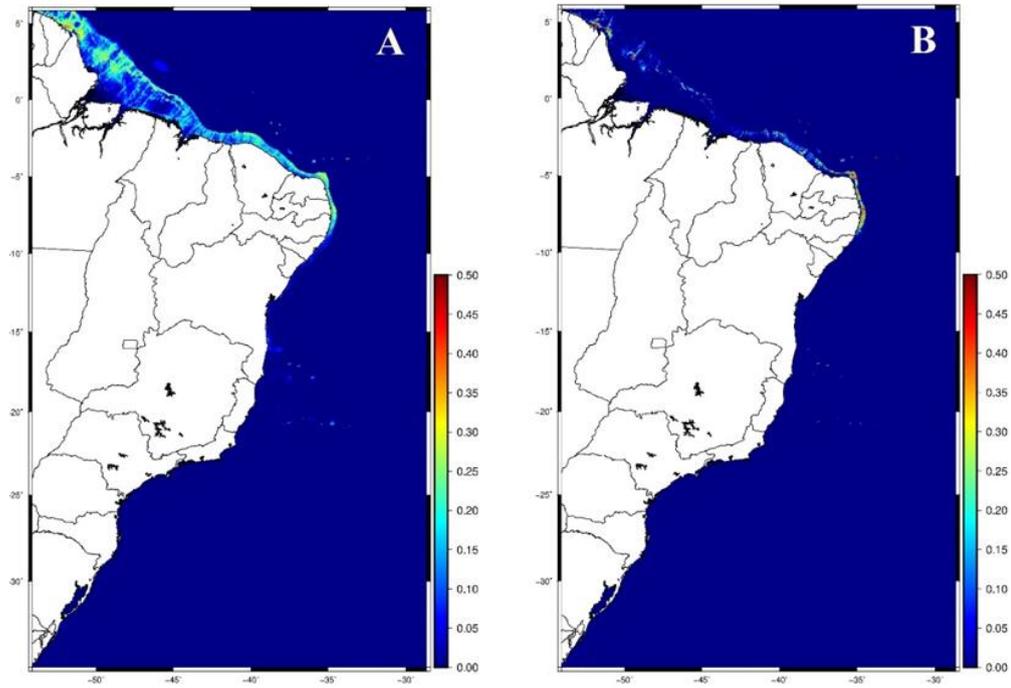


Figura 5.3.2- Probabilidade de período de retorno de 100 anos com altura máxima de onda superior a 0,25 metros ao longo da costa do Brasil: A) fonte sismogénica localizada no SWIM ; B) fonte sismogénica localizada nas Caraíbas.

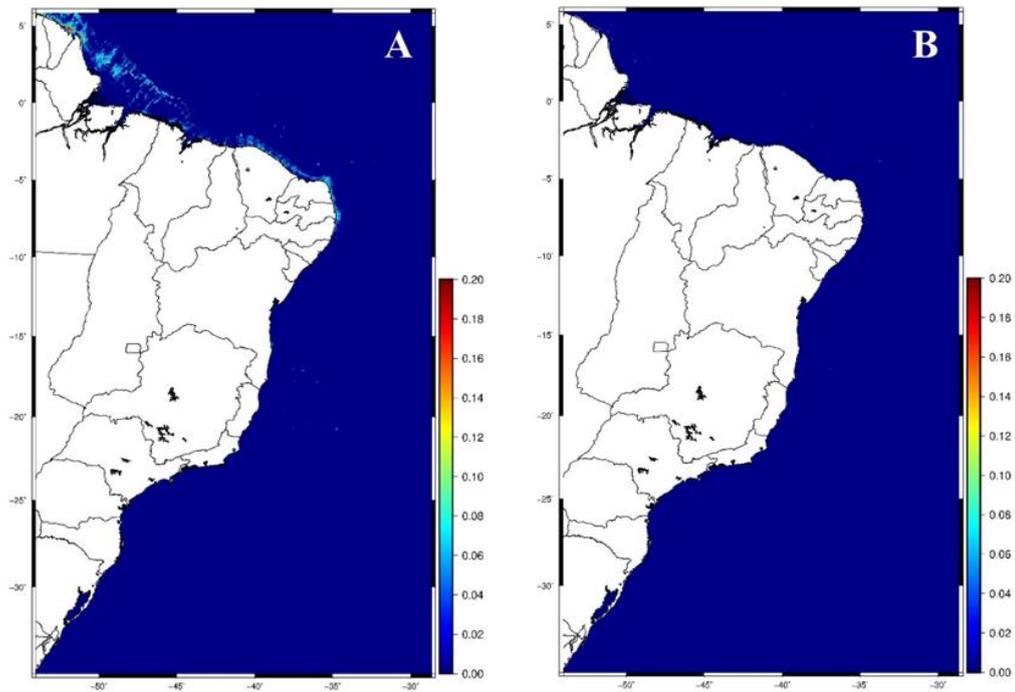


Figura 5.3.3- Probabilidade de período de retorno de 100 anos com altura máxima de onda superior a 0,5 metros ao longo da costa do Brasil: A) fonte sismogénica localizada no SWIM ; B) fonte sismogénica localizada nas Caraíbas.

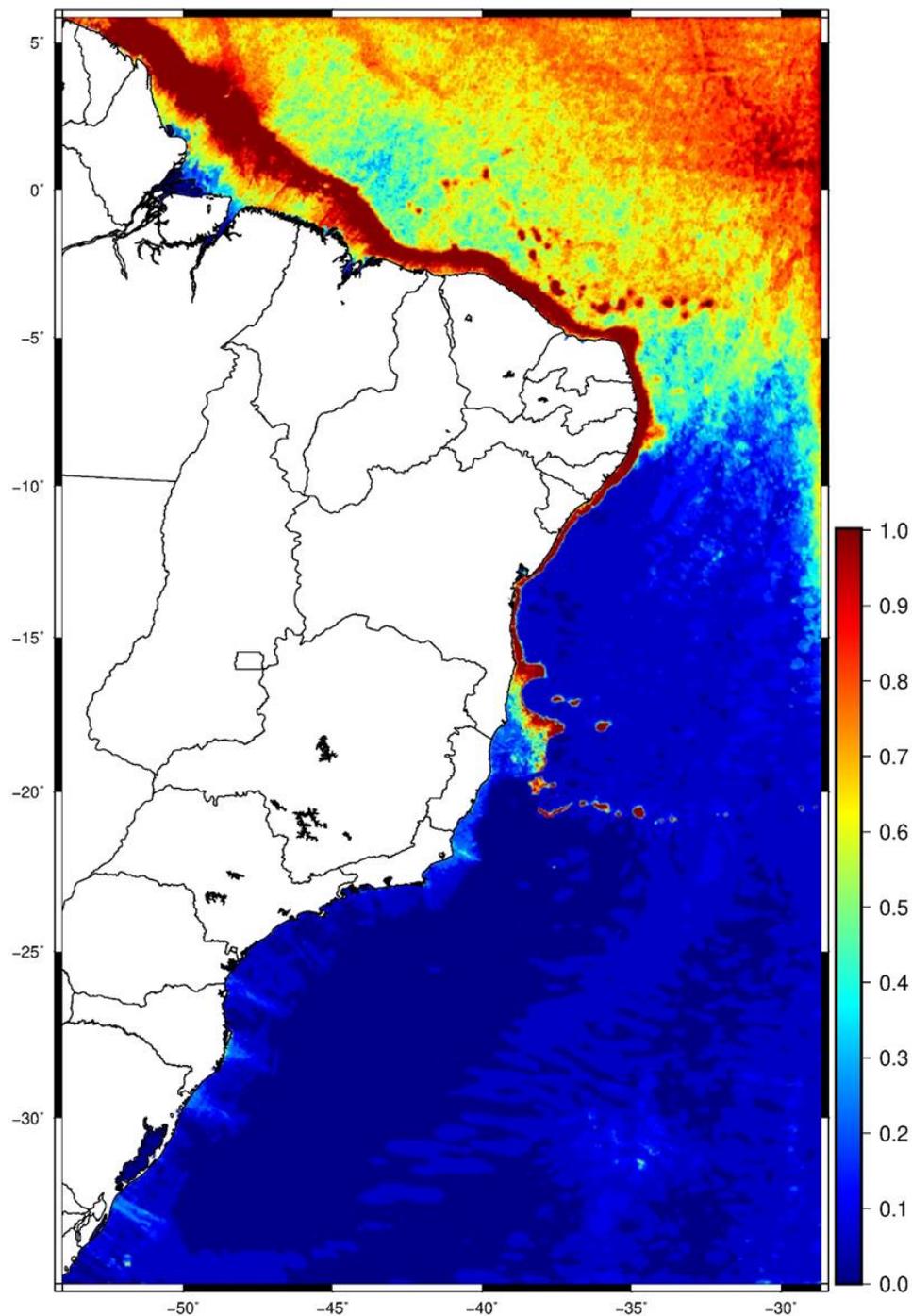


Figura 5.3.4 - Probabilidade total de período de retorno de 100 anos com amplitude máxima de onda superior a 0,05 metros ao longo da costa do Brasil.

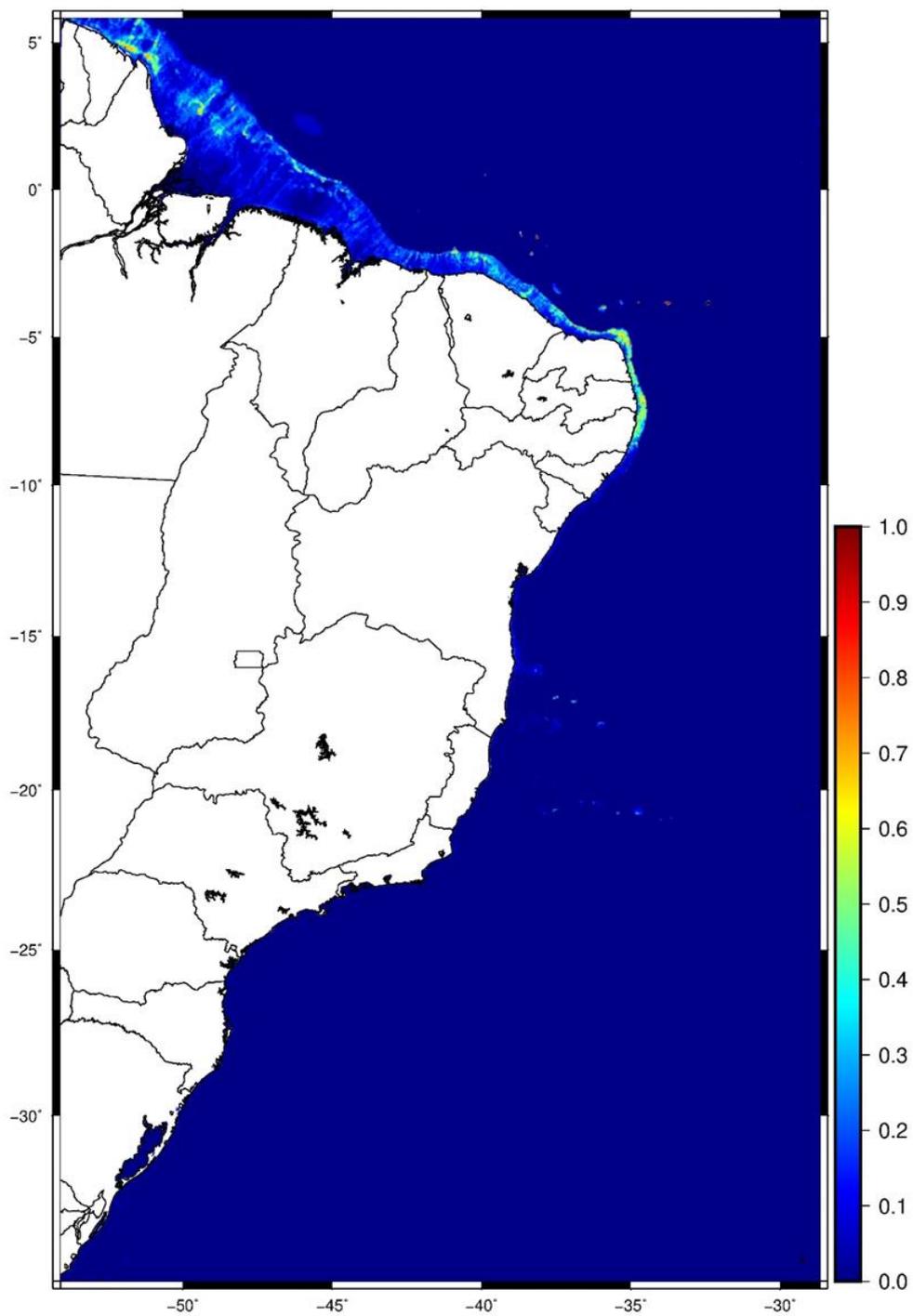


Figura 5.3.5 - Probabilidade total de período de retorno de 100 anos com altura máxima de onda superior a 0.25 metros ao longo da costa do Brasil.

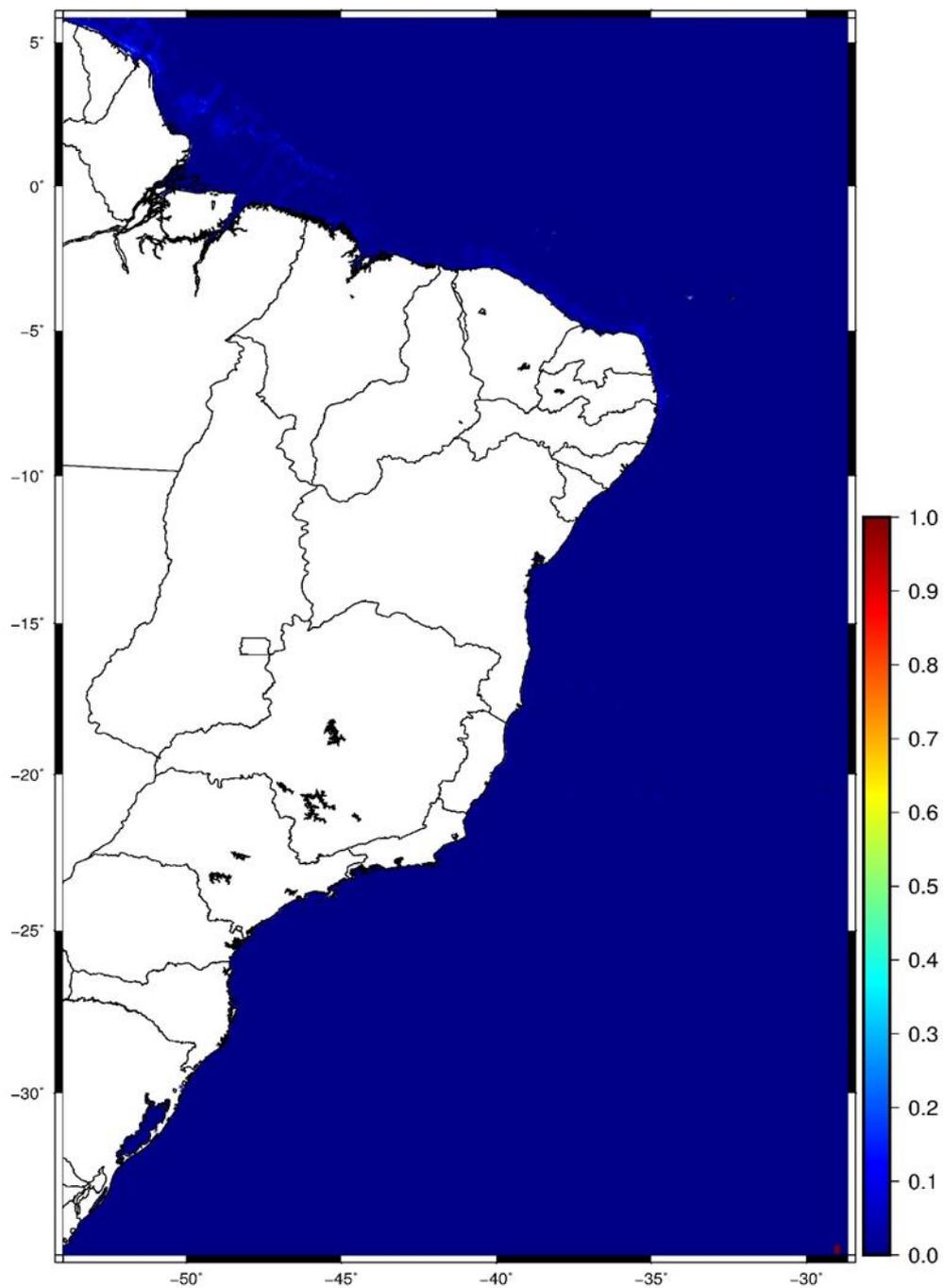


Figura 5.3.6 - Probabilidade total de período de retorno de 100 anos com altura máxima de onda superior a 0.50 metros ao longo da costa do Brasil.

5.4- Probabilidade no período de retorno de 500 anos

Nas figuras 5.4.1 e 5.4.2 representam a probabilidade de excedência de uma onda de tsunami igual ou superior a 0,05 metros e 0,25 metros na costa do Brasil, respectivamente. Em ambas as amplitudes, a probabilidade de ocorrência de uma onda de tsunami na costa brasileira é de 100%, tanto com tsunamis geradas SWIM (Figuras 5.4.1a e 5.4.2a) quanto com tsunamis geradas nas Caraíbas (Figuras 5.4.1b e 5.4.2b). As regiões Norte e Nordeste do Brasil são as únicas regiões com probabilidade de chegada de uma onda de tsunami gerada em fonte sísmicas do Atlântico Norte no período de retorno de 500 anos, e as ondas com amplitude de 0,05 metros na costa têm probabilidade de 100% nas regiões Norte e Nordeste do Brasil, independente da zona de origem sísmica.

Entretanto, ondas com amplitude de 0,25 metros geradas nas Caraíbas, contêm probabilidade 100% somente em algumas localidades da região Nordeste do Brasil, devido à presença do arco de ilhas vulcânicas nas Caraíbas que servem de proteção para a região Norte do país. O resultado do PTHA de uma onda de tsunami com amplitude igual ou superior a 0,50 metros na costa brasileira para o período de retorno de 500 anos, é de aproximadamente 40% com ondas geradas no SWIM (Figura 5.4.3a) e probabilidade zero com ondas geradas nas Caraíbas (Figura 5.4.3b), devido à direção do plano de falha das Caraíbas para o Hemisfério Norte, citada anteriormente, e a direção do plano de falha para o Atlântico Sul no SWIM.

Os resultados dos cálculos de PTHA de duas fontes sísmicas para o período de retorno de 500 anos, estão nas figuras 5.4.4, 5.4.5, 5.4.6. A amplitude de onda igual ou superior a 0,05m (Figura 5.4.4) e 0,25m (Figura 5.4.5) na costa do Brasil tem probabilidade de 100% , enquanto onda com amplitude de 0,50m (Figura 5.4.6) tem probabilidade de 40%. É notório que ondas com 0,50m de amplitude sejam menos propensas de atingirem à costa do Brasil, independentemente do período de retorno, quando comparadas com as ondas de menor amplitude na costa. Isso deve-se ao facto de a maior parte da energia das ondas de tsunami dos grandes terremotos das Caraíbas ser direcionada para o Atlântico Norte, e as ondas de tsunami geradas no SWIM perderem energia durante a propagação da onda no Atlântico e também terem a velocidade reduzida devido à topografia do fundo do oceano com montes submarinos.

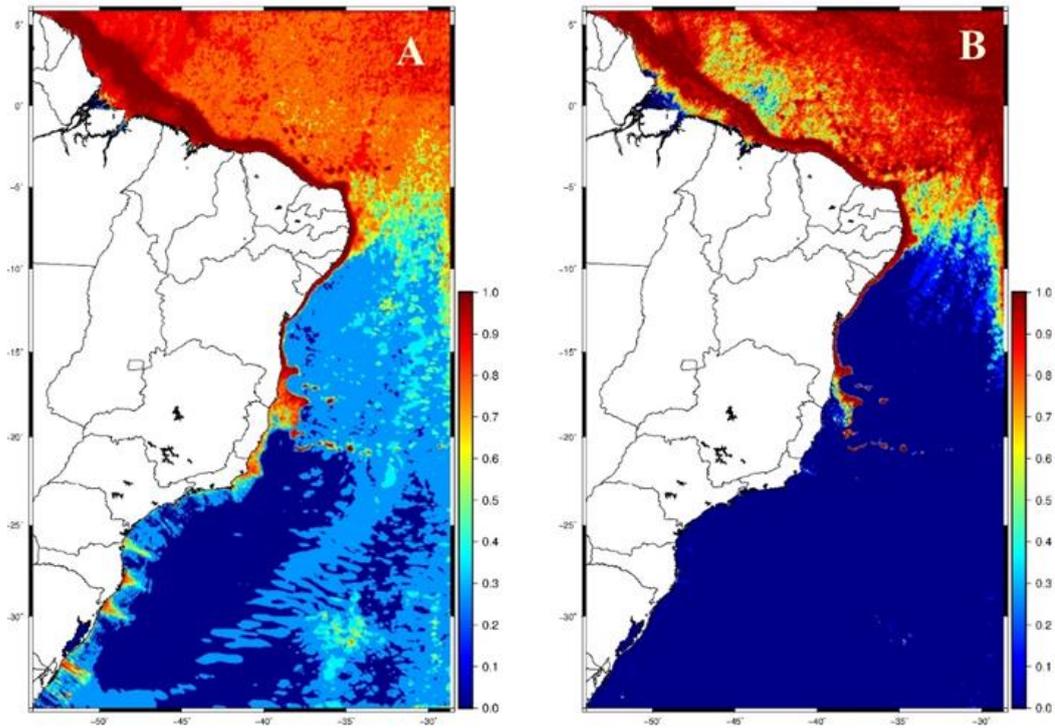


Figura 5.4.1- Probabilidade de período de retorno de 500 anos com altura máxima de onda superior a 0,05 metros ao longo da costa do Brasil: A) fonte sismogénica localizada no SWIM ; B) fonte sismogénica localizada nas Caraíbas.

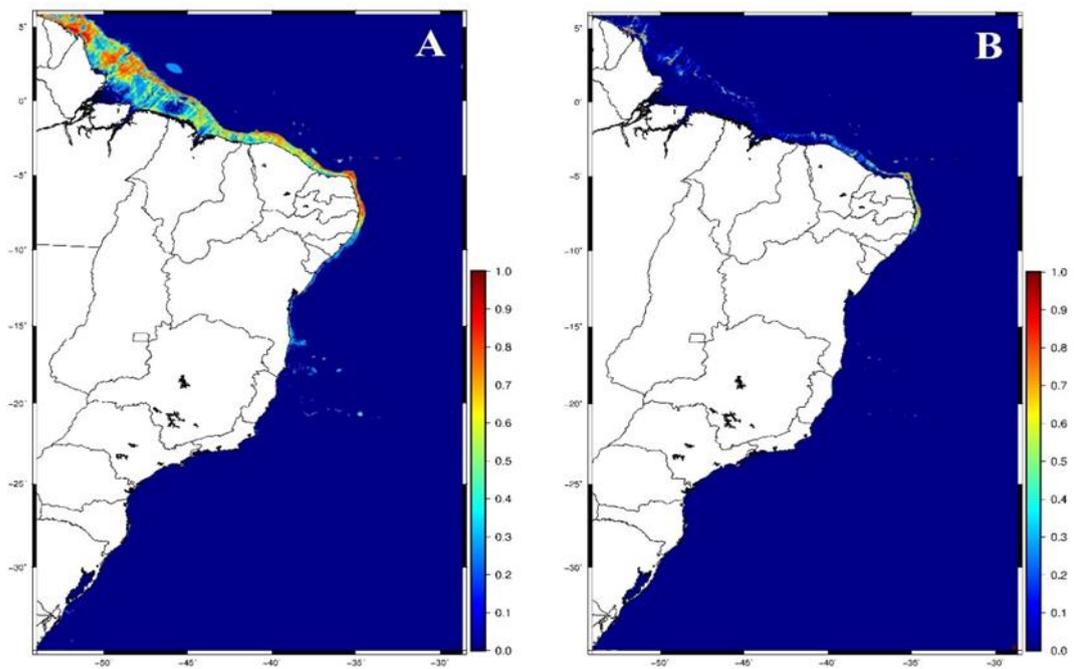


Figura 5.4.2- Probabilidade de período de retorno de 500 anos com altura máxima de onda superior a 0,25 metros ao longo da costa do Brasil: A) fonte sismogénica localizada no SWIM ; B) fonte sismogénica localizada nas Caraíbas.

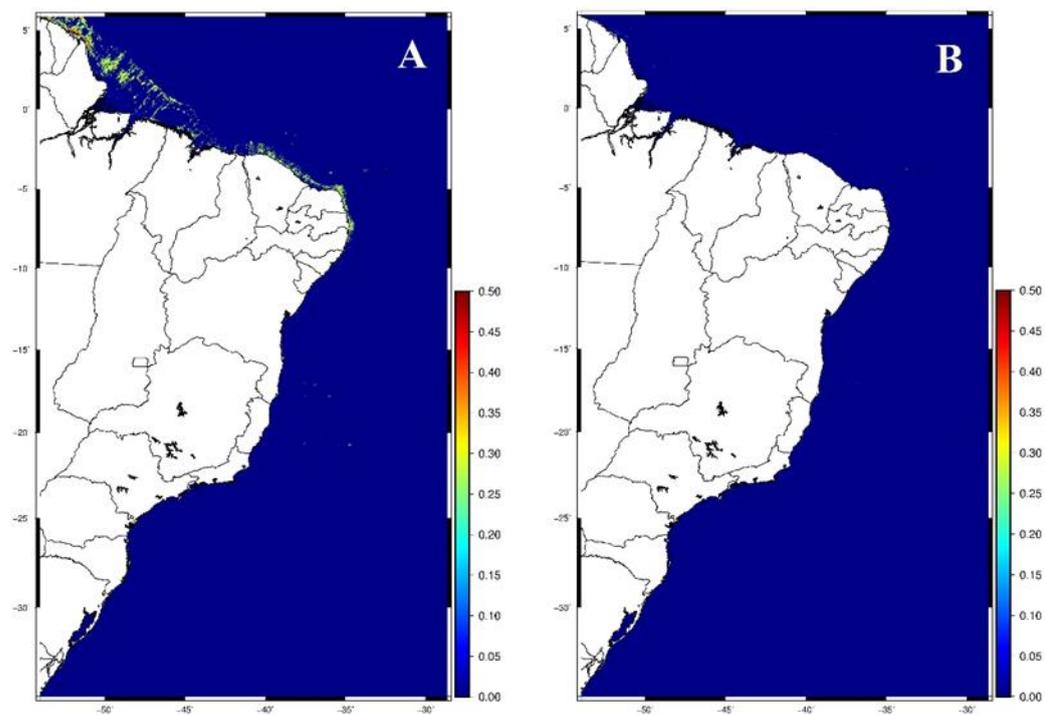


Figura 5.4.3- Probabilidade de período de retorno de 500 anos com altura máxima de onda superior a 0,50 metros ao longo da costa do Brasil: A) fonte sismogénica localizada no SWIM ; B) fonte sismogénica localizada nas Caraíbas.

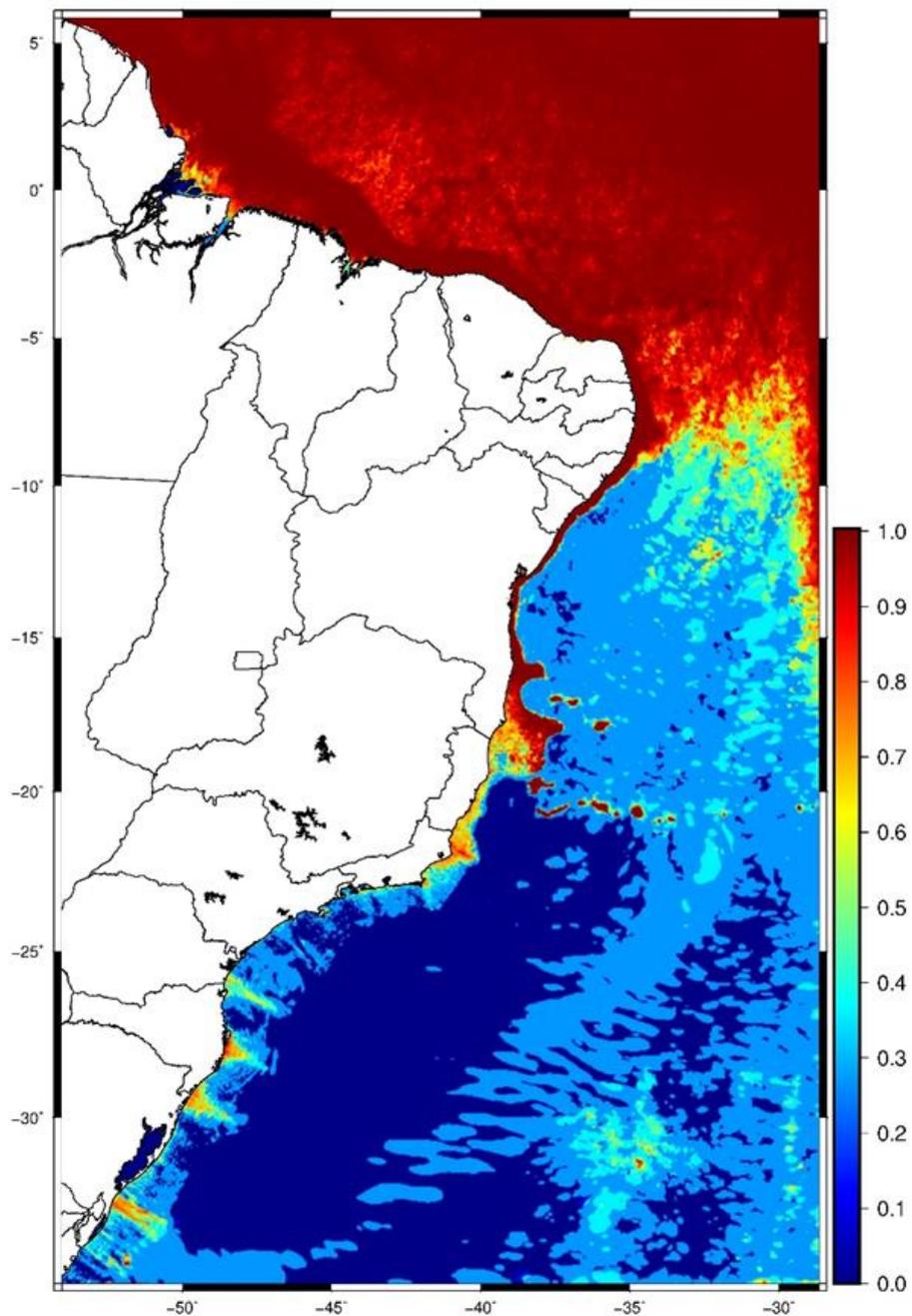


Figura 5.4.4 - Probabilidade total de período de retorno de 500 anos com altura máxima de onda superior a 0,05 metros ao longo da costa do Brasil.

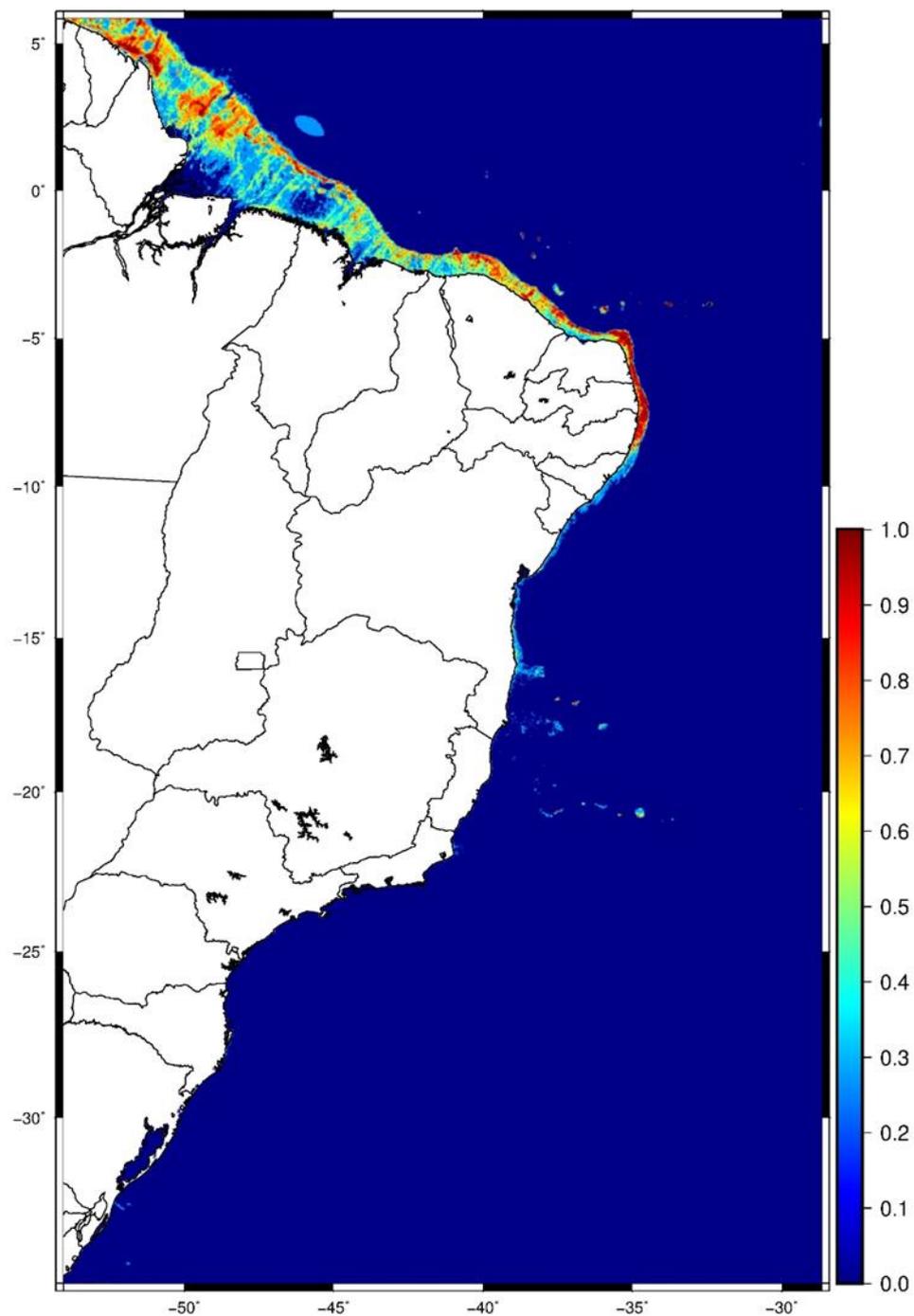


Figura 5.4.5 - Probabilidade total de período de retorno de 500 anos com altura máxima de onda superior a 0,25 metros ao longo da costa do Brasil.

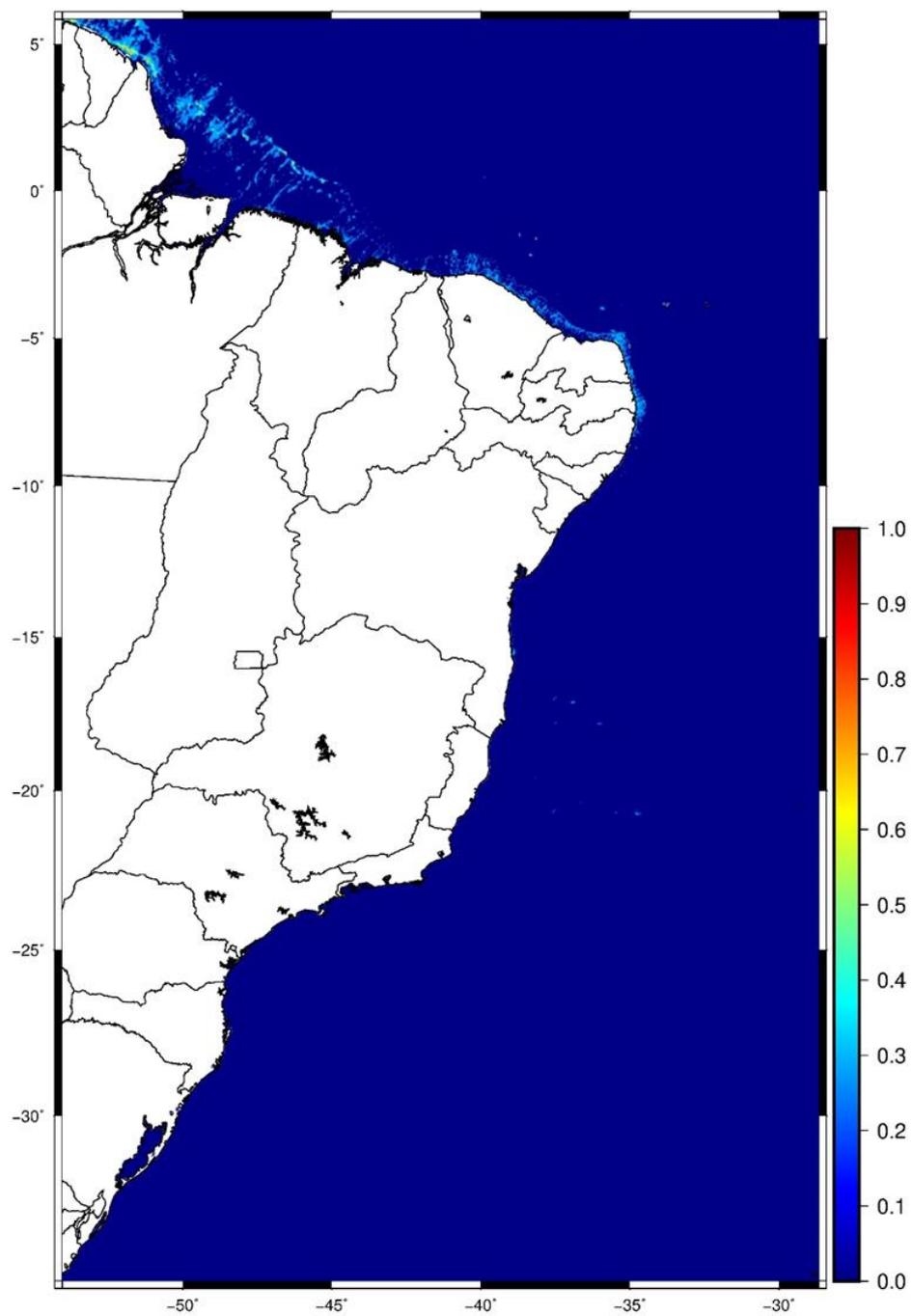


Figura 5.4.6- Probabilidade total de período de retorno de 500 anos com altura máxima de onda superior a 0,50 metros ao longo da costa do Brasil.

5.5- Probabilidade no período de retorno de 1000 anos

O último período de retorno considerado para o cálculo da probabilidade de excedência de uma altura máxima de onda foi de 1000 anos. Pela primeira vez, os resultados do PTHA foram obtidos na região Sudeste do Brasil, em ambas as fontes sísmicas, de ondas com amplitude de 0,05m na costa com probabilidade de 100% (Figura 5.5.1), devido ao período de alta exposição da costa atlântica do Brasil e à amplitude baixa de ondas. Nos resultados de PTHA de onda de tsunami com amplitude superior a 0,25m, obteve-se probabilidade de 100% em todas as regiões Norte e Nordeste do Brasil de tsunamis gerados na zona do SWIM (Figura 5.5.2a) devido ao posicionamento da direção das falhas na região. Entretanto, tsunamis geradas nas Caraíbas (Figura 5.5.2b) obtiveram probabilidade de 100% para ondas de 0,25m em apenas algumas localidades da região Nordeste do Brasil. Logo, tsunamis geradas nas Caraíbas tem menor probabilidade de atingirem a costa Norte do Brasil devido à presença das Antilhas que servem de barreira na propagação de ondas, como já mostrado no período de retorno de 500 anos.

Ondas com amplitudes iguais ou superiores a 0,50 metros têm uma probabilidade de ocorrência de 50% quando geradas na região do SWIM (Figura 5.5.3a) e aproximadamente uma probabilidade zero quando geradas nas Caraíbas (Figura 5.5.3b). Nota-se que a probabilidade de uma onda chegar ao litoral com amplitude máxima de 0,50 metros é maior no período de retorno de 1000 anos em comparação com os períodos de retorno anteriores, devido ao facto de ser o maior período de exposição do litoral a um evento de tsunami. Logo, seguindo um padrão observado nos períodos de retorno previamente calculados, uma onda com amplitude de 0,50m é menos provável de chegar à costa do Brasil.

As figuras 5.5.4 e 5.5.5, mostram que existe uma probabilidade de 100% de ocorrência de altura máxima de onda superior a 0,05 metros e 0,25 metros, respetivamente, num período de retorno de 1000 anos no cálculo do PTHA com as duas fontes de tsunami juntas. Contudo, na figura 5.5.6 a máxima probabilidade de ocorrência de uma altura de onda superior a meio metro na costa é de aproximadamente 50% para o período de retorno de 1000 anos, sendo a maior probabilidade de ocorrência de uma onda desta altura no presente estudo, como já esperado por este ser o maior período de exposição da costa do Brasil a um evento de tsunami.

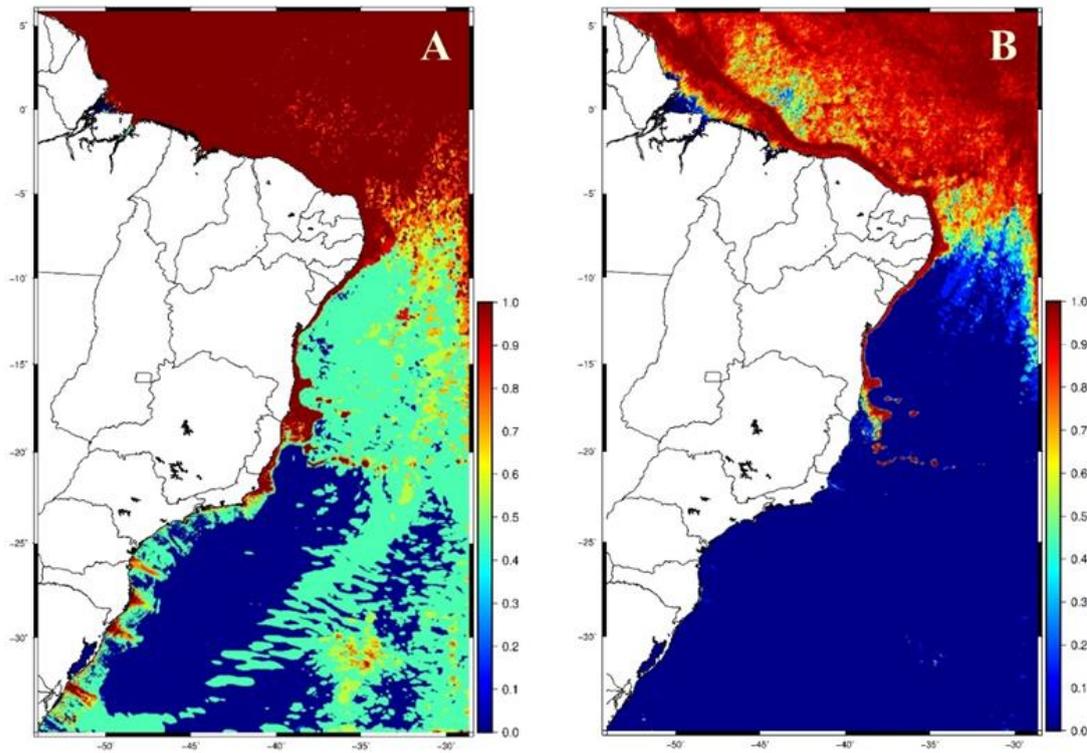


Figura 5.5.1- Probabilidade de período de retorno de 1000 anos com altura máxima de onda superior a 0,05 metros ao longo da costa do Brasil: A) fonte sismogénica localizada no SWIM ; B) fonte sismogénica localizada nas Caraíbas.

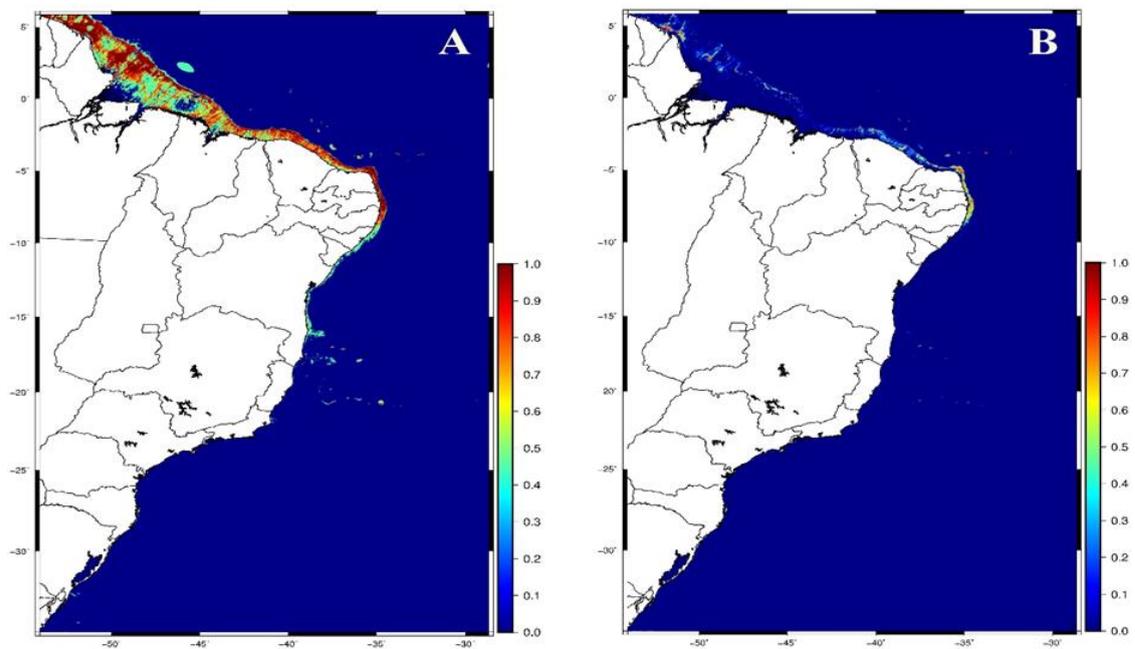


Figura 5.5.2- Probabilidade de período de retorno de 1000 anos com altura máxima de onda superior a 0,25 metros ao longo da costa do Brasil: A) fonte sismogénica localizada no SWIM ; B) fonte sismogénica localizada nas Caraíbas.

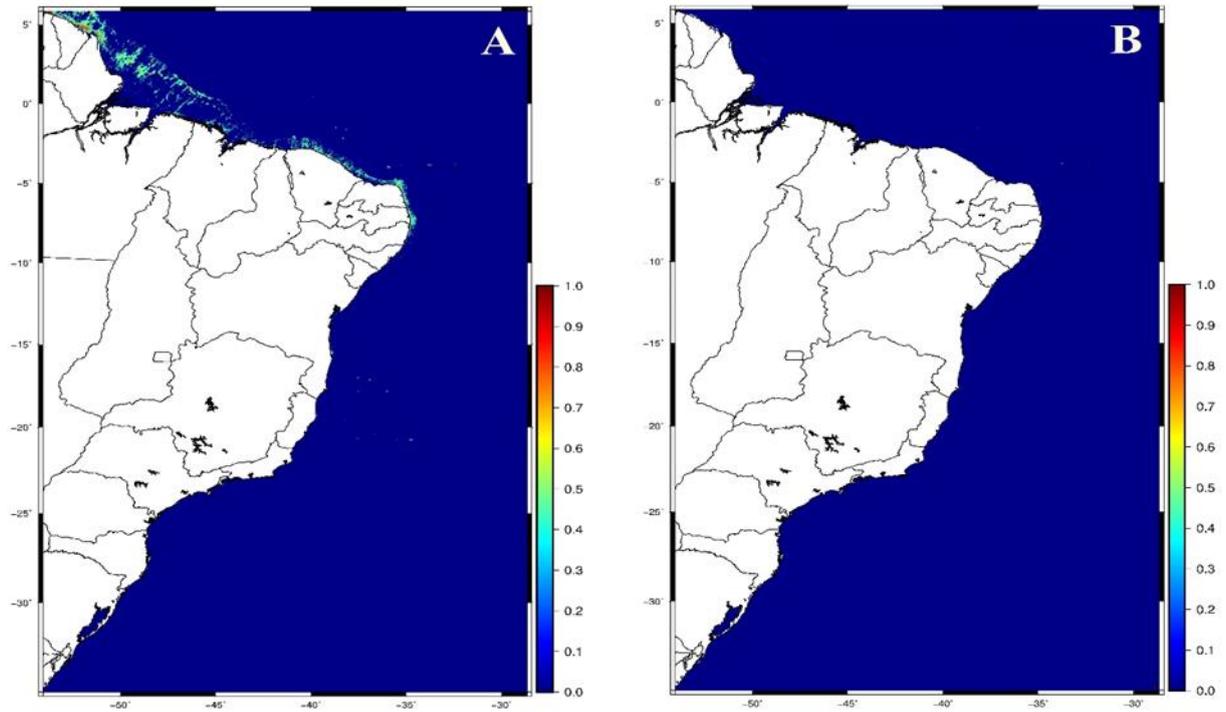


Figura 5.5.3- Probabilidade de período de retorno de 1000 anos com altura máxima de onda superior a 0,50 metros ao longo da costa do Brasil: A) fonte sismogénica localizada no SWIM ; B) fonte sismogénica localizada nas Caraíbas.

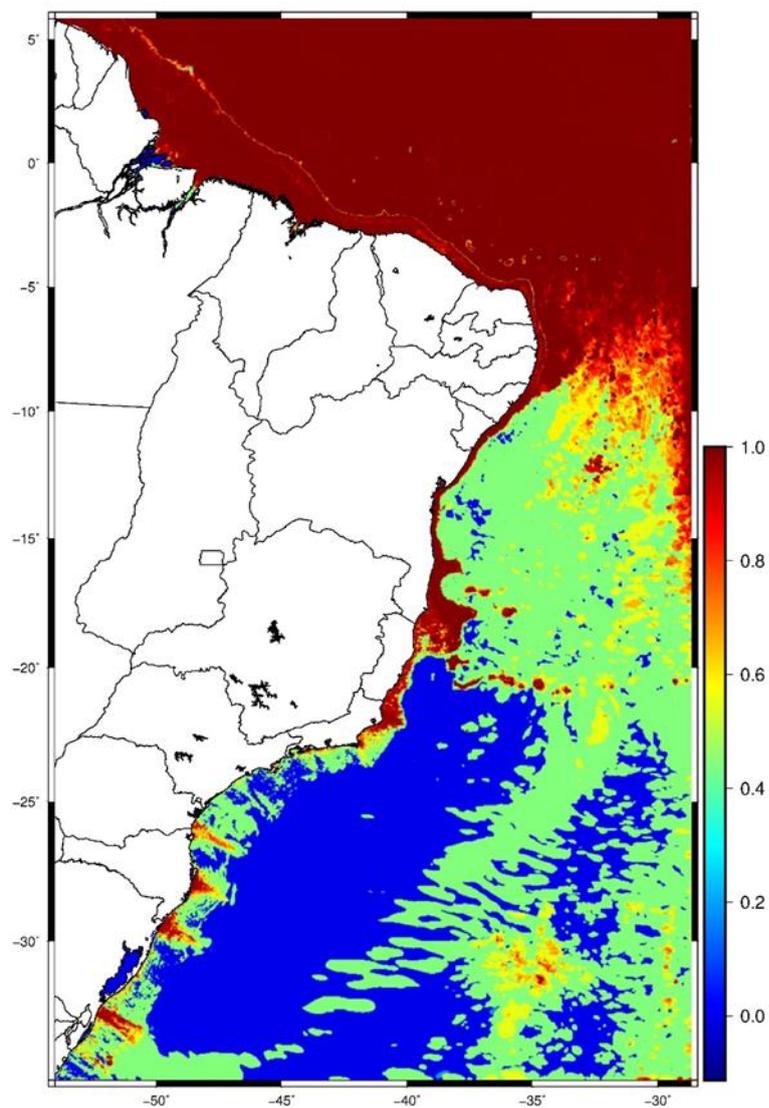


Figura 5.5.4 - Probabilidade total de período de retorno de 1000 anos com altura máxima de onda superior a 0,05 metros ao longo da costa do Brasil.

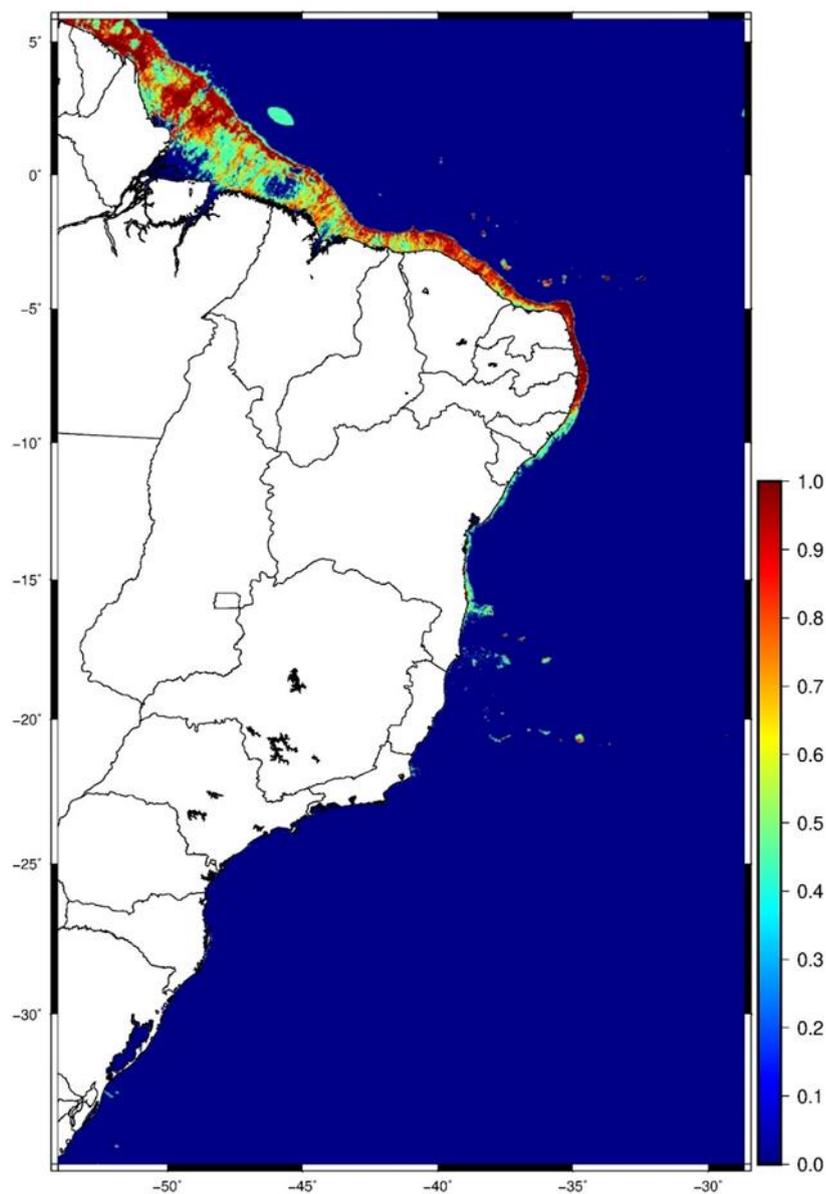


Figura 5.5.5- Probabilidade total de período de retorno de 1000 anos com altura máxima de onda superior a 0.25 metros ao longo da costa do Brasil.

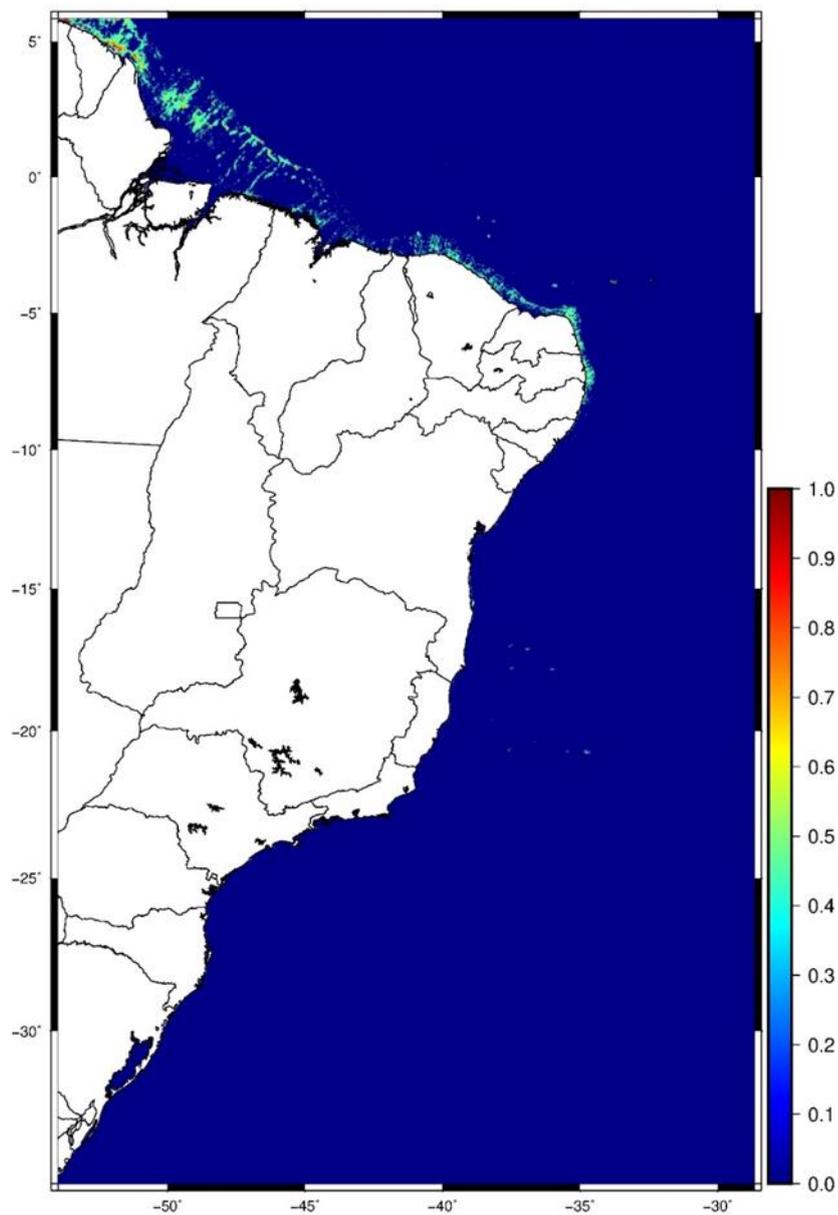


Figura 5.5.6 - Probabilidade total de período de retorno de 1000 anos com altura máxima de onda superior a 0.50 metros ao longo da costa do Brasil.

6- Conclusões

Este foi o primeiro estudo que utilizou a metodologia PTHA para avaliar a perigosidade de tsunamis ao longo da costa do Brasil. A metodologia fornece um quadro para avaliar a probabilidade de uma determinada medição da intensidade do tsunami, neste caso amplitudes máximas de onda superiores a 0,05 metros, 0,25 metros e 0,50 metros, tendo em conta os períodos de retorno de 100 anos, 500 anos e 1000 anos. Utilizou-se duas fontes sísmicas do Atlântico Norte, sendo a Margem Sudoeste Ibérica uma fonte longe da costa brasileira, e as Caraíbas uma fonte próxima da costa brasileira. Após a realização dos mapas de probabilidade foram retiradas as seguintes conclusões:

- No período de retorno de 100 anos, a probabilidade de a amplitude máxima de onda ser superior a 0,05 metros, é maior na geração de tsunamis com fonte sísmica nas Caraíbas, perto do Brasil, e menor na fonte sísmica do SWIM, afastada do Brasil. Devido ao facto da amplitude da onda ser baixa, dissipa-se no Oceano Atlântico e perde energia até a chegada à costa do Brasil quando gerada na região do SWIM.
- Em todos os períodos de retorno, a probabilidade de uma onda de tsunami chegar à costa brasileira com uma amplitude máxima superior a 0,25 metros e 0,50 metros, é sempre maior em tsunamis gerados na região da Margem Sudoeste Ibérica. Conforme há um aumento da amplitude na costa do Brasil, há diminuição da probabilidade de ocorrência. Isto deve-se à orientação das falhas na região das Caraíbas que são direccionadas para o Atlântico Norte e à presença do arco de ilhas vulcânicas que causam dissipação e diminuem a propagação das ondas no litoral do Brasil.
- A probabilidade de uma onda de tsunami superior a 0,05 metros, 0,25 metros e 0,5 metros chegar à costa brasileira aumenta à medida que o período de retorno aumenta. Por conseguinte, a probabilidade de ocorrência das respetivas amplitudes de ondas são maiores no período de retorno de 1000 anos, uma vez que é o período mais longo de exposição da área de estudo a um evento de tsunami.

Em todas as amplitudes máximas de onda e períodos de retorno, as regiões Norte e Nordeste do Brasil (Figura 4.1.1) têm um registro de chegada de ondas de tsunami geradas em fontes sísmicas do Atlântico Norte. Entretanto, a região Nordeste é mais propícia a chegar uma onda de tsunami na costa devido à presença das Antilhas que servem de proteção na propagação de ondas na região Norte do Brasil. O evento histórico de tsunamis nas regiões sísmicas utilizadas no presente estudo, demonstram que as atividades sísmicas na região do SWIM são mais propensas a afetar a costa do Brasil. Como o tsunami de 1755 que possivelmente causou inundações em partes do Nordeste do país. No entanto, este estudo mostra que a probabilidade de uma onda com potencial de causar desastres ou mortes é quase nula, devido à baixa probabilidade de ondas de grande amplitude na costa.

A topografia do fundo do oceano é um fator importante na propagação do tsunami transatlântico. Além da perda de energia da onda no Oceano Atlântico num tsunami gerado no SWIM mencionado anteriormente, os montes submarinos Coral Patch, Great Meteor, Ampere e Cruiser e a Ilha da Madeira refratam parcialmente a energia da onda de tsunami e reduzem a sua velocidade, sendo este mais um fator que justifica as ondas de baixa amplitude na costa do Brasil. No futuro, seria importante realizar um estudo probabilístico de perigosidade de tsunami gerados na falha da Escócia no Atlântico Sul, com o objetivo de determinar a perigosidade de tsunami nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, para os períodos de retorno de 100 anos, 500 anos e 1000 anos.

7- Referências

- Abe, K. (1979). Size of great earthquakes of 1837–1974 inferred from tsunami data. *Journal of Geophysical Research*, 84(B4), 1561–1568.
- Alvarez, W. (1982). Geological evidence for the geographical pattern of mantle return flow and the driving mechanism of plate tectonics, *Journal of Geophysical Research*, 87, 6697–6710
- Bachmann, Raik. (2001). The Caribbean plate and the question of its formation. Institute of Geology, University of Mining and Technology Freiberg Department of Tectonophysics
- Baptista, M.A., and Miranda, J.M. (2009), Revision of the Portuguese catalog of tsunamis. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 9, 25–42.
- Baptista, M. A., Miranda, P. M. A., Miranda, J. M., & Victor, L. M. (1998). Constrains on the source of the 1755 Lisbon tsunami inferred from numerical modelling of historical data on the source of the 1755 Lisbon tsunami. *Journal of Geodynamics*, 25(1-2), 159-174.
- Baptista, M. A., Miranda, J. M., Omira, R. and Antunes, C. (2011). Potential inundation of Lisbon downtown by a 1755-like tsunami. *Natural Hazards and Earth System Science*, 11(12), 33193326
- Baker, P.E. (1990). South Sandwich Islands. In: W.E. LeMasurier and J.W. Thompson (Editors), *Volcanoes of the Antarctic Plate and Southern Oceans*, Antarctic Research Series, 48, American Geophysical Union, Washington, D.C., United States of America, 360–396.
- Barker, P.F. (1972). A spreading center in the East Scotia Sea, *Earth and Planetary Science Letters*, 15, 123–132.
- BRGM, 2009. Data Extracted from Tsunamis. BRGM /www.tsunamis.frS.
- Davies, G., Griffin, J., Løvholt, F., Glimsdal, S., Harbitz, C., Thio, H. K.,... Baptista, A. M. (2017). A global probabilistic tsunami hazard assessment from earthquake sources. In E. M. Scourse, et al. (Eds.), *Tsunamis: Geology, Hazards and Risks*. London: Geological Society of London Spec. Pub., 456.
- Dourado, F.; Baptista, M. A. V. ; Wronna, M. ; Omira, R. . Tsunamis no Brasil: Os Terramotos de Lisboa de 1755 e da Republica Dominicana de 1964. In: 48o Congresso Brasileiro de Geologia, 2016, Porto Alegre. Anais do 48o Congresso Brasileiro de Geologia, 2016.
- Engdahl, E.R., Villaseñor, A., 2002. Global seismicity: 1900–1999. *IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology* 81, 665–690

- Engdahl, E.R., Villasenor, A., DeShon, H.R., Thurber, C.H., 2007. Teleseismic relocation and assessment of seismicity (1918–2005) in the region of the 2004 Mw 9.0 Sumatra–Andaman and 2005 Mw 8.6 Nias Island Great Earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 97(1A), 43–61.
- Fujii, Y., & Satake, K. (2013). Slip distribution and seismic moment of the 2010 and 1960 Chilean earthquakes inferred from tsunami waveforms and coastal geodetic data. *Pure and Applied Geophysics*, 170(9–10), 1493–1509.
- García-Casco, A., J. A. Proenza, and Manuel A. Iturralde-Vinent. (2011) "Subduction Zones of the Caribbean: the sedimentary, magmatic, metamorphic and ore-deposit records." *Geologica acta: an international earth science journal*, 9.3, 217-224.
- GEBCO: The General Bathymetric Chart of the Oceans, GEBCO_2014 Grid, version 20150318. [online]
- Geist EL & Parsons T (2006). Probabilistic Analysis of Tsunami Hazards. *Natural Hazards*, 37(3), 277-314.
- Geist, E. L., & Parsons, T. (2014). Undersampling power-law size distributions: Effect on the assessment of extreme natural hazards. *Natural Hazards*, 72, 565–595.
- Grezio, A., Babeyko, A., Baptista, M. A., Behrens, J., Costa, A., Davies, G., ... Thio, H. K. (2017). Probabilistic Tsunami Hazard Analysis: Multiple sources and global applications. *Reviews of Geophysics*, 55.
- Griffin, J., Latief, H., Kongko, W., Harig, S., Horspool, N., Hanung, R., Upi, S. (2015). An evaluation of onshore digital elevation models for modeling tsunami inundation zones. *Frontiers in Earth Science*, 3, 1–32
- Goren, L., Aharonov, E., Mulugeta, G., Koyi, H.A., and Mart, Y., 2008, Ductile deformation of passive margins: A new mechanism for subduction initiation: *Journal of Geophysical Research*, v. 113, B08411, doi:10.1029/2005JB004179
- Harbitz, C. B., Glimsdal, S., Bazin, S., Zamora, N., Løvholt, F., Bungum, H., and Kjekstad, O. (2012), Tsunami hazard in the Caribbean: regional exposure derived from credible worst case scenarios. *Continental Shelf Research* 38, 1–23
- Hayward, N., Watts, A. B., Westbrook, G. K., & Collier, J. S. (1999). A seismic reflection and GLORIA study of compressional deformation in the Goringe Bank region, eastern North Atlantic. *Geophysical Journal International*, 138(3), 831-850
- Horrillo, J., Grilli, S. T., Nicolsky, D., Roeber, V., & Zhang, J. (2014). Performance benchmarking tsunami models for nthmpōs inundation mapping activities. *Pure and Applied Geophysics*, 172(3–4), 869–884. <https://doi.org/10.1007/s00024-014-0891-y>

- Kaabouben, F., baptista, M. A., Brahim, A. I., EL Mouraouah, A., and Toto, A. (2009), On the moroccan tsunami catalogue. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 1227–1236.
- Kijko A (2004): Estimation of maximum earthquake magnitude M_{max} . *Pure Appl. Geophys.* 161, 1655–1681.
- Lander, J. F., Whiteside, L. S., and Lockridge, P. A. (2002), A brief history of tsunamis in the Caribbean Sea. *Sci. Tsunami Hazards* 20(2), 57–94.
- Lay, T. (2015). The surge of great earthquakes from 2004 to 2014. *Earth and Planetary Science Letters Invited Front. Pap.*, 409, 133–146.
- Liu, P. L. F., Cho, Y. S., Yoon, S. B., & Seo, S. N. (1995). Numerical simulations of the 1960 Chilean tsunami propagation and inundation at Hilo, Hawaii, *Tsunami: Progress in prediction, disaster prevention and warning* (pp. 99–115). Netherlands: Springer.
- Luis J. F. (2007). Mirone: A multi-purpose tool for exploring grid data. *Computers & Geosciences*, 33, 31-41.
- Luque, L., Lario, J., Zazo, C., Goy, J. L., Dabrio, C. J. and Silva, P. G.: Tsunami deposits as paleoseismic indicators: examples from the Spanish coast. *Acta geológica hispánica*, 36(3), 197-211, 2001
- Liu PLF, Woo SB, Cho YS (1998). Computer programs for tsunami propagation and inundation. Technical report, Cornell University
- Lomnitz, C. (2004). Major earthquakes of Chile: A historical survey, 1535-1960. *Seismological Research Letters*, 75(3), 368–378.
- Lorito, S., Romano, F., & Lay, T. (2016). Tsunamigenic earthquakes (2004–2013): Source processes from data inversion. In R. Meyers (Ed.), *Encyclopedia of complexity and systems science*. New York: Springer Science+Business Media New York 2015.
- Løvholt, F., Glimsdal, S., Harbitz, C. B., Horspool, N., Smebye, H., de Bono, A., & Nadim, F. (2014). Global tsunami hazard and exposure due to large co-seismic slip. *International Journal of Disaster Risk Reduction*, 10, Part B, 406–418.
- Mann, P. (1999). Caribbean sedimentary basins; classification and tectonic setting from jurassic to present. *Sedimentary Basins of the World*, 4, 3-31.
- Mercado, A. & McCann, W. *Natural Hazards* (1998) 18: 57.
- Minoura, K., Imamura, F., Sugawara, D., Kono, Y. & Iwashita, T. (2001) The 869 Jogan tsunami deposit and recurrence interval of large-scale tsunami on the Pacific coast of northeast Japan. *J. Natural Disaster Sci.*, 23, 83-88
- Mendonça, J. M.: História Universal dos Terramotos que tem havido no mundo desde que ha noticia, desde a sua criação até ao século presente. *Arq Nac da Torre de Tombo*, Lisboa–Portugal, 1758(in Portuguese)

- Miranda JM, Luis J, Reis C, Omira R, Baptista MA (2014): Validation of NSWING, a multicore finite difference code for tsunami propagation and run up. American Geophysical Union Fall Meeting, S21 A4390.
- Mueller, S., and Phillips, R.J., 1991, On the initiation of subduction: *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 651–665
- National Research Council. 2011- *Tsunami Warning and Preparedness: An Assessment of the U.S. Tsunami Program and the Nation's Preparedness Efforts*
- Okada Y (1985): Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull Seismol Soc Am* 75.4(1985):1135–1154
- Okal, E. A., & Hartnady, C. J. (2009). The South Sandwich Islands earthquake of 27 June 1929: seismological study and inference on tsunami risk for the South Atlantic. *South African Journal of Geology*, 112(3-4), 359-370.
- Omira R. (2010). *Modeling Tsunamis Impact in northwestern Morocco and southwestern Iberia*. PhD– Dissertation. Ibn Tofail University. Morocco.
- Omira R, Baptista MA et al. (2013). Performance of coastal sea-defense infrastructure at El Jadida (Morocco) against tsunami threat – Lesson learned from the Japanese 11th March 2011, tsunami. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13: 1–16.
- Omira R, Baptista MA, Matias LM (2015): Probabilistic tsunami hazard in the Northeast Atlantic from near and far-field tectonic sources. *Pure App Geophys* 172(3–4):901–920.
- Omira R, Matias LM, Baptista MA (2016a): Developing an eventtree probabilistic tsunami inundation model for NE Atlantic coasts: application to a case study. *Pure App. Geophys.*
- Omira R, Baptista MA, Lisboa F (2016b): Tsunami characteristics along the Peru-Chile trench: analysis of the 2015 Mw8.3 Illapel, the 2014 Mw8.2 Iquique and the 2010 Mw8.8 Maule tsunamis in the nearfield. *Pure App Geophys* 173:1063–1077.
- Pedersen, G. (2008). Modeling runup with depth integrated equation models. In P. L.-F. Liu, H. Yeh, & C. E. Synolakis (Eds.), *Advanced numerical models for simulating tsunami waves and runup* (Vol. 10, pp. 3–41). Singapore: World Scientific.
- Press, F.; GR Oztzinger, J ; Sierver, R ; Jordan, T.H. ; *Para entender a Terra* 4^a ed. Porto Alegre: Bookam,2006
- Qiang Qiu^{1,2} , Linlin Li^{3,4} , Ya-Ju Hsu⁵ , Yu Wang⁶ , Chung-Han Chan⁷ , and Adam D. Switze. Revised earthquake sources along Manila trench for tsunami hazard assessment in the South China Sea. 2019
- Russo, R.M. and Silver, P.G. (1996). Cordillera formation, mantle dynamics, and the Wilson cycle, *Geology*, 24, 511–514

- Roy barkan, URI S. Ten Brink, Jian Lin, Far field tsunami simulations of the 1755 Lisbon earthquake: Implications for tsunami hazard to the U.S. East Coast and the Caribbean, *Marine Geology*, Volume 264, Issues 1–2, 1 August 2009, Pages 109-122, ISSN 0025-3227,
- Satake, K., & Atwater, B. F. (2007). Long-term perspectives on giant earthquakes and tsunamis at subduction zones. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35, 349–74.
- Satake, K., Fujii, Y., Harada, T., Namegaya, Y., 2013. Time and space distribution of coseismic slip of the 2011 Tohoku earthquake as inferred from tsunami waveform data. *Bulletin of the seismological society of America*, 103(2B), 1473-1492.
- Sartori, R., Torelli, L., Zitellini, N., Peis, D. and Lodolo, E. (1994). Eastern segment of the AzoresGibraltar line (central-eastern Atlantic): An oceanic plate boundary with diffuse compressional deformation. *Geology*, 22(6), 555-558.
- Synolakis, C.E. and Bernard, E.N., 2006. Tsunami science before and beyond Boxing Day 2004. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 364(1845), 2231-2265.
- Synolakis, C. E., Bernard, E. N., Titov, V. V., Kânoglu, U., & González, F. I. (2008). Validation and verification of tsunami numerical models. *Pure and Applied Geophysics*, 165, 2197–2228.
- ten Brink, U. (2005), Vertical motions of the Puerto Rico Trench and Puerto Rico and their cause, *J. Geophys.*
- Titov, V.V. and Synolakis, C.E. (1998). Numerical modeling of tidal wave runup, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 124, 157–171
- Tonini, R., Armigliato, A., Pagnoni, G., Zaniboni, F. and Tinti, S. (2011). Tsunami hazard for the city of Catania, eastern Sicily, Italy, assessed by means of Worst-case Credible Tsunami Scenario Analysis (WCTSA). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*, 11, 1217-1232
- Tortella, D., Torne, M. and Pérez-Estaún, A. (1997). Geodynamic evolution of the eastern segment of the Azores-Gibraltar zone: the Gorringer Bank and the Gulf of Cadiz region. *Marine Geophysical Researches*, 19(3), 211-230.
- Villasenor, A., Engdahl, R., 2007. Systematic relocation of early instrumental seismicity: Earthquakes in the International Seismological Summary for 1960–1963. *Bulletin of the Seismological Society of America* 97(6), 1820–1832.
- Watanabe, H. (1972). Statistical studies on the wave-form and maximum height of large tsunamis. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, 28, 229–241.
- Wilson, J.T. (1966). Are the structures of the Caribbean and Scotia Arc regions analogous to ice rafting? *Earth and Planetary Science Letters*, 1, 335–338.

8- Apêndice

Parâmetros necessários para a modelagem de tsunamis

8.1 - Margem Sudoeste Ibérica

MW	Scenario	Seg. Coord.	LxW	Strike	Dip	Slip	Rake	Depth to the top (km)	m
			(km)	(°)	(°)	(m)	(°)		(x1010 Pa)
8.0	CW_S#1	-8.995 35.291	100x80	349.2	5	4	90	5	3.0
		-9.162 36.002							
	CW_S#2	-8.883 34.816	100x80	349.1	5	4	90	5	3.0
		-9.092 35.701							
	CW_S#3	-8.821 34.562	100x80	348.9	5	4	90	5	3.0
		-8.995 35.291							
	PB_S#1	-8.112 36.139	80x60	266.8	25	6	90	5	4.5
		-8.997 36.095							
	HS_S#1	-10.286 35.91	80x60	41.8	35	6	90	5	4.5
		-9.681 36.455							
	HS_S#2	-10.561 35.636	80x60	41.2	35	6	90	5	4.5
		-9.977 36.175							
HS_S#3	-10.899 35.369	80x60	42.5	35	6	90	5	4.5	
	-10.286 35.912								
MP_S#1	-10.362 36.322	80x60	19.2	35	6	90	5	4.5	
	-10.066 37.005								
GB_S#1	-11.441 36.876	80x60	51.1	35	6	90	5	4.5	
	-10.740 37.326								
GB_S#2	-11.807 36.644	80x60	51.4	35	6	90	5	4.5	
	-11.103 37.092								
GB_S#3	-12.147 36.429	80x60	51.6	35	6	90	5	4.5	
	-11.442 36.876								

MW	Scenario	Seg. Coord.	LxW	Strike	Dip	Slip	Rake		Depth to the top (km)	m
			(km)	(°)	(°)	(m)	(°)			(x1010 Pa)
8.25	CW_S#1	-8.910 34.944 -9.162 36.002	120x100	349.0	5	5	90		5	3.0
	CW_S#2	-8.821 34.569 -9.069 35.595	120x100	348.8	5	5	90		5	3.0
	PB_S#1	-7.947 36.146 -9.228 36.083	115x60	266.9	25	8.5	90		5	4.5
	HS_S#1	-10.527 35.674 -9.681 36.455	110x70	41.1	35	8.5	90		5	4.5
	HS_S#2	-10.899 35.369 -10.043 36.123	110x70	42.5	35	8.5	90		5	4.5
	MP_S#1	-10.424 36.184 -10.018 37.117	110x70	19.2	35	8.5	90		5	4.5
	GB_S#1	-11.807 36.644 -10.740 37.326	120x60	51.1	35	8.5	90		5	4.5
	GB_S#2	-12.147 36.429 -11.103 37.092	120x60	51.4	35	8.5	90		5	4.5

MW	Scenario	Seg. Coord.	LxW	Strike	Dip	Slip	Rake	Depth to the top (km)	m
			(km)	(°)	(°)	(m)	(°)		(x1010 Pa)
8.50	CW_S#1	-8.8251 34.568 -9.165 36.0018	160x160	349.1	5	10	90	5	3.0
	HS_S#1	-10.989 35.384 -9.685 36.542	170x90	42.1	35	10	90	5	4.5
	GB_S#1	-12.321 36.305 -10.565 37.428	200x60	51.0	35	12	90	5	4.5
	PB&MP	PB: -7.947 36.146 -9.228 36.083 MP: -10.424 36.184 -10.018 37.117	115x60 120x80	266.9 19.2	 25	 9.5 12	 90	5	4.5

MW	Scenario	Seg. Coord.	LxW	Strike	Dip	Slip	Rake	Depth to the top (km)	m
			(km)	(°)	(°)	(m)	(°)		(x1010 Pa)
8.75	CW_S#1	-8.821 34.562 -9.165 36.002	170x200	349.0	5	16	90	5	3.0
	MP&HS	MP: -10.424 36.184 -10.018 37.117 HS: -10.989 35.384 -9.685 36.542	120x80 175x100	19.2 42.1	 35	 12 14	 90	5	4.5

8.2- Caraíbas

MW	Scenario	Seg. Coord.	LxW	Dip	Slip	Rake	Depth to the top (km)	m
			(km)	(°)	(m)	(°)		(x1010 Pa)
8.0	Sce#1	-68.637 19.628 -67.046 19.791	150x50	15	5	90	5.0	3.0
	Sce#2	-67.788 19.687 -66.305 19.860	150x50	15	5	90	5.0	3.0
	Sce#3	-67.046 19.791 -65.624 19.954	150x50	15	5	90	5.0	3.0
	Sce#4	-66.305 19.860 -65.624 19.954 -64.869 19.880	150x50	15	5	90	5.0	3.0
	Sce#5	-65.624 19.954 -64.277 19.806	150x50	15	5	90	5.0	3.0
	Sce#6	-64.869 19.880 -63.677 19.745	150x50	15	5	90	5.0	3.0
	Sce#7	-64.277 19.806 -63.024 19.687	150x50	15	5	90	5.0	3.0
	Sce#8	-63.677 19.745 -63.024 19.687 -62.364 19.397	150x50	15	5	90	5.0	3.0
	Sce#9	-63.024 19.687 -61.845 19.153	150x50	15	5	90	5.0	3.0
	Sce#10	-62.364 19.397 -61.269 18.896	150x50	15	5	90	5.0	3.0
	Sce#11	-61.845 19.153 -60.648 18.604	150x50	15	5	90	5.0	3.0
	Sce#12	-61.269 18.896 -60.648 18.604 -60.150 18.143	150x50	15	5	90	5.0	3.0
	Sce#13	-60.648 18.604 -59.787 17.683	150x50	15	5	90	5.0	3.0
	Sce#14	-60.150 18.143 -59.372 17.255	150x50	15	5	90	5.0	3.0
	Sce#15	-59.787 17.683 -58.964 16.793	150x50	15	5	90	5.0	3.0

MW	Scenario	Seg. Coord.	LxW	Dip	Slip	Rake	Depth to the top (km)	m
			(km)	(°)	(m)	(°)		(x1010 Pa)
8.25	Sce#1	-68.637 19.628 -65.624 19.954	300x50	15	6	90	5.0	3.0
	Sce#2	-67.046 19.791 -65.624 19.954 -64.277 19.806	300x50	15	6	90	5.0	3.0
	Sce#3	-65.624 19.954 -63.024 19.687	300x50	15	6	90	5.0	3.0
	Sce#4	-64.277 19.806 -63.024 19.687 -61.845 19.153	300x50	15	6	90	5.0	3.0
	Sce#5	-63.024 19.687 -60.648 18.604	300x50	15	6	90	5.0	3.0
	Sce#6	-61.845 19.153 -60.648 18.604 -59.787 17.683	300x50	15	6	90	5.0	3.0
	Sce#7	-60.648 18.604 -58.964 16.793	300x50	15	6	90	5.0	3.0

MW	Scenario	Seg. Coord.	LxW	Dip	Slip	Rake	Depth to the top (km)	m
			(km)	(°)	(m)	(°)		(x1010 Pa)
8.50	Sce#1	-68.637 19.628 -65.624 19.954	300x100	15	8	90	5.0	3.0
	Sce#2	-67.046 19.791 -65.624 19.954 -64.277 19.806	300x100	15	8	90	5.0	3.0
	Sce#3	-65.624 19.954 -63.259 19.687	300x100	15	8	90	5.0	3.0
	Sce#4	-64.277 19.806 -63.024 19.687 -61.845 19.153	300x100	15	8	90	5.0	3.0
	Sce#5	-63.024 19.687 -60.648 18.604	300x100	15	8	90	5.0	3.0
	Sce#6	-61.845 19.153 -60.648 18.604 -59.787 17.683	300x100	15	8	90	5.0	3.0
	Sce#7	-60.648 18.604 -58.964 16.793	300x100	15	8	90	5.0	3.0