

**MODELAGEM NUMÉRICA APLICADA AO ESTUDO DA INTERAÇÃO  
ENTRE ONDAS DE SUPERFÍCIE E MONTES SUBMARINOS NA REGIÃO  
NORDESTE DO BRASIL**

LUIS GERMANO BIOLCHI

ORIENTADOR - Prof. Dr. Leandro Farina

VOLUME I

**MODELAGEM NUMÉRICA APLICADA AO ESTUDO DA INTERAÇÃO  
ENTRE ONDAS DE SUPERFÍCIE E MONTES SUBMARINOS NA REGIÃO  
NORDESTE DO BRASIL**

LUIS GERMANO BIOLCHI

ORIENTADOR - Prof. Dr. Leandro Farina

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Elírio Ernestino Toldo Junior – Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) – Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO)

Prof. Dr. Nelson Violante de Carvalho – Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) – Programa de Engenharia Oceânica (PEO COPPE)

Prof. Dr. – Felipe Mendonça Pimenta – Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC) - Centro de Ciências Físicas e Matemáticas (CFM)

Dissertação de Mestrado apresentada como requisito parcial para a obtenção do título de mestre em Geociências

Porto Alegre – 2018

## FICHA CATALOGRÁFICA

### UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitora: Jane Fraga Tutikian

### INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Biolchi, Luís Germano

Modelagem numérica aplicada ao estudo da interação entre ondas de superfície e montes submarinos na região nordeste do Brasil. / Luís Germano Biolchi. – Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2018.

72 f. il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2018.

Orientador: Leandro Farina

1. Geologia Marinha 2. Oceanografia Física. 3. Modelagem Numérica 4. Montes Submarinos. 5. Ondas. I. Título.

CDU 551.468.1

---

Catálogo na Publicação  
Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS  
Sônia Teresinha Duarte de Oliveira

CRB 10/2310

## RESUMO

O desenvolvimento dos modelos de ondas de terceira geração, os quais se baseiam na evolução do espectro de ondas, e o advento de computadores com maior capacidade de processamento fizeram com que a modelagem numérica de ondas fosse mais frequentemente utilizada a partir da década de 80. Um dos modelos mais utilizados para reproduzir a propagação de ondas, principalmente em águas intermediárias e rasas, é o Simulating WAVes Nearshore (SWAN). O SWAN baseia-se na equação do balanço energético assim como outros modelos de terceira geração. Diversos trabalhos utilizando o SWAN foram conduzidos no Brasil e buscaram reproduzir a propagação de ondas em ambientes como lagos, lagoas, praias em embaíamentos e praias oceânicas. No presente trabalho, a utilização do SWAN se dá em escala regional para buscar compreender o processo de interação entre ondas de superfície e montes submarinos localizados na região Nordeste do Brasil. Os montes submarinos na área de estudo são conhecidos como Montes do Ceará ou Bancos Submarinos do Ceará. Essas estruturas de origem vulcânica chegam a profundidades bastante próximas da superfície do mar (entre 20 e 60m) e interferem nas ondulações que ali se propagam. Foi encontrado que nos flancos dos montes submarinos, onde o início da interação ocorre, há uma diminuição na altura significativa, enquanto que nas porções mais rasas dos montes um aumento na altura significativa foi o principal resultado. A direção de propagação dos trens de ondas também é alterada, havendo uma convergência (refração) para as porções mais rasas dos montes submarinos. Esses padrões principais foram observados em todos os casos simulados onde a interação ocorre, sendo que para cada monte submarino há um período de onda mínimo necessário, o qual depende também da profundidade mínima de cada monte, para que os montes tenham algum efeito na propagação das ondas. Além disso, o contexto geológico da área faz com que ondulações sejam alteradas por dois ou até mesmo três montes submarinos, dependendo principalmente da direção e do período de pico das ondas que ali chegam.



## **ABSTRACT**

The development of third-generation wave models, which are based on the wave spectrum evolution, and the advent of computers with greater processing power have made numerical wave modelling more frequent since the 1980s. One of the wave models more frequently used to reproduce wave propagation, especially in intermediate and shallow waters, is the Simulating WAVes Nearshore (SWAN). SWAN is based on the energy balance equation as well as other third-generation wave models. Several studies using SWAN have been conducted in Brazil and sought to reproduce wave propagation in environments such as lakes, lagoons, embayed beaches, and oceanic beaches. In the present work, SWAN is used on a regional scale to investigate the interaction between ocean surface waves and seamounts located in Northeast Brazil. The seamounts in the study area are known as Ceará Seamounts or Submarine Banks of Ceará. These underwater features of volcanic origin reach depths very close to the surface of the sea (between 20 and 60m) and interact with the local waves. It was found that on the flanks of the seamounts, where the interaction starts, a diminution in significant wave height occurs, whereas over the shallowest portions of the seamounts an increase in wave height was the most important observed result. The propagation direction of the wave trains is also changed, with a convergence (refraction) to the shallowest parts of the seamounts. The most important patterns mentioned have been observed in the simulations in which the interaction occurs, and for each seamount there is a minimum wave period necessary, which also depends on the minimum depth of each seamount, in order for the interaction to happen. Furthermore, the geological setting of the study area makes possible for the waves to be altered for two or even three seamounts as they propagate in the area, depending mainly on the direction and period of the incoming waves.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Resultados obtidos no trabalho de Sosa et al. (2017) para uma situação de monte submarino hipotético interagindo com um *swell* proveniente de oeste. A) Montes submarinos com diferentes profundidades mínimas utilizados nas simulações. B) Representação da altura significativa ( $H_s$ ) das ondas em sua passagem sobre o monte submarino idealizado. C) Variação da altura significativa (*contours*) e da direção (vetores) na passagem de uma ondulação de 20s sobre o monte idealizado. Modificado de: SOSA et al. (2017) 12

Figura 2: Principais tipos de ondas encontradas nos oceanos relacionando-as às forças geradoras, forças restauradoras e principais períodos associados. Escala arbitrária para a energia representada no eixo y. Modificado de: Kinsman (1965) 16

Figura 3: Representação de uma onda individual e seus principais parâmetros físicos. Na imagem, “h” representa a profundidade local, “H” a altura de onda, “A” é a amplitude, “T” representa o período, “L” é o comprimento de onda, “ $\lambda$ ” representa a esbelteza da onda ( $H/L$ ) e “ $\eta$ ” é a elevação acima do nível do mar. Modificado de: Kundu & Cohen (2002) (*apud* FERNANDES; MÖLLER JR.; CUCHIARA, 2015) 17

Figura 4: Relação entre o tamanho da pista sobre a qual o vento sopra (*fetch*) e a duração mínima do vento para que sejam atingidas as condições de total desenvolvimento do mar para diferentes velocidades do vento. Modificado de: Komar (1976) 20

Figura 5: Condições de fronteira cinemáticas e dinâmica para superfície e fundo, além das equações de Bernoulli e Laplace representadas através da utilização do potencial de velocidade para uma onda linear em água. Modificado de: Holthuijsen (2007) 24

Figura 6: Trajetória das partículas em águas profundas (A) e em águas rasas (B). Vale ressaltar a transformação observada partindo de um movimento circular, para um movimento elipsoidal. Modificado de: A (CONSTANTIN, 2001, B (PERRY; TAYLOR, 2007) 28

Figura 7: Representação da estrutura de um mar aleatório (PIERSON; NEUMANN; JAMES, 1955) 30

Figura 8: Representações dos espectros unidimensional e bidimensional para levantamentos efetuados na costa holandesa. Modificado de: Holthuijsen (2007) 32

Figura 9: Representações de espectros energéticos para diferentes condições de mar. Modificado de: Komar (1976) 34

Figura 10: demonstração de dois espectros de onda para diferentes

condições de mar. A) espectro de ondas para um mar de altura significativa igual a 16,1m. B) espectro de ondas para um mar de altura significativa igual a 4,9m obtido de dados no Atlântico Norte. Modificado de: (OCHI, 1998). 35

Figura 11: Diferença entre o espectro de Pierson-Moskowitz e o espectro JONSWAP, enaltecendo a diferença gerada pelo fator de intensificação de pico. Modificado de: WMO (1998) 37

Figura 12: Email recebido da revista *Progress in Oceanography* confirmando a submissão do artigo 69

**LISTA DE TABELAS**

Tabela 1: Equações referentes ao movimento das ondas de acordo com a teoria linear de Airy. Modificado de: Komar (1976) .....	27
---	----

## SUMÁRIO

RESUMO.....	1
ABSTRACT .....	2
LISTA DE FIGURAS .....	3
LISTA DE TABELAS .....	5
SUMÁRIO.....	6
Sobre a estrutura da dissertação: .....	7
1. Introdução .....	8
2. Objetivos .....	14
2.1.Objetivo Principal .....	14
2.2.Objetivos Secundários.....	14
3. Embasamento Teórico.....	15
3.1.Ondas: introdução .....	15
3.2.As Ondas Oceânicas de Gravidade Geradas pelo Vento .....	17
3.2.1.. Geração das Ondas de Gravidade.....	17
3.2.2....Teorias de Propagação das Ondas Oceânicas.....	20
3.2.3...Ondas Oceânicas e o Espectro de Onda.....	30
3.2.4....Variações no Espectro da Densidade Energética.....	33
3.2.5. A Equação do Balanço Energético.....	37
3.3.Referências Bibliográficas .....	39
4. Artigo .....	44
5. Considerações Finais .....	67
6. Anexos .....	69

**Sobre a estrutura da dissertação:**

Esta dissertação está estruturada da seguinte forma:

- a) Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de mestrado, onde estão sumarizados os objetivos e a importância do estudo proposto, seguidos pela apresentação do estado da arte sobre o tema de pesquisa;
- b) Manuscrito submetido à revista **Progress in Oceanography**, intitulado:  
**INTERACTION BETWEEN OCEAN SURFACE WAVES AND SEAMOUNTS IN NORTHEAST BRAZIL;**
- c) Anexos, compreendendo carta de submissão do artigo.

## 1. Introdução

Os modelos de ondas de terceira geração (*third-generation wave models*) baseiam-se na evolução temporal do espectro de ondas e tiveram seu desenvolvimento maximizado durante as décadas de 80 e 90. Nesse período, os significativos avanços em tecnologias computacionais, bem como a união de estudiosos das ondas de diferentes áreas (buscando melhor compreender tanto os aspectos físicos envolvidos nos movimentos ondulatórios quanto aprimorar e criar métodos matemáticos para resolver as complexas equações governantes) foram fundamentais no que se refere ao grande desenvolvimento dessa área científica.

O primeiro modelo de ondas de terceira geração a ser utilizado em simulações globais baseando-se em dados de vento foi o *Wave Model* (WAM) (WAMDI GROUP, 1988). Após esse trabalho desenvolvido em parceria com a *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), diversos outros modelos focados na propagação de ondas em águas oceânicas e costeiras foram desenvolvidos. Enfatiza-se, aqui, os modelos *WaveWatch III* (WW3) (TOLMAN, 1991) e *Simulating WAVes Nearshore* (SWAN) (BOOIJ; RIS; HOLTHUIJSEN, 1999).

A dificuldade na aquisição de dados *in situ* (sendo esse fator amplificado em países subdesenvolvidos), tanto em águas rasas quanto em águas profundas dentre outros fatores, fez com que a utilização desses modelos numéricos aumentasse consideravelmente em todo o planeta. Além disso, a distribuição gratuita e a ampla gama de aplicações transformaram esses modelos em excelentes ferramentas para aprimorar o entendimento sobre interações dinâmicas em diversos tipos de ambientes, variando desde regiões oceânicas, até ambientes lagunares e lacustres.

Considerando apenas as aplicações do modelo SWAN no Brasil, vários trabalhos com objetivos diversos já foram desenvolvidos. O trabalho de Paes-Leme et al. (2008) mostra a comparação entre os resultados dos modelos numéricos SWAN e MIKE 21 (com resoluções espaciais diferentes) e de um modelo físico para uma região portuária localizada no Espírito Santo (terminal portuário da CST) onde os efeitos de difração e reflexão das ondas são bastante intensos. De modo geral, ambos os modelos numéricos subestimaram as alturas significativas em relação ao modelo físico para pontos parcialmente abrigados dentro das instalações portuárias, todavia as subestimações se mantiveram dentro do aceitável e as simulações foram consideradas bastante representativas.

Cuchiara et al. (2009) simularam a propagação de ondas de modo estacionário na região sul do estado do Rio Grande do Sul alterando parâmetros

utilizados como *input* tanto para as condições de contorno quanto para as características do fundo. Dois períodos foram analisados: Fevereiro de 1998 e Maio-Junho de 2005. Alguns resultados interessantes foram obtidos, tal qual uma atenuação excessiva da energia de ondas (observada nos espectros de onda) quando efetuada a rodagem considerando lama fluida em todo o domínio, sendo essa atenuação observada principalmente no pico de menor frequência (*swell*).

Rogers & Holland (2009) utilizaram o SWAN para verificar o efeito da lama fluida depositada sobre substrato arenoso na dissipação da energia das ondas na praia do Cassino, Rio Grande do Sul. Nesse trabalho, os autores efetuaram simulações para um período de 35 dias analisando o comportamento e a sensibilidade do modelo para diferentes parâmetros físicos e verificando a acurácia e precisão dos resultados obtidos através de comparação com dados coletados *in situ*.

Nicolodi et al. (2013) efetuaram simulações em um sistema flúvio-lagunar localizado no Rio Grande do Sul para verificar padrões de ressuspensão e sedimentação locais. Lemke et al. (2017) rodaram o modelo (compreendendo o mês de Março de 2015) no sistema lagunar (Lagoa dos Patos) conectado ao sistema mencionado anteriormente utilizando dados de vento de estações meteorológicas regionais como forçante para a geração das ondas. Após as simulações, os resultados obtidos foram então comparados com dados coletados por uma boia instalada na área de estudo confirmando um desempenho bastante satisfatório do modelo, havendo, novamente, uma pequena subestimação em termos de período e altura significativa.

Matos et al. (2013) rodaram o modelo SWAN utilizando três grids decrescentes em termos de resolução espacial e efetuando a simulação em modo estacionário. A área de estudo foi no litoral do Rio Grande do Norte em uma região constituída por diversos esporões arenosos e amplitude de maré notável (variando entre dois e três metros). Dois períodos foram simulados (um Dezembro de 2010 e o outro em Fevereiro de 2011) e os resultados obtidos indicaram uma tendência geral à subestimação tanto das alturas significativas quanto dos períodos de pico das ondas. Entretanto, as simulações reproduziram de maneira bastante aceitável o que havia sido observado *in situ*.

Os trabalhos de Guimarães et al. (2014) e Guimarães et al. (2015) utilizaram o SWAN para entender eventos de ondas extremos associados à passagem de ciclones no litoral norte gaúcho e para estimar a máxima excursão vertical atingida



pelas ondas (*runup*) e seus efeitos na cidade de Tramandaí/RS (nesse caso o SWAN foi acoplado ao modelo SWASH – *Simulating WAVes till SHore*), respectivamente. Vale ressaltar que em ambos os trabalhos os resultados globais do modelo WW3 gerados pela *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) (disponíveis em: <ftp://polar.ncep.noaa.gov/waves>) serviram como condições de contorno para a propagação das ondas em águas intermediárias e rasas (sendo a propagação simulada – e devidamente validada - utilizando o modelo SWAN).

Vieira et al. (2015) apresentaram resultados demonstrando a utilização do SWAN para a estimativa de dissipação energética por vegetação submersa em um lago formado pela barragem da Ilha Solteira. Alterando a resolução da malha utilizada, a intensidade do vento dominante e o parâmetro da vegetação, foram obtidos valores de amortecimento significativos para a energia das ondas atuantes no local, sendo este resultado um ótimo indicador de um método de dissipação da energia das ondas que pode ser antropicamente implementado em regiões diversas.

Em apenas alguns exemplos de trabalhos desenvolvidos em território nacional, pode-se observar a ampla variedade de aplicações dos modelos numéricos de ondas de terceira geração, em especial o SWAN. Essa versatilidade fez com que o SWAN se consagrasse na comunidade científica como um ótimo modelo para o estudo da propagação de ondas (principalmente em águas rasas e intermediárias) e dos efeitos associados. Vale ressaltar que, como observado nas menções aos trabalhos já desenvolvidos, o SWAN possui uma tendência a subestimar os valores tanto de período de pico como de altura significativa. Portanto, os processos de calibração e validação do modelo são parte fundamental do trabalho para que os parâmetros físicos e numéricos estejam o mais de acordo possível com as complexas situações observadas na realidade.

Expandindo a utilização do SWAN para regiões costeiras internacionais, o mesmo já foi utilizado em estudos sobre ondas em lagos e no entorno de ilhas barreiras (BOOIJ; HOLTHUIJSEN; RIS, 1996), em embaiamentos dentro de sistemas lagunares (RIS; HOLTHUIJSEN; BOOIJ, 1994), próximo à *canyons* submarinos em áreas de batimetria complexa (GORRELL et al., 2011), para simulação de condições de ondas quando da passagem de furacões (DIETRICH et al., 2011; HUANG et al., 2013; OU et al., 2002) e, mais recentemente, para o estudo da interação entre ondas oceânicas de superfície e montes submarinos (SOSA; CAVALERI; PORTILLA-YANDÚN, 2017).

O último assunto abordado no parágrafo anterior (interação entre ondas e

montes submarinos) é o foco dessa dissertação. Algumas breves referências podem ser encontradas de forma esporádica na literatura, porém nenhuma pesquisa que focasse especificamente nessas interações e suas consequências, à exceção do trabalho de Sosa et al. (2017).

Ao encontro do que foi dito anteriormente, Sosa et al. (2017) indicam a completa falta de medições *in situ* de parâmetros de ondas sobre montes submarinos, bem como a escassez de trabalhos desenvolvidos com o intuito de estudar os processos decorrentes das interações entre as ondulações e os montes. Para melhor compreensão desses processos, os autores efetuam a construção de um monte submarino idealizado, variando a sua profundidade mínima entre 60 e 20 metros abaixo do nível d'água (Figura 1A), e propagam ondas unidirecionais representando, de certo modo, a aproximação de um *swell* que se propaga sobre o monte. Para as simulações, foi efetuada uma variação no período de pico das ondulações utilizadas como condição de contorno do modelo entre oito e 20 segundos. Os principais resultados obtidos indicaram um processo de crescimento da altura das ondas (*shoaling*) sobre o monte, sendo o maior crescimento observado nas ondas de maior período, as quais possuem maior comprimento e atingem maiores profundidades, o que ocasiona uma interação mais intensa com o fundo oceânico (neste caso o topo do monte submarino).

Alguns resultados do trabalho desenvolvido por Sosa et al. (2017) encontram-se representados na Figura 1, sendo importante ressaltar o crescimento mais acentuado (chegando a valores três vezes maiores do que a altura incidente) das ondas de período mais alto quando da sua propagação sobre o monte submarino (Figura 1B). Além disso, os resultados indicam um processo refrativo gerado pelas baixas profundidades do monte e que acarreta no afastamento dos vetores direcionais na região mais à montante e uma subsequente convergência dos vetores (Figura 1C), reestabelecendo, de forma geral, o padrão observado antes do início das interações.

Adicionalmente, observa-se a formação de uma zona de sombra que se estende por alguns quilômetros onde as alturas significativas são menores do que a altura "incidente" à oeste do monte. Esse padrão vincula-se de forma bastante interessante com a refração observada.

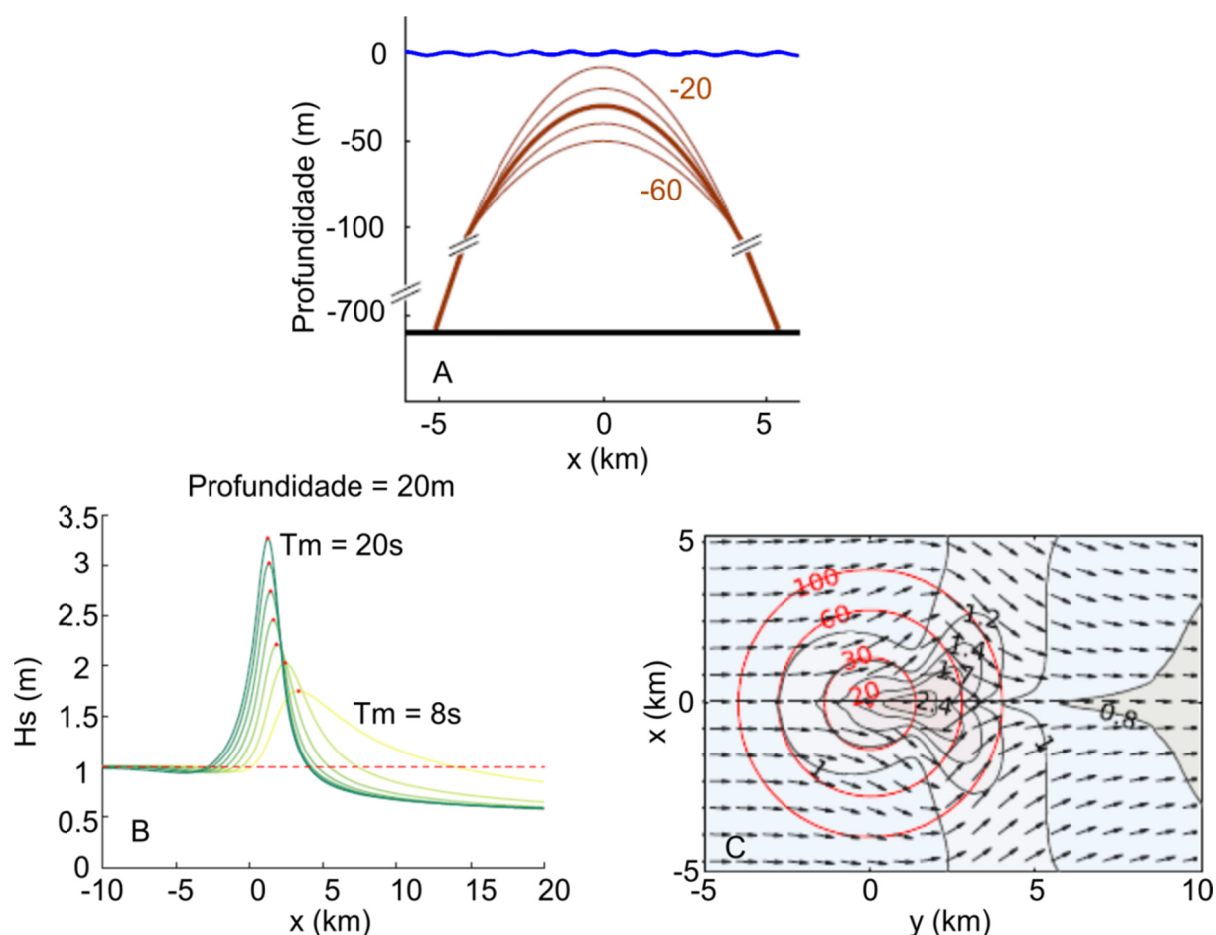


Figura 1: Resultados obtidos no trabalho de Sosa et al. (2017) para uma situação de monte submarino hipotético interagindo com um *swell* proveniente de oeste. A) Montes submarinos com diferentes profundidades mínimas utilizados nas simulações. B) Representação da altura significativa (Hs) das ondas em sua passagem sobre o monte submarino idealizado. C) Variação da altura significativa (*contours*) e da direção (vetores) na passagem de uma ondulação de 20s sobre o monte idealizado. Modificado de: SOSA et al. (2017)

Trazendo essa abordagem para o Oceano Atlântico Sul Equatorial e Tropical, pode-se observar nas cartas náuticas disponibilizadas pela Marinha do Brasil a distribuição de alguns montes submarinos relativamente próximos ao nosso litoral. Destaca-se, aqui, a disposição quase linear de montes submarinos no alinhamento Vitória-Trindade, com alguns dos montes chegando a profundidades bastante próximas da superfície. Tal alinhamento culmina no topo emerso das duas últimas ilhas vulcânicas formadas por um *hot spot* mantélico: Ilha da Trindade e Martim Vaz. Nessa região, até o presente momento não foram desenvolvidos trabalhos buscando estudar a interação das ondas de superfície com os montes ali dispostos.

Outra área onde montes submarinos são observados localiza-se na costa nordeste do Brasil. Os montes do Ceará são encontrados partindo quase que em linha reta da cidade de Fortaleza em direção ao norte. Nessa região são encontrados montes submarinos cujas informações ainda são pouco conhecidas/estudadas. Nesse ponto, vale ressaltar a profundidade de três dos

montes mais rasos, variando entre 20 e 55 metros de profundidade (dados coletados nas cartas náuticas disponibilizadas pela Marinha do Brasil).

Baseando-se nas informações apresentadas, o presente trabalho visa trazer uma primeira aproximação, através da utilização de ferramentas de modelagem numérica (SWAN), no que se refere ao estudo sobre a interação entre ondas oceânicas de superfície e os montes submarinos dispostos no Litoral Nordeste da Costa Brasileira denominados Montes do Ceará. O fato de terem sido desenvolvidos pouquíssimos trabalhos a nível mundial e nenhum no Brasil foi o fator de maior interesse no desenvolvimento desse projeto.

## **2. Objetivos**

### **2.1. Objetivo Principal**

O objetivo principal deste trabalho é buscar qualificar e quantificar a interação entre ondas oceânicas de superfície e montes submarinos dispostos na porção centro-ocidental do Oceano Atlântico (Montes do Ceará) através da utilização de ferramentas de modelagem numérica.

### **2.2. Objetivos Secundários**

- Identificar períodos de ocorrência das maiores alturas significativas de ondas para a região, tendo como referência bases de dados de reanálise, bem como identificar as direções e períodos de pico associados a estes intervalos de tempo.

- Estabelecer possíveis limites de período e direção das ondas bem como de profundidade mínimos para que ocorra a interação entre os movimentos ondulatórios e os montes submarinos, estabelecendo razões entre as variáveis para que haja máxima interação.

- Analisar qualitativa e quantitativa o desempenho do modelo numérico de ondas SWAN quando utilizado em aplicações de escala regional na presença de montes submarinos

### **3. Embasamento Teórico**

#### **3.1. Ondas: introdução**

A definição clássica estabelece que ondas são perturbações ou oscilações que se propagam no tempo e no espaço, transportando energia, sem que haja transporte de matéria (FERNANDES; MÖLLER JR.; CUCHIARA, 2015). Dentro dessa definição enquadram-se todas as ondas “observadas” rotineiramente, desde as ondas aquáticas (tanto em lagos como em mares) até as ondas televisivas e radiofônicas.

As ondas podem ser subdivididas em dois tipos quando apenas o meio de propagação é levado em consideração: ondas mecânicas e eletromagnéticas. As ondas mecânicas precisam necessariamente de um meio para sua propagação, sendo oscilações da matéria originadas pela transferência energética para tal meio. As ondas eletromagnéticas, por outro lado, não necessitam um meio para que possam se propagar e constituem a forma de transmissão primordial da radiação eletromagnética.

As ondas mecânicas que se desenvolvem na interface entre dois fluidos, onde a densidade do fluido que se encontra sobre o outro pode ser negligenciada, são denominadas ondas superficiais (e.g. ondas geradas pelo vento). Por outro lado, ondas geradas entre fluidos ou internamente num fluido onde as densidades se equivalem são então denominadas ondas internas (e.g. ondas internas geradas na termoclina/haloclina) (KINSMAN, 1965).

Nesse contexto, para que ondas superficiais se desenvolvam em determinado meio, são necessárias três condições fundamentais: a existência de um estado de equilíbrio; a presença de uma força capaz de perturbar esse estado de equilíbrio; e a presença de uma força capaz de reestabelecer, ou tentar reestabelecer, o estado de equilíbrio encontrado antes da perturbação (KINSMAN, 1965). Pode-se, então, classificar as ondas através das forças capazes tanto de perturbar o estado de equilíbrio quanto pelas forças denominadas restauradoras, sendo esta a divisão mais frequentemente observada na literatura em se tratando de ondas oceânicas.

As ondas oceânicas mais regularmente e facilmente observadas possuem como força geradora o vento, tendo a gravidade como a principal força restauradora. Além das ondas de gravidade, existem também as ondas cujas forças restauradoras são a tensão superficial (ondas capilares), a força de Coriolis (ondas inerciais) e o gradiente norte-sul da vorticidade potencial (ondas de Rossby) (Figura 2) (LEBLOND; MYSAK, 1978).

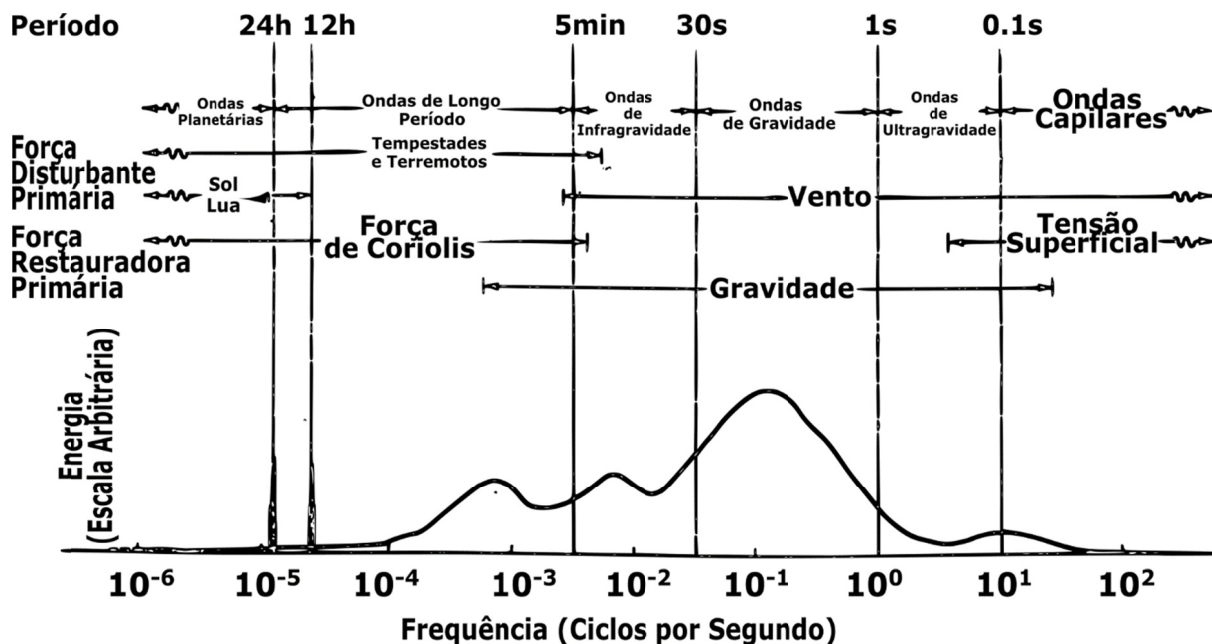


Figura 2: Principais tipos de ondas encontradas nos oceanos relacionando-as às forças geradoras, forças restauradoras e principais períodos associados. Escala arbitrária para a energia representada no eixo y. Modificado de: Kinsman (1965)

Independentemente do tipo de onda, seus parâmetros físicos básicos são definidos da mesma maneira, muito embora as suas magnitudes variem significativamente de acordo com o tipo de onda que está sendo analisada. Entre tais parâmetros, o período ( $T$ ) é determinado como sendo o tempo necessário para que duas cristas ou cavas consecutivas passem por determinado ponto. O inverso do período é a frequência ( $f$ ). A altura de onda ( $H$ ) é definida como a distância vertical entre uma crista e uma cava, sendo a amplitude ( $A$ ) da onda equivalente à metade da sua altura. O comprimento de onda ( $L$ ) vem a ser a distância horizontal entre duas cavas ou duas cristas consecutivas. Todos esses parâmetros estão representados na Figura 3.

Além dos parâmetros indicados no parágrafo anterior, na Figura 3 também é possível observar a esbeltez da onda (relação  $H/L$ ), a elevação em relação a um nível médio ( $\eta$ ) e a profundidade local ( $h$ ). Alguns parâmetros utilizados para fins estatísticos serão apresentados e definidos posteriormente.

O tipo de ondas superficiais a serem estudadas deve ser escolhido de acordo com os objetivos da pesquisa a ser realizada. Por exemplo, caso o interesse do pesquisador seja entender como se dá o transporte sedimentar em determinada região costeira arenosa, as ondas de gravidade juntamente com as de infragravidade possuirão caráter relevante para o desenvolvimento do trabalho. Por outro lado, caso o foco seja no transporte de calor intertropical, as ondas de Rossby

então aparecem como as fundamentais para atingir os objetivos da pesquisa. Portanto, deve-se ter sempre em mente as escalas espaço-temporais dos processos a serem analisados.

No caso do presente trabalho, o foco se dará no entendimento das interações que ocorrem entre ondas de gravidade superficiais e estruturas topográficas distribuídas irregularmente no fundo dos oceanos: os montes submarinos. Nesse contexto, faz-se necessário entender como as ondas de gravidade são geradas, como evoluem e se propagam e quais são as suas principais características.

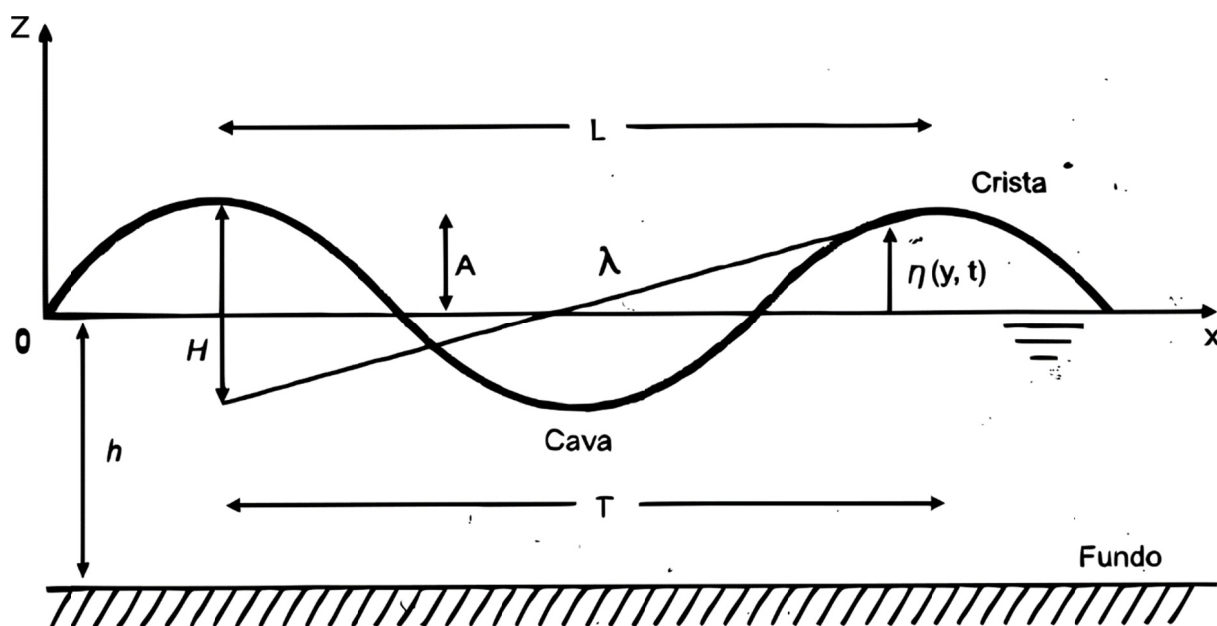


Figura 3: Representação de uma onda individual e seus principais parâmetros físicos. Na imagem, “h” representa a profundidade local, “H” a altura de onda, “A” é a amplitude, “T” representa o período, “L” é o comprimento de onda, “λ” representa a esbelteza da onda (H/L) e “η” é a elevação acima do nível do mar. Modificado de: Kundu & Cohen (2002) (*apud* FERNANDES; MÖLLER JR.; CUCHIARA, 2015))

### 3.2. As Ondas Oceânicas de Gravidade Geradas pelo Vento

#### 3.2.1. Geração das Ondas de Gravidade

As ondas geradas pelo vento e cuja força restauradora é a aceleração da gravidade constituem os primeiros tipos ondulatórios apresentados na Figura 2, sendo essas ondulações representadas pelas ondas capilares (nas quais a força restauradora passa da tensão superficial da água para a aceleração da gravidade conforme há um aumento da transferência energética) e pelas ondas de gravidade (dentro desse grupo são incluídas as ondas de ultra e infragravidade). O início da formação das ondas na superfície da água representa um processo complexo que envolve a transferência energética do vento para o meio líquido.



Durante a formação das ondas em determinada área de geração, os dois principais modelos utilizados para explicar a transferência energética do vento para a água podem ser descritos pelas teorias de Phillips (1957, 1960) e Miles (1957). O modelo de Phillips (1957, 1960) sugere que vórtices turbulentos aleatoriamente distribuídos no campo de vento são responsáveis pelo início da formação de pequenas ondulações, as quais se movimentarão seguindo os vórtices e “receberão” a energia através de interações ressonantes. Esse efeito ressonante estará presente de maneira mais intensa quando uma componente dos vórtices turbulentos se encontra em fase com o movimento oscilatório na superfície marinha, isto é, quando a velocidade de propagação dessa componente se equivale à velocidade de propagação das ondas.

O mecanismo descrito por Phillips (1957, 1960) auxilia a explicar o princípio através do qual o movimento oscilatório se desenvolve, inviabilizando, porém, a explicação de como o vento continua transferindo energia para as pequenas (alguns poucos centímetros) oscilações inicialmente formadas (SORENSEN, 2006). De acordo com Miles (1957) e considerando uma superfície aquática já previamente perturbada, a transferência energética será proporcional à curvatura do perfil da velocidade do vento, onde a velocidade média do vento seria igual à velocidade das ondas. Com o aumento do tamanho das ondas, ocorre também um aumento no gradiente de pressão entre as cavas e as cristas, fazendo com que a taxa de transferência energética cresça. O mecanismo descrito por Phillips explica o crescimento linear das ondas, enquanto que o descrito por Miles é responsável por abordar o crescimento exponencial.

De acordo com Janssen (1991, 2004), o fato de não serem consideradas modificações no arrasto aerodinâmico forçadas pelas condições do mar sobre o qual o vento sopra levam à estimativas que poderiam ser melhoradas. Janssen (1991), então, propõe que o estresse no campo de vento passe a ter, além das componentes viscosa e turbulenta, a componente induzida pelas ondas (basicamente um reflexo do estado do mar), sendo o somatório desses estresses os responsáveis pela transferência de *momentum* do fluxo de ar para a água. Vale ressaltar que os processos de transferência energética do vento mencionados tendem a atuar de modo significativo somente em estados de mar jovens (normalmente relacionados às menores alturas de onda) havendo uma tendência a quase não interação entre o vento local e ondulações provenientes de outras regiões (JANSSEN, 1991).

Durante a formação das ondas existe uma clara relação entre a intensidade do vento, o tamanho da pista de ação (*fetch*) e a direção na qual o vento sopra (BIRD, 2008; KOMAR, 1976). De modo geral, a intensidade do vento e o tamanho do *fetch* são diretamente proporcionais à altura das ondas, enquanto que a manutenção de uma direção constante do vento gerador é fundamental para que a transferência energética seja maximizada em uma direção preferencial. Na Figura 4, observa-se graficamente quais seriam os valores mínimos para tamanho do *fetch* e duração do vento propostos por Pierson et al. (1955) para que os parâmetros altura de onda e comprimento atingissem seus valores máximos para diferentes velocidades de vento. Fica claro que, quanto mais intensidade associada ao fenômeno meteorológico formador das ondas, mais tempo ele deve permanecer ativo e maior a pista de vento para que sejam atingidas as máximas alturas de onda.

Quando a altura e o comprimento das ondas atingirem os valores máximos previstos para determinada condição de vento, diz-se que o mar está completamente desenvolvido. Essa condição seria satisfeita quando estabelecido um equilíbrio entre a energia que é irradiada internamente e dissipada pelas ondas e a energia recebida do vento (KOMAR, 1976; PIERSON; NEUMANN; JAMES, 1955). Caso a direção do vento seja alterada ou o vento cesse durante a geração das ondas, o mar não atingirá a condição previamente definida como completamente desenvolvido.

Durante o processo de geração e propagação das ondas, são denominadas vagas (*sea*) as ondas que ainda se encontram sob ação da tempestade geradora, enquanto que para as ondas que já se propagaram além dessa zona é dado o nome de *swell* (ondulações). As principais características das ondas locais (*sea*) residem na irregularidade de suas formas, tanto em termos de período e altura como em termos de esbeltez e comprimento de onda, sendo impossível acompanhar a olho nu uma onda do tipo *sea* por uma longa distância. Em contrapartida, o *swell* possui suas características bem definidas, com alturas aproximadamente similares e é possível prever, de maneira geral, seu comportamento. A facilidade na distinção do *swell* se dá principalmente pelo fato de a velocidade de grupo das ondas oceânicas ser diretamente proporcional ao período da onda. Nessa situação, as ondas mais longas e com maior período viajarão mais rapidamente, separando os diferentes grupos formados durante a tempestade. Além dos dois extremos característicos representados pelas condições de *sea* e *swell*, um estágio intermediário, onde não se pode observar nem uma total irregularidade como nas vagas e nem uma

regularidade característica das ondulações, pode ser encontrado há algumas centenas de quilômetros da área geradora (BIRD, 2008; KINSMAN, 1965; PIERSON; NEUMANN; JAMES, 1955).

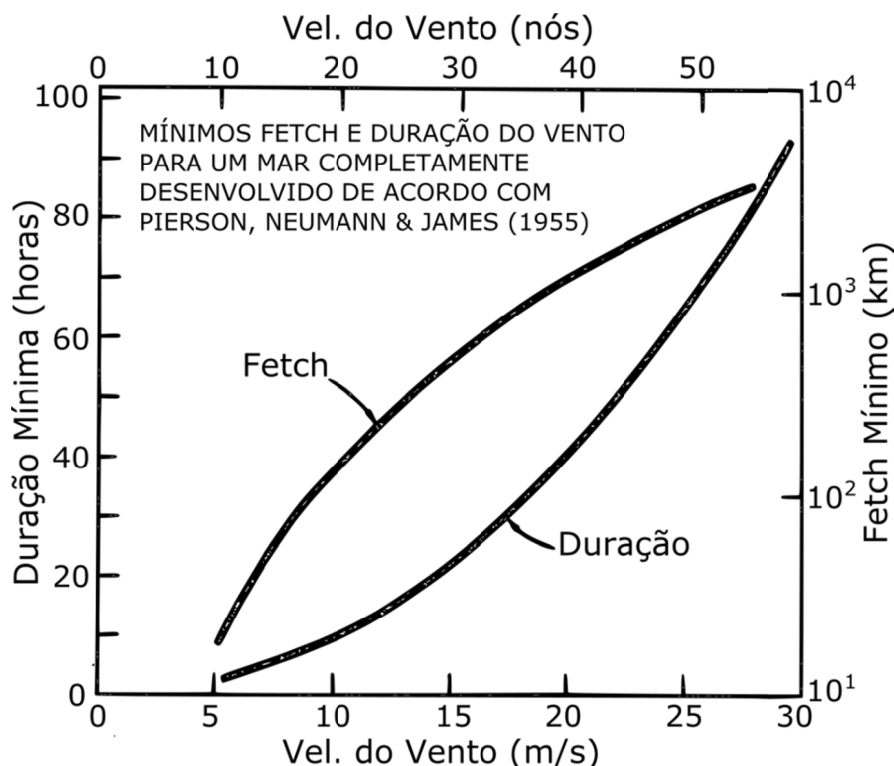


Figura 4: Relação entre o tamanho da pista sobre a qual o vento sopra (*fetch*) e a duração mínima do vento para que sejam atingidas as condições de total desenvolvimento do mar para diferentes velocidades do vento. Modificado de: Komar (1976)

### 3.2.2. Teorias de Propagação das Ondas Oceânicas

Após geradas na superfície da água, Komar (1976) definiu cinco como sendo as principais teorias que descrevem o movimento ondulatório gerado pelo vento: a onda de Gerstner, a onda solitária, a onda cnoidal, a onda de Stokes e a onda de Airy. Mais detalhes sobre a história e as condições para desenvolvimento de cada teoria podem ser encontradas sucintamente em Craik (2004). Cada uma dessas teorias parte de suposições diferentes, sendo a teoria linear de Airy a que mais importa para a sequência desse trabalho e que será estabelecida seguindo o desenvolvimento proposto nos livros de Holthuijsen (2007) e Komar (1976), salvo citações devidamente referenciadas.

Para o desenvolvimento da teoria linear das ondas, primeiramente proposta por Airy em 1845, assume-se que a água é um fluido incompressível, com densidade constante e sem viscosidade. Adicionalmente, a única força externa atuante deve-se à aceleração da gravidade. Além disso, são definidas fronteiras

dinâmicas e fronteiras cinemáticas.

As fronteiras cinemáticas para o desenvolvimento da teoria linear estabelecem que as partículas não podem deixar a superfície do fluido e nem penetrar no fundo (rígido e horizontal), sendo as ondas movimentos periódicos e com cristas infinitas na direção  $y$  (deixando assim um perfil bidimensional em  $x$  e  $z$  – tal qual é observado na Figura 5). A fronteira dinâmica na superfície, por sua vez, indica que a pressão seja constante, viabilizando assim a livre propagação do movimento ondulatório (novamente, sob efeito somente da aceleração da gravidade).

Com as condições de fronteira estabelecidas, faz-se saber que a teoria da onda linear tem como base as equações de balanço de massa e de balanço de *momentum* desenvolvidas para uma propriedade conservativa arbitrária ( $\mu$ ) em um fluido. Ao considerarmos o transporte de  $\mu$  através de um volume tridimensional ( $\Delta x$ ,  $\Delta y$ ,  $\Delta z$ ), têm-se que a derivação da equação do balanço de massa envolve o armazenamento de  $\mu$  nesse volume contra a soma do fluxo incidente em determinado intervalo de tempo. Assim, o armazenamento de  $\mu$  no volume será dado pela soma da quantidade de  $\mu$  que entra no volume mais o que é produzido dentro do volume. Desse modo, tem-se que a equação de balanço de  $\mu$  por unidade de volume por unidade de tempo é representada por:

$$S_{\mu} = \frac{\delta\mu u_x}{\delta x} + \frac{\delta\mu u_y}{\delta y} + \frac{\delta\mu u_z}{\delta z} + \frac{\delta\mu}{\delta t} , \quad (1)$$

onde  $S$  é o termo fonte (ou sumidouro, quando negativo). Os três primeiros termos do lado direito da equação referem-se aos termos advectivos (basicamente o transporte da propriedade  $\mu$  pelas componentes  $x$ ,  $y$  e  $z$  da velocidade) e o último termo do lado direito diz respeito à taxa de variação local de  $\mu$ .

Assumindo a propriedade arbitrária do fluido como sendo a densidade ( $\rho = 1025 \text{ kg/m}^3$ ), tem-se a equação de balanço de massa:

$$S_{\rho} = \frac{\delta\rho u_x}{\delta x} + \frac{\delta\rho u_y}{\delta y} + \frac{\delta\rho u_z}{\delta z} + \frac{\delta\rho}{\delta t} . \quad (2)$$

Considerando a densidade constante (as derivadas de  $\rho$  são iguais a zero) e que não ocorre a produção de água dentro do volume adotado ( $S_{\rho} = 0$ ), obtém-se a

equação da continuidade (derivada da equação do balanço de massa e sendo linear no que se refere às velocidades das partículas –  $u_x$ ,  $u_y$ ,  $u_z$ ):

$$\frac{\delta u_x}{\delta x} + \frac{\delta u_y}{\delta y} + \frac{\delta u_z}{\delta z} = 0 . \quad (3)$$

Para obter a equação de balanço de *momentum*, assume-se que a propriedade  $\mu$  passa a ser o *momentum* da densidade da água:

$$\mu = \vec{u}\rho = (\rho u_x, \rho u_y, \rho u_z) . \quad (4)$$

Substituindo cada termo de  $\vec{u}\rho$  na equação (2), os termos advectivos encontrar-se-ão na forma quadrática, comprometendo o carácter linear das equações. Além disso, o termo fonte passa a ser entendido como a produção de *momentum* na respectiva direcção ( $S_x$ ,  $S_y$ ,  $S_z$ ), sendo a produção de *momentum* por unidade de tempo a definição de força ( $F_x$ ,  $F_y$ ,  $F_z$ ):

$$F_x = \frac{\delta u_x(\rho u_x)}{\delta x} + \frac{\delta u_y(\rho u_x)}{\delta y} + \frac{\delta u_z(\rho u_x)}{\delta z} + \frac{\delta(\rho u_x)}{\delta t} \quad (\text{em } x). \quad (5)$$

Para manter o carácter linear das equações, os termos advectivos são eliminados da equação (5) (equação (6)). Não obstante, assume-se que a força horizontal ( $F_x$ ) é somente afetada pelo gradiente de pressão (equação (7)) - força induzida pela pressão no lado do qual a onda vem menos a força induzida pela pressão no lado para onde a onda vai – obtendo-se:

$$F_x = \frac{\delta(\rho u_x)}{\delta t} , \quad (6)$$

$$F_x = - \frac{\delta p}{\delta x} . \quad (7)$$

Considerando a densidade constante e substituindo a equação (7) na equação (6) obtém-se a equação de balanço do *momentum* linearizada para a direcção x. Derivando nas outras direcções, são apresentadas abaixo as equações de balanço do *momentum* linearizadas para x, y e z:

$$\frac{\delta u_x}{\delta t} = - \frac{1}{\rho} \frac{\delta p}{\delta x} , \quad (8)$$

$$\frac{\delta u_y}{\delta t} = - \frac{1}{\rho} \frac{\delta p}{\delta y} , \quad (9)$$

$$\frac{\delta u_z}{\delta t} = - \frac{1}{\rho} \frac{\delta p}{\delta z} - gz . \quad (10)$$

Vale ressaltar que a equação na direção z apresenta o termo da aceleração da gravidade (g), pois o peso do volume ( $\rho g \Delta x \Delta y \Delta z$ ) deve ser adicionado à componente vertical (negativo, pois essa força será em direção ao fundo). Buscando a resolução da equação da continuidade e do balanço de *momentum*, deve-se fazê-lo para as condições de fronteiras previamente determinadas.

O fato de ser extremamente trabalhoso chegar em soluções analíticas partindo das equações da continuidade e balanço de *momentum* fez com que o conceito de potencial de velocidade ( $\Phi = \Phi(x,y,z,t)$ ) fosse então introduzido, sendo este potencial definido como “*uma função na qual as derivadas espaciais são iguais as velocidades das partículas*” (o que se faz possível somente considerando o fluido irrotacional). Desse modo, tem-se que as velocidades das partículas nas direções x, y e z podem ser determinadas por:

$$u_x = \frac{\delta \Phi_x}{\delta x} , u_y = \frac{\delta \Phi_y}{\delta y} , u_z = \frac{\delta \Phi_z}{\delta z} . \quad (11)$$

Aplicando o potencial de velocidade na equação da continuidade (3), tem-se a equação de Laplace:

$$\frac{\delta^2 \Phi}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 \Phi}{\delta y^2} + \frac{\delta^2 \Phi}{\delta z^2} = 0 . \quad (12)$$

As equações de balanço de *momentum* e as condições de fronteira cinemáticas e dinâmica previamente definidas também podem ser expressas na forma do potencial de velocidade, como apresentado nas equações da Figura 5. A equação (13) representa a condição cinemática de superfície, indicando que as partículas d'água não podem deixar o fluido, enquanto que a condição dinâmica (14) estabelece que a única força atuante na superfície seja a da aceleração da gravidade (sendo necessário estabelecer a pressão como constante), permitindo o livre comportamento ondulatório. Já a equação (15) representa a aplicação do

potencial de velocidade nas equações de balanço de *momentum* (8, 9, 10) e a equação (16) indica que nenhuma partícula pode se propagar para dentro do fundo oceânico.

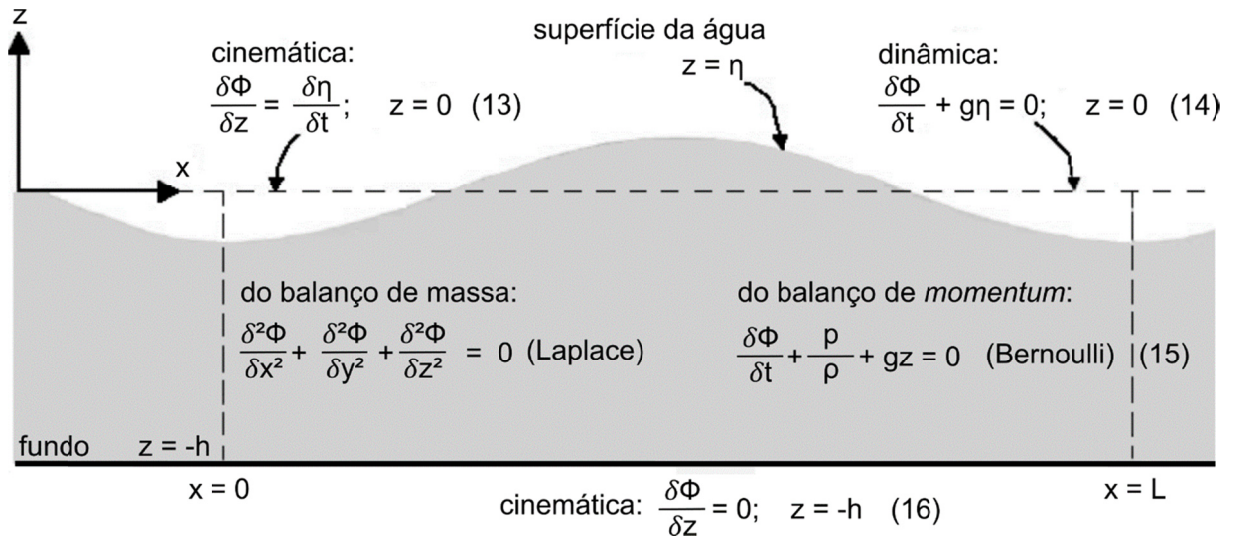


Figura 5: Condições de fronteira cinemáticas e dinâmicas para superfície e fundo, além das equações de Bernoulli e Laplace representadas através da utilização do potencial de velocidade para uma onda linear em água. Modificado de: Holthuijsen (2007)

A partir da equação de Laplace (3) e das fronteiras cinemáticas, a solução da equação do potencial de velocidade pode ser obtida e, desse modo, os aspectos cinemáticos da propagação das ondas também. Já a equação linearizada de Bernoulli e a condição de fronteira dinâmica podem ser utilizadas para a obtenção da solução dos aspectos dinâmicos da teoria da onda de Airy.

Desse modo, a elevação da superfície do mar ( $\eta$ ) em determinado ponto no tempo e no espaço em relação a um nível médio pré-estabelecido pode ser dada através de uma das soluções analíticas da equação de Laplace considerando as condições de fronteira cinemáticas já especificadas:

$$\eta(x, t) = \frac{H}{2} \sin(\sigma t - kx) , \quad (17)$$

sendo  $k$  o número de onda ( $2\pi/L$ ) e  $\sigma$  a frequência radiana ( $2\pi/T$ ). O resultado apresentado na equação (17) representa uma onda harmônica de crista longa se propagando na direção  $x$  positiva (Figura 5) e cuja fórmula do potencial de velocidade é dada por:

$$\Phi = \frac{\sigma H}{2k} \frac{\cosh[k(h+z)]}{\sinh(kh)} \cos(\sigma t - kx) . \quad (18)$$

É possível obter-se a relação de dispersão ao serem substituídas as equações (17) e (18) na condição de fronteira dinâmica (Equação 14). A relação de dispersão indica uma relação entre a frequência angular e o número de onda, sendo dada por:

$$\sigma^2 = gk \tanh(kh) \quad . \quad (19)$$

Substituindo, na Equação (19),  $k$  e  $\sigma$  por  $2\pi/L$  e  $2\pi/T$ , respectivamente, e isolando o comprimento de onda, tem-se:

$$L = \frac{g}{2\pi} T^2 \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right) \quad . \quad (20)$$

Para o desenvolvimento das próximas equações, é necessário que sejam definidos os limites para o que são consideradas águas profundas, intermediárias e rasas. No contexto da propagação das ondas, numa abordagem qualitativa, quando o comprimento da onda é muito menor do que a profundidade local, considera-se a propagação como sendo em águas profundas, onde os movimentos ondulatórios não interagem com o fundo oceânico. Em águas rasas, as ondas são modificadas devido a pouca profundidade, sofrendo atrito e alterando suas principais características.

Matematicamente, o limite para que a propagação seja considerada em águas profundas pode ser estabelecido quando a profundidade local é maior do que o comprimento da onda dividido por quatro ( $h > L/4$ ). O valor de  $L/2$  também é utilizado por alguns autores. Quando as ondas se propagam em regiões onde a profundidade local é menor do que o comprimento da ondulação dividido por 20 ( $h < L/20$ ), diz-se que essas estão se propagando em águas rasas. Qualquer valor para a relação  $h/L$  que esteja entre  $1/4$  (ou  $1/2$ ) e  $1/20$  é considerado como profundidade intermediária ou de transição e, portanto, as equações não sofrem alterações, como será visto a seguir.

Estabelecidos os limites entre águas profundas, intermediárias e rasas, as devidas transformações podem agora ser efetuadas. Considerando águas profundas, o valor expresso por  $2\pi h/L$  (20) será controlado pela magnitude da profundidade local. Além disso, a função  $\tanh(x)$  terá seu resultado igual a um para



valores de  $x$  aproximadamente iguais ou maiores do que oito. Sendo assim, sabendo que a profundidade local é muito maior do que o comprimento de onda ( $h \gg L$ ) tem-se que:

$$\tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right) \cong 1 . \quad (21)$$

Substituindo a Equação (21) na Equação (20):

$$L_{\infty} = \frac{g}{2\pi} T^2 . \quad (22)$$

Por outro lado, quando em águas rasas, a relação  $\tanh(2\pi h/L)$  tende ao próprio  $2\pi h/L$ . Portanto:

$$\tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right) \cong \frac{2\pi h}{L} , \quad (23)$$

$$L_r = T\sqrt{gh} . \quad (24)$$

Tendo sido determinado o comprimento de onda e sabendo que qualquer velocidade pode ser expressa pela distância percorrida em determinado período, a velocidade de propagação de uma onda pode ser definida, de modo geral, como:

$$C = \frac{L}{T} . \quad (25)$$

Ao substituir a Equação (25) na Equação (20) e isolar a velocidade de fase:

$$C = \frac{gT}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right) . \quad (26)$$

Aplicando as mesmas definições para os valores da  $\tanh(2\pi h/L)$  efetuadas para o comprimento de onda e substituindo adequadamente na Equação (26), a velocidade de propagação das ondas em águas profundas e em águas rasas pode ser expressa por:

$$C_{\infty} = \frac{gT}{2\pi} , \quad (27)$$

$$C_r = \sqrt{gh} . \quad (28)$$

Desse modo, as fórmulas gerais do comprimento de onda e da velocidade de fase para os valores de profundidade local considerados intermediários (entre  $L/4$  e  $L/20$ ) são dadas pelas Equações (20) e (26), respectivamente. As demais características para ondas em águas profundas estarão seguidas pelo símbolo de infinito ( $\infty$ ), sendo a letra “r” a que representa as fórmulas para ondas em águas rasas.

A Tabela 1 representa de forma sucinta a equação geral da elevação superficial e as equações gerais, para águas rasas e para águas profundas da velocidade de fase e do comprimento de onda tal quais foram obtidas previamente.

Tabela 1: Equações referentes ao movimento das ondas de acordo com a teoria linear de Airy. Modificado de: Komar (1976)

PARÂMETRO	EXPRESSÃO GERAL	ÁGUAS PROFUNDAS ( $h/L > 1/4$ )	ÁGUAS RASAS ( $h/L < 1/20$ )
Elevação Superficial $\eta(x,t)$	$\eta(x,t) = \frac{H}{2} \cos(kx - \sigma t)$		
Velocidade de Fase $C$	$C = \frac{gT}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right)$	$C_{\infty} = \frac{gT}{2\pi}$	$C_r = \sqrt{gh}$
Comprimento de Onda $L$	$L = \frac{g}{2\pi} T^2 \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right)$	$L_{\infty} = \frac{g}{2\pi} T^2$	$L_r = T\sqrt{gh}$

Pode-se observar claramente nas fórmulas utilizadas em águas rasas a dependência dos valores no que se refere à profundidade local. Já para águas profundas, onde não há interação com o fundo, o período das ondas assume caráter determinante em sua propagação.

Para verificar de maneira ainda mais clara como as transformações em águas rasas ocorrem, pode-se imaginar o comportamento de uma partícula quando da passagem de uma onda. O movimento descrito por essa partícula assemelha-se a uma circunferência com diâmetros iguais, ou praticamente iguais, quando em águas profundas, pois, nessa condição “infinita” de profundidade, há uma liberdade em

termos de expansão vertical do movimento oscilatório. O diâmetro da oscilação circular da partícula será aproximadamente igual à altura da onda responsável pelo seu movimento.

Quando essa situação ocorre em águas intermediárias e rasas, a distribuição vertical da energia das ondas estará confinada a um espaço menor, determinado pela profundidade local. Nessas circunstâncias, devido à restrição vertical da movimentação das partículas, haverá um achatamento horizontal da trajetória previamente circular, passando o movimento a possuir um padrão majoritariamente elipsoidal, apresentando, assim, um diâmetro maior/horizontal ( $d_h$ ) e um diâmetro menor/vertical ( $d_v$ ).

Observando a Figura 6, um padrão “evolutivo” no comportamento das partículas que sofrem a ação das ondas desde águas profundas até águas rasas pode ser definido: movimento circular (águas profundas), movimento elipsoidal (águas intermediárias) e movimento horizontal (águas rasas). Quando as ondas encontram-se em profundidades próximas do seu limiar de quebra, o movimento previamente elipsoidal estará restrito a nada mais do que um “vai e vem” horizontal, sendo nulos o diâmetro orbital vertical e também a velocidade orbital vertical.

Vale ressaltar que, como o desenvolvimento deste processo está sendo baseado na teoria linear das ondas, não há um transporte de massa associado. Isso se deve ao fato de as equações lineares considerarem o movimento tanto circular (águas profundas) quanto elipsoidal/horizontal (águas intermediárias e rasas) como sendo trajetórias fechadas, ou seja, as partículas sujeitas a esse modelo possuem a sua posição inicial no espaço igual a sua posição final.

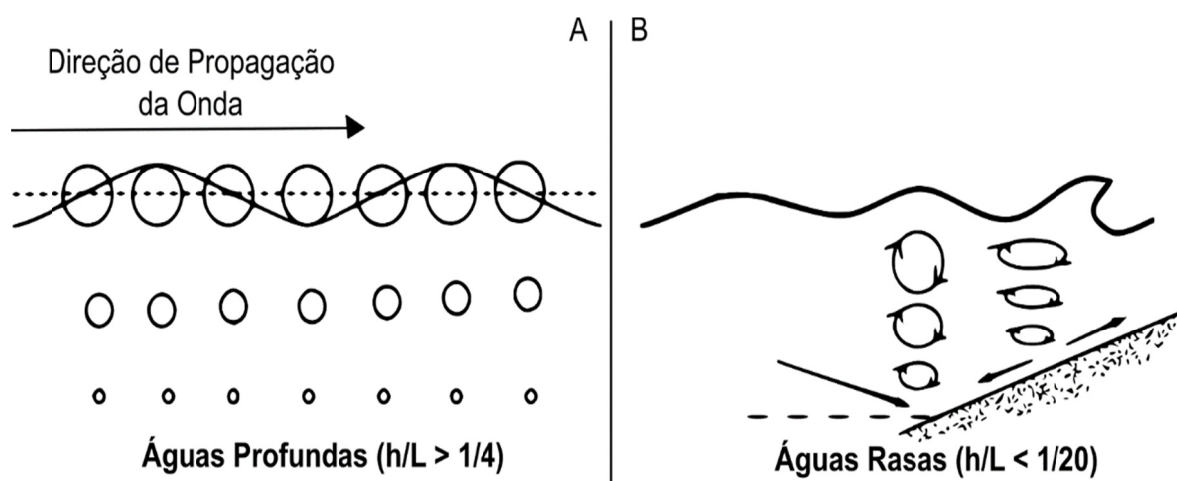


Figura 6: Trajetória das partículas em águas profundas (A) e em águas rasas (B). Vale ressaltar a transformação observada partindo de um movimento circular, para um movimento elipsoidal. Modificado de: A (CONSTANTIN, 2001), B (PERRY; TAYLOR, 2007)

Além das soluções já determinadas e que seguiram o desenvolvimento da teoria linear das ondas, vale destacar também a forma como se chegou às equações referentes a energia associada ao movimento ondulatório. Nesse contexto, temos que a energia total associada a uma ondulação pode ser dividida entre as suas energias cinética ( $E_c$ ) e potencial ( $E_p$ ). A primeira está associada a velocidade de propagação das partículas, enquanto que energia potencial está associada ao trabalho realizado pelas partículas durante a sua troca de posição na vertical. Desse modo, e sabendo que as energias cinética e potencial podem ser expressas por:

$$E_c = \rho g z \quad . \quad (29)$$

$$E_p = \frac{1}{2} \rho (u^2 + w^2) \quad , \quad (30)$$

a soma das energias cinética, integrada verticalmente para a altura e comprimento da onda, e potencial, integrada verticalmente na coluna d'água e horizontalmente para o comprimento da onda, terá como sua expressão final:

$$E = \frac{1}{8} \rho g H^2 \quad . \quad (31)$$

Além da energia, vale também ressaltar que a velocidade de grupo ( $C_g$ ) de um trem de ondas pode ser expressa como:

$$C_g = C \frac{1}{2} \left[ \left( 1 + \frac{2kh}{\sinh(2kh)} \right) \right] \quad . \quad (32)$$

Desse modo, em águas profundas, onde o valor dos termos que se encontram entre colchetes na Equação (32) tendem a um, a velocidade de grupo será aproximadamente a metade da velocidade propagação de uma única onda. Em outras palavras, quando ocorre a geração de um trem de ondas em águas profundas, as ondas individuais viajarão com uma velocidade aproximadamente duas vezes maior do que o fluxo energético propriamente dito. Portanto, ao seguir uma única crista, é possível observar que ela ultrapassará todas as outras e, por fim, sumirá, havendo a formação de outras “novas cristas” no fim do grupo.

### 3.2.3. Ondas Oceânicas e o Espectro de Onda

A utilização da teoria linear das ondas facilita o entendimento da propagação de um movimento oscilatório na superfície marinha e viabiliza os métodos matemáticos a serem utilizados. Porém, sabe-se que nos oceanos essa onda ideal é dificilmente observada (principalmente no contexto caótico em que as ondas são geradas). Desse modo, Pierson et al. (1955) descrevem a elevação ( $\eta$ ) em determinado ponto dos oceanos como sendo o somatório de diversas funções senóides (Figura 7), as quais corresponderiam a ondas geradas em diferentes regiões por diferentes condições de vento e seriam, portanto, estatisticamente diferentes. Nesse cenário, cada componente senoidal representaria “uma parte filtrada” da altura de onda total observada, sendo cada uma dessas partes caracterizada por um período e uma direção, determinados pela natureza do vento gerador.

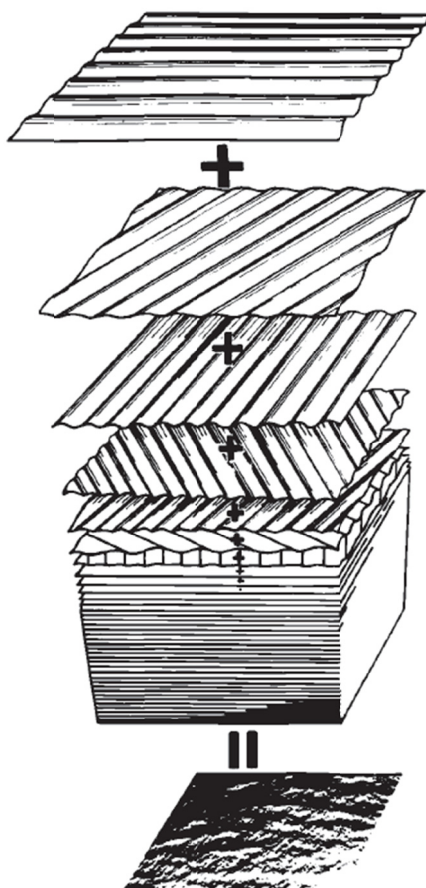


Figura 7: Representação da estrutura de um mar aleatório (PIERSON; NEUMANN; JAMES, 1955)

Desse modo, considerando a elevação da superfície do mar em um determinado local no tempo e no espaço como sendo o somatório de  $N$  ondas lineares diferentes, pode-se reescrever a equação (17) como sendo:

$$\eta(t) = \sum_{i=1}^N \left(\frac{H}{2}\right)_i \cos(\sigma_i t + \alpha_i) . \quad (33)$$

Como já se pôde perceber, existe uma defasagem no entendimento do comportamento ondulatório quando este é descrito somente através da teoria linear das ondas. Portanto, para que a evolução das ondas dentro de um domínio seja mais bem compreendida, algumas técnicas de manipulação foram desenvolvidas, sendo a construção de um espectro de ondas uma delas.

Assim, a função da densidade espectral, ou o espectro de ondas (Figura 8), pode ser entendido como a representação das somas das energias cinética e potencial em um determinado ponto no tempo e no espaço (OCHI, 1998). Assumindo que as ondas medidas em função do tempo constituem processos estocásticos (conjunto de medições aleatórias), o desenvolvimento do espectro de ondas a partir dos dados pode ser efetuado. De modo geral, a definição formal que determina o espectro da densidade energética foi elaborada através da transformada de Fourier da função de auto-covariância da elevação da superfície do mar. O desenvolvimento matemático completo, partindo desde o sinal ondulatório coletado por um equipamento até a obtenção do espectro de onda e sua utilização no domínio probabilístico (e.g. previsão de ondas), pode ser encontrado em Ochi (1998) e, de modo resumido, em Holthuijsen (2007).

Outros métodos para obtenção do espectro também podem ser utilizados, entre eles, a transformação do espectro discretizado das amplitudes (espectro descontínuo devido justamente à discretização das bandas) para um espectro contínuo (onde a função da densidade energética possui a largura das bandas -  $\Delta f$  - tendendo à zero) é também muito utilizada. Essa interpretação é obtida em termos do chamado modelo aleatório de fase/amplitude. Ambos os métodos de desenvolvimento do espectro de densidade energética convergem para a distribuição da variância total entre diferentes frequências (HOLTHUIJSEN, 2007).

A definição do espectro somente em função das diferentes frequências nem sempre é satisfatória, sendo necessário, por vezes, entender também a distribuição energética nas diferentes direções (espectro bidimensional na Figura 8). Tem-se, então, que a distribuição energética em função das diferentes frequências e direções é dada por:

$$\eta(x, y, t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M \left(\frac{H}{2}\right)_{i,j} \cos(\sigma_{i,j}t - k_i x \cdot \cos\theta_j - k_i y \cdot \sin\theta_j + \alpha_{i,j}). \quad (34)$$

Para extrair o espectro unidimensional das ondas a partir do espectro bidimensional, basta integrar a função da densidade energética em todas as direções:

$$E(f) = \int_0^{2\pi} E(f, \theta) d\theta. \quad (35)$$

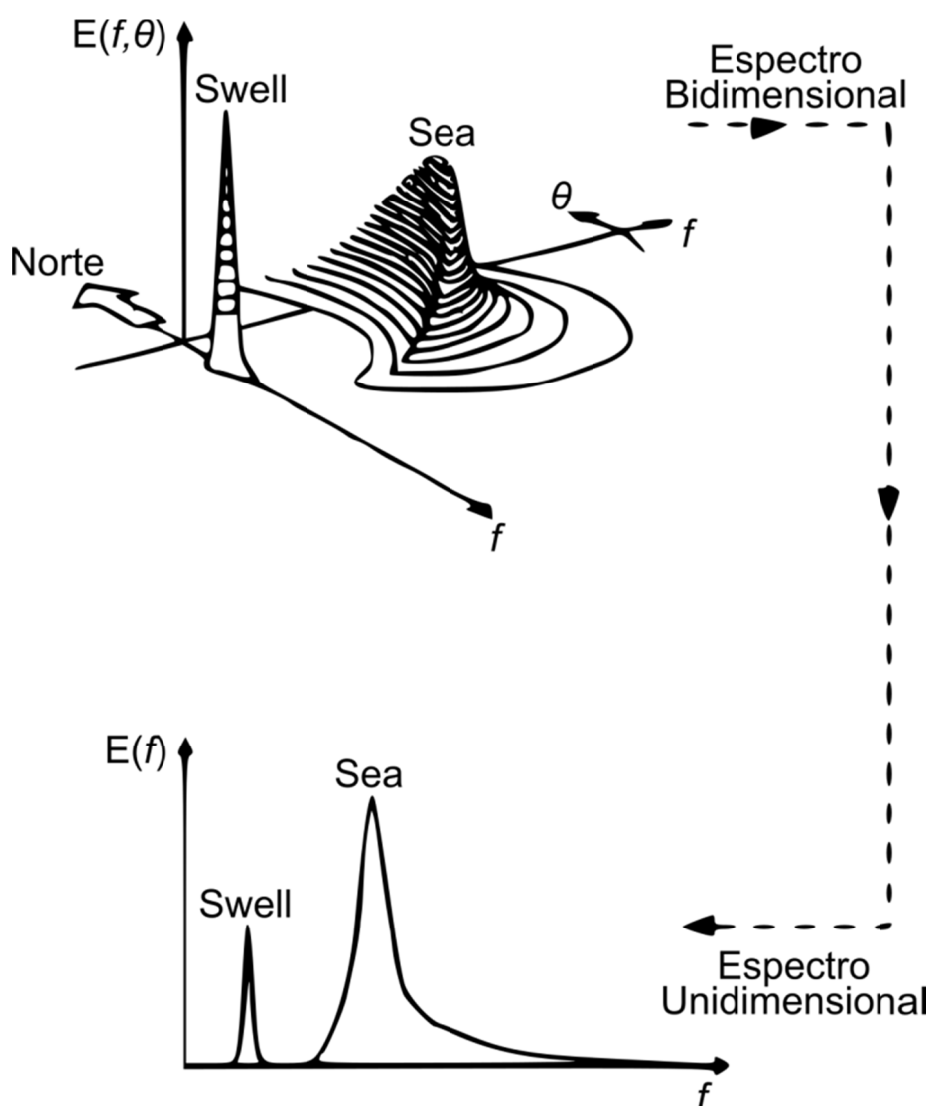


Figura 8: Representações dos espectros unidimensional e bidimensional para levantamentos efetuados na costa holandesa. Modificado de: Holthuijsen (2007)

Como previamente mencionado, sendo os espectros de ondas distribuições energéticas em diferentes frequências e direções, pode-se extrair informações importantes principalmente de modelos numéricos que se baseiam na evolução do

espectro da densidade energética (e.g. Booij et al., 1996). O espectro de ondas podendo ser expresso na forma de momentos da distribuição energética tem em seu momento de ordem zero ( $m_0$ ) a representação da área sob a curva espectral (WMO, 1998). Desse modo, o momento de ordem zero pode ser definido como:

$$m_0 = \sum_{i=0}^N \frac{a^2}{2} , \quad (36)$$

sendo a variância total das medições de ondas obtida pela soma das variâncias de cada componente espectral individual. A partir do momento de ordem zero, teremos que a altura significativa (a média do terço das maiores ondas observadas) derivada do espectro de ondas será:

$$H_s = 4\sqrt{m_0} . \quad (37)$$

Além disso, ao obter-se a frequência de pico (observando o ponto, ou os pontos no caso de um espectro bidimensional da curva da densidade energética, onde encontra-se acumulada a maior quantia de energia sob a curva), tem-se que o período de pico será dado por:

$$T_p = \frac{1}{f_p} . \quad (38)$$

Da mesma forma, a direção de pico será aquela direção sob a qual estará concentrada a maior densidade energética (havendo novamente uma variação quando da ocorrência de um espectro bidimensional – mais detalhes na seção seguinte).

#### **3.2.4. Variações no Espectro da Densidade Energética**

A variação no espectro energético, isto é, na forma como a energia do vento é distribuída entre ondas de diferentes períodos (ou frequências) e direções é também significativa quando comparados o espectro energético de um mar tipo *sea* e um mar tipo *swell* (Figura 9). Para ondas de tempestade (*sea*), o espectro será largo, sem um pico definido tanto para frequências quanto para direções específicas. Isso



se deve à proximidade da zona geradora, onde as flutuações na pressão e na movimentação do sistema geram esse padrão por muitas vezes caótico (KINSMAN, 1965; KOMAR, 1976; SILVESTER, 1974). Já para um *swell* bem desenvolvido e longe da área de geração, um pico bem definido no domínio das baixas frequências (altos períodos) tende a ser dominante (OCHI, 1998), até mesmo pelas transferências energéticas (interações tríades e quádruplas) das altas para as baixas frequências que ocorrem durante o desenvolvimento do mar (BOOIJ; RIS; HOLTHUIJSEN, 1999).

Na Figura 9, os espectros de onda representam uma distribuição adimensional e arbitrária proposta por Komar (1976). Como previamente mencionado, no “mundo real” o comportamento das ondas durante sua geração tende a ser caótico, sendo algumas formas de representação utilizadas somente para exemplificar situações consideradas perfeitas para que o entendimento teórico dos processos possa então ser alcançado.

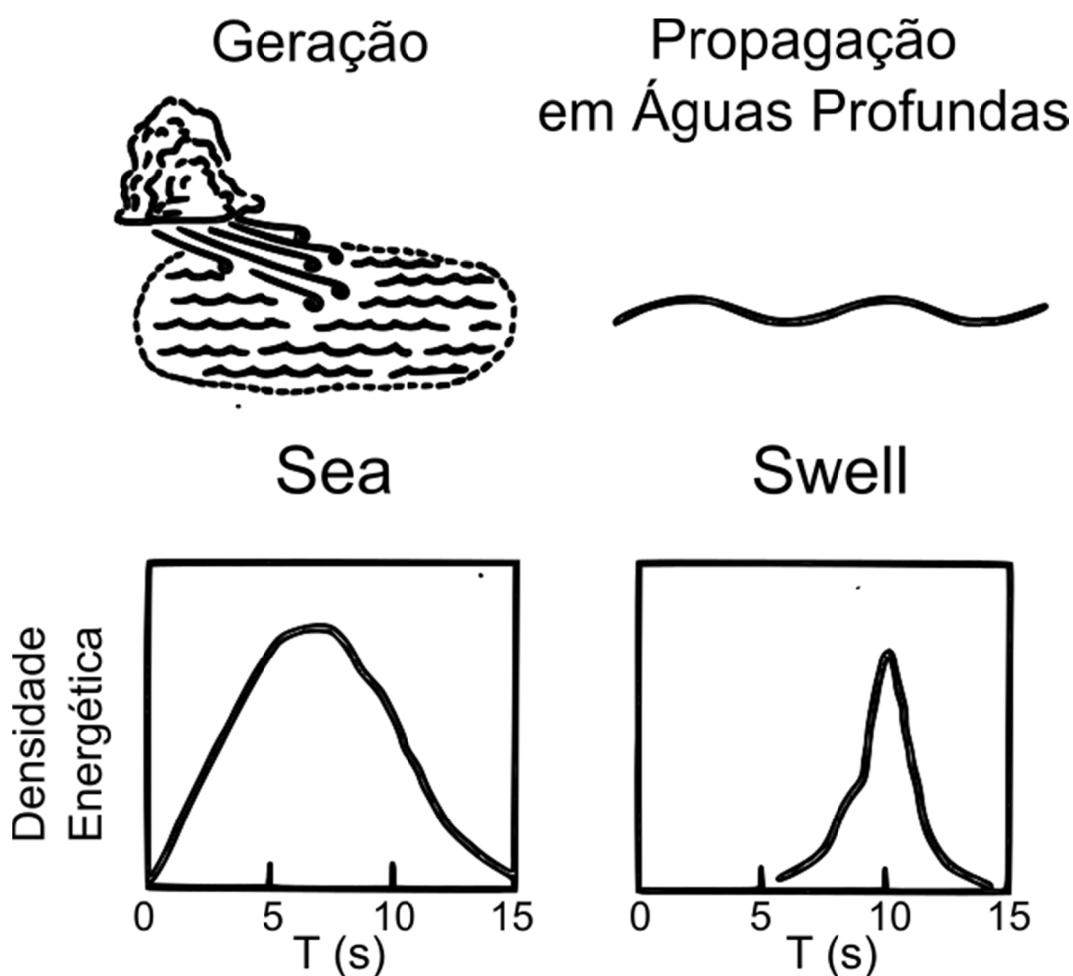


Figura 9: Representações de espectros energéticos para diferentes condições de mar. Modificado de: Komar (1976)

Portanto, ao serem apresentados gráficos correspondentes às funções da densidade energética das ondas, nem sempre o resultado apresentará um pico único como na Figura 10A. Um exemplo disso pode ser observado nas Figura 8 e Figura 10B, onde ocorrem dois picos energéticos no espectro de ondas. A presença de dois picos espectrais indica a passagem de um *swell* (pico mais estreito e localizado na região das menores frequências) numa região onde ocorria a geração de onda por um vento local (pico mais largo e localizado de forma mais abrangente nas altas frequências). Na Figura 10A, por outro lado, ocorre a presença de um pico único numa região de frequência mais baixa (ondas com maior período) quando comparado com o gráfico representado na Figura 10B. Na maioria das vezes em que um mar bimodal está ocorrendo, torna-se bastante difícil identificar à olho nu se há a presença ou não de um *swell* com características diferentes das condições proporcionadas pelo vento local. Portanto, pode-se inferir, assim, que os espectros de onda são poderosas ferramentas que auxiliam na compreensão das condições locais e auxiliam a entender os processos relacionados a severidade do mar durante a obtenção dos dados (OCHI, 1998).

Vale ressaltar, também, a diferença em termos de magnitude dos picos espectrais (eixo das ordenadas), partindo de zero e passando dos  $60\text{m}^2/\text{s}$  na Figura 10A e atingindo um pico de  $5\text{m}^2/\text{s}$  no gráfico da Figura 10B. A diferença na magnitude enaltece a diferente condição energética dos sistemas de ventos sob as quais as ondas foram geradas.

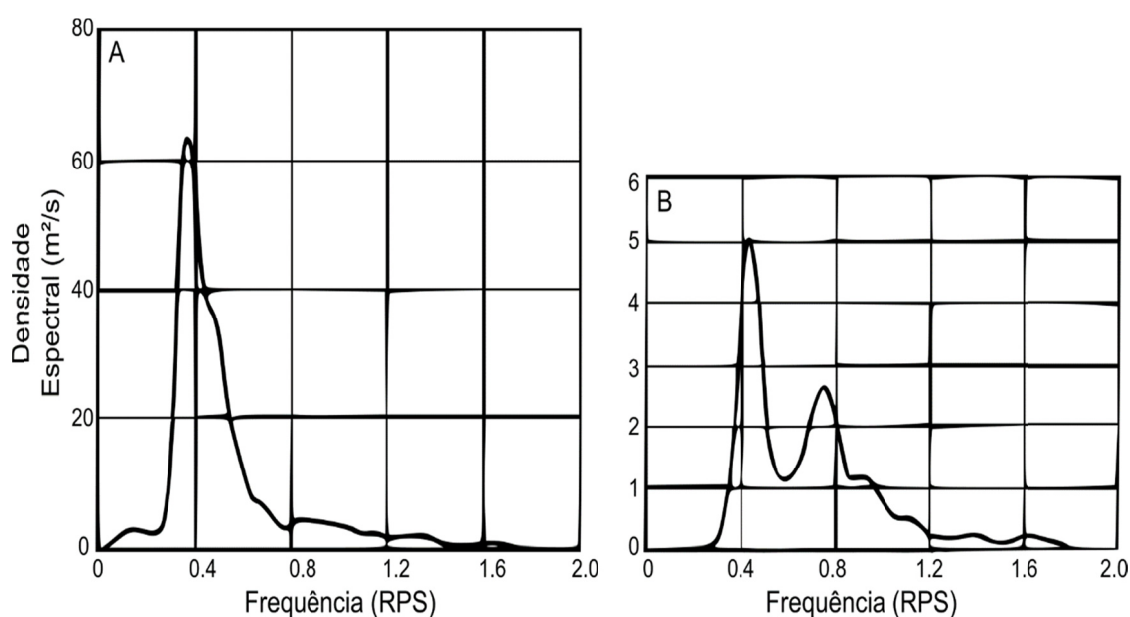


Figura 10: demonstração de dois espectros de onda para diferentes condições de mar. A) espectro de ondas para um mar de altura significativa igual a 16,1m. B) espectro de ondas para um mar de altura significativa igual a 4,9m obtido de dados no Atlântico Norte. Modificado de: (OCHI, 1998).

Por ser uma representação estatística, basicamente uma distribuição das energias de ondas nas diferentes frequências, o desenvolvimento dos espectros energéticos fornecem fundamentais ferramentas para o entendimento das condições de mar presentes em determinado lugar e momento. Dentro desse contexto, os espectros de onda desenvolvidos por Pierson & Moskowitz (1964) e por Hasselmann et al. (1973) merecem destaque.

A fórmula proposta por Pierson & Moskowitz (1964), desenvolvida após a utilização de 420 medições de ondas e a qual é normalmente aplicada para mares tipo *sea* totalmente desenvolvidos onde o vento atua sobre um *fetch* ilimitado, pode ser descrita por:

$$E(f) = \frac{\alpha g^2}{(2\pi)^4 f^5} e^{-0.74 \left(\frac{g}{2\pi u f}\right)^4}, \quad (39)$$

onde  $f$  é a frequência de onda (Hz),  $u$  é a velocidade do vento (m/s) 19,5m acima do nível do mar,  $g$  é a aceleração da gravidade (m<sup>2</sup>/s) e  $\alpha$  refere-se à uma constante adimensional igual a 0.0081.

Por outro lado, o espectro JONSWAP, proposto por Hasselmann et al. (1973), foi desenvolvido majoritariamente para uma condição de mar em desenvolvimento e considerando um *fetch* limitado. As medições de ondas foram efetuadas no Mar do Norte entre 1968 e 1969 e os autores propuseram a seguinte fórmula para representação do espectro energético:

$$E(f) = \frac{\alpha g^2}{(2\pi)^4 f^5} e^{-1.25 \left(\frac{f}{f_p}\right)^4} \gamma e^{\left(\frac{(f-f_p)^2}{2\sigma^2 f_p^2}\right)}. \quad (40)$$

A equação proposta por Hasselmann et al. (1973) diferencia o espectro de JONSWAP do espectro de Pierson-Moskowitz (Pierson & Moskowitz, 1964) principalmente por adicionar um fator de intensificação de pico ( $\gamma$ ) o qual representa a razão entre a máxima energia espectral para o máximo correspondente no espectro de Pierson-Moskowitz, enaltecendo a transferência energética que ocorre das altas para as baixas frequências. Desse modo, tem-se que os espectros se aproximarão da forma apresentada na Figura 11.

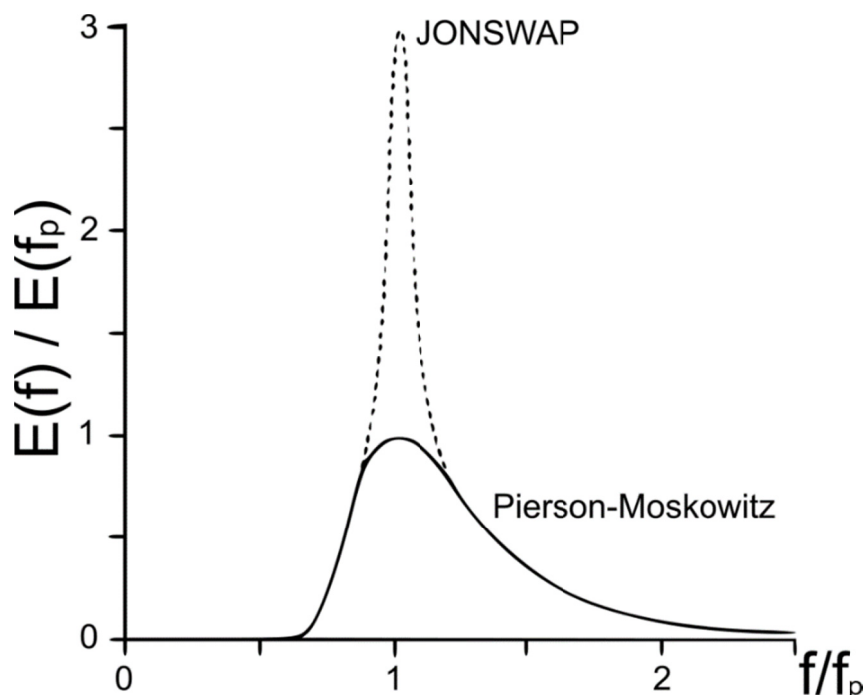


Figura 11: Diferença entre o espectro de Pierson-Moskowitz e o espectro JONSWAP, enaltecendo a diferença gerada pelo fator de intensificação de pico. Modificado de: WMO (1998)

### 3.2.5. A Equação do Balanço Energético

A evolução energética das ondas no tempo será uma consequência da relação entre três tipos de processos diferentes: ganho de energia pelo ambiente, dissipação e advecção/propagação da energia para dentro e para fora do sistema. Esses ganhos e perdas do sistema podem ser expressos através da equação de conservação de energia, ou a equação do balanço energético (WMO, 1998).

De modo geral, os modelos de ondas de terceira geração, aqueles que calculam a evolução do espectro de densidade energética no tempo sem nenhuma restrição na evolução da forma do espectro, resolvem a seguinte equação (WMO, 1998):

$$\frac{\delta E}{\delta t} + \nabla \cdot (c_g E) = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} \quad , \quad (41)$$

sendo o primeiro termo do lado esquerdo da equação referente à evolução do espectro energético bidimensional  $E(f, \theta, x, t)$  no tempo, o segundo termo representa a propagação da energia das ondas (tanto nas coordenadas geográficas como nas coordenadas espectrais) e, por fim, os termos denominados fontes ou sumidouros (quando negativos) representam os efeitos do ganho energético pelo vento ( $S_{in}$ ), das perdas por dissipação ( $S_{ds}$ ) e das transferências não-lineares dentro dos próprios sistemas ( $S_{nl}$ ).

No caso do SWAN, um exemplo dos modelos de terceira geração, a densidade energética é substituída pela densidade de ação, sendo esta representada pela densidade energética dividida pela frequência relativa. Tal alteração foi efetuada porque a densidade energética não é conservada quando da interação entre ondas e correntes, enquanto que a densidade de ação é (BOOIJ; RIS; HOLTHUIJSEN, 1999).

### 3.3. Referências Bibliográficas

BIRD, Eric. **Coastal geomorphology: an introduction**. 2ed. ed. Southern Gate, Chichester: John Wiley & Sons Ltd, 2008.

BOOIJ, N.; HOLTHUIJSEN, L. H.; RIS, R. C. the “Swan” Wave Model for Shallow Water. **Coastal Engineering**, [s. l.], p. 668–676, 1996.

BOOIJ, N.; RIS, R. C.; HOLTHUIJSEN, Leo H. A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 104, n. C4, p. 7649–7666, 1999. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/98JC02622>>

CONSTANTIN, A. On the deep water wave motion. **Journal of Physics A: Mathematical and General**, [s. l.], v. 34, p. 1405–1417, 2001.

CRAIK, Alex D. D. The Origins of Water Wave Theory. **Annual Review of Fluid Mechanics**, [s. l.], v. 36, n. 1, p. 1–28, 2004. Disponível em: <<http://arjournals.annualreviews.org/doi/abs/10.1146%2Fannurev.fluid.36.050802.122118>>

CUCHIARA, D. C. et al. Determination of the wave climate for the southern Brazilian shelf. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 29, n. 3, p. 545–555, 2009.

DIETRICH, J. C. et al. Modeling hurricane waves and storm surge using integrally-coupled, scalable computations. **Coastal Engineering**, [s. l.], v. 58, n. 1, p. 45–65, 2011. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2010.08.001>>

FERNANDES, E. H. L.; MÖLLER JR., O. O.; CUCHIARA, D. C. Ondas. In: CASTELLO, J. P.; KRUG, L. C. (Eds.). **Introdução às Ciências do Mar**. 1a. ed. Pelotas: Editora Textos, 2015. p. 602.

GORRELL, L. et al. SWAN predictions of waves observed in shallow water onshore of complex bathymetry. **Coastal Engineering**, [s. l.], v. 58, n. 6, p. 510–516, 2011. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2011.01.013>>

GUIMARÃES, Pedro Veras et al. Numerical simulation of extreme wave runup during storm events in Tramandaí Beach, Rio Grande do Sul, Brazil. **Coastal Engineering**, [s. l.], v. 95, p. 171–180, 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2014.10.008>>

GUIMARÃES, P. V.; FARINA, L.; TOLDO JR., E. E. Analysis of extreme wave events on the southern coast of Brazil. **Natural Hazards and Earth System Science**, [s. l.], v. 14, n. 12, p. 3195–3205, 2014. Disponível em: <<http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/14/3195/2014/>>

HASSELMANN, K. et al. Measurements of Wind-Wave Growth and Swell Decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). **Ergänzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift Reihe**, [s. l.], v. A(8), n. 80, p. p.95, 1973.

HOLTHUIJSEN, L. H. **Waves in Oceanic and Coastal Waters**. 1. ed. [s.l.] : Cambridge University Press, 2007.

HUANG, Yong et al. Gulf of Mexico hurricane wave simulations using SWAN: Bulk formula-based drag coefficient sensitivity for Hurricane Ike. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 118, n. 8, p. 3916–3938, 2013.

JANSSEN, Peter A. E. M. **Quasi-linear Theory of Wind-Wave Generation Applied to Wave Forecasting** **Journal of Physical Oceanography**, 1991. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0485%281991%29021%3C1631%3AQLTOWW%3E2.0.CO%3B2>>

JANSSEN, Peter A. E. M. **The Interaction of Ocean Waves and Wind**. [s.l.] : Cambridge University Press, 2004. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2005EO170005>>

KINSMAN, B. **Wind waves: their generation and propagation on the ocean surface**. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall, Inc., 1965.

KOMAR, P. D. **Beach Processes and Sedimentation**. [s.l: s.n.].

KUNDU, P. K.; COHEN, I. M. **Fluid Mechanics**. New York, NY: Academic, 2002.

LEBLOND, P. H.; MYSAK, L. A. **Waves in the Ocean**. 1st. ed. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier Scientific Publishing Company, 1978.

LEMKE, Natália et al. Comparative study between modeled (SWAN) and measured (waverider buoy) wave data in Patos Lagoon – RS, Brazil. **Pan-American Journal of Aquatic Sciences**, [s. l.], v. 12, n. 1, p. 1–13, 2017.

MATOS, Maria de Fátima Alves De et al. Análise Comparativa da Agitação Obtida com o Modelo Numérico (SWAN) na Modelagem de Ondas do Litoral Setentrional do Rio Grande do Norte, Brasil e Dados de Campo. **Revista de Gestão Costeira Integrada**, [s. l.], v. 13, n. 3, p. 283–299, 2013. Disponível em: <<http://www.aprh.pt/rgci/rgci378.html>>

MILES, John W. On the generation of surface waves by shear flows. **Journal of Fluid Mechanics**, [s. l.], v. 3, n. 2, p. 185–204, 1957.

NICOLODI, João Luiz; TOLDO, Elirio E.; FARINA, Leandro. Dynamic and resuspension by waves and sedimentation pattern definition in low energy environments: Guaíba lake (Brazil). **Brazilian Journal of Oceanography**, [s. l.], v. 61, n. 1, p. 55–64, 2013.

OCHI, Michel K. **Ocean Waves: The Stochastic Approach**. 1. ed. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1998. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/cbdv.200490137/abstract>>

OU, Shan Hwei et al. Simulating typhoon waves by SWAN wave model in coastal waters of Taiwan. **Ocean Engineering**, [s. l.], v. 29, n. 8, p. 947–971, 2002.

PAES-LEME, Rafael B. et al. Modelagem Física e Computacional de Ondas Geradas pelo Vento em um Terminal Portuário: o Desempenho do Modelo SWAN 40.51 em uma Região com Elevada Reflexão e Difração. **Revista Brasileira de Geofísica**, [s. l.], v. 26, n. 1, p. 45–59, 2008.



PERRY, C.; TAYLOR, K. **Environmental Sedimentology**. 1. ed. Malden (MA), USA: Blackwell Publishing Ltd., 2007.

PHILLIPS, O. M. On the Generation of Waves by Wind. **Journal of fluid mechanics**, [s. l.], v. 2, n. 5, p. 417–445, 1957. Disponível em: <<http://rsta.royalsocietypublishing.org/cgi/doi/10.1098/rsta.1980.0265>>

PHILLIPS, O. M. On the dynamics of unsteady gravity waves of finite amplitude Part 1. The elementary interactions. **Journal of Fluid Mechanics**, [s. l.], v. 9, n. 2, p. 193–217, 1960.

PIERSON, W. J.; MOSKOWITZ, L. A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S. A. Kitaigorodskii. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 69, n. 24, p. 5181–5190, 1964. a.

PIERSON, W. J.; NEUMANN, G.; JAMES, R. W. **Practical methods for observing and forecasting ocean waves by means of wave spectra and statistics**. Springfield, VA.

PIERSON, Willard J.; MOSKOWITZ, Lionel. A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S. A. Kitaigorodskii. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 69, n. 24, p. 5181–5190, 1964. b. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/JZ069i024p05181>>

RIS, R. C.; HOLTHUIJSEN, L. H.; BOOIJ, N. A Spectral Model for Waves in the Near Shore Zone. **Coastal Engineering Proceedings; No.24 (1994)**, [s. l.], v. 24, p. 68–78, 1994. Disponível em: <<https://icce-ojs-tamu.tdl.org/icce/index.php/icce/article/view/4946>>

ROGERS, W. Erick; HOLLAND, K. Todd. A study of dissipation of wind-waves by mud at Cassino Beach, Brazil: Prediction and inversion. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 29, n. 3, p. 676–690, 2009.

SILVESTER, R. **Coastal Engineering, II. Sedimentation, estuaries, tides, effluents, and modelling**. 1. ed. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier Scientific

Publishing Company, 1974.

SORENSEN, R. M. Wind-Generated Waves. In: THIRD (Ed.). **Basic Coastal Engineering**. New York, NY: Springer Science + Business Media, Inc., 2006. p. 324.

SOSA, Jeison; CAVALERI, Luigi; PORTILLA-YANDÚN, Jesús. On the interaction between ocean surface waves and seamounts. **Ocean Dynamics**, [s. l.], v. 67, n. 12, p. 1553–1565, 2017.

TOLMAN, Hendrik L. A Third-Generation Model for Wind Waves on Slowly Varying, Unsteady, and Inhomogeneous Depths and Currents. **Journal of Physical Oceanography**, [s. l.], v. 21, n. 6, p. 782–797, 1991. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0485%281991%29021%3C0782%3AATGMFW%3E2.0.CO%3B2>>

VIEIRA, Adriana; MACIEL, Geraldo; MATTOSINHO, Germano. Atenuação de ondas pela vegetação: Estudo de sensibilidade de malhas no SWAN para o lago da barragem de ilha soleira. In: VIII CONGRESSO SOBRE PLANEAMENTO E GESTÃO DAS ZONAS COSTEIRAS DOS PAÍSES DE EXPRESSÃO PORTUGUESA 2015, Aveiro (Portugal). **Anais...** Aveiro (Portugal)

WAMDI GROUP, The. The WAM model - A third generation ocean wave prediction model. **Journal of Physical Oceanography**, [s. l.], v. 18, n. 12, p. 1775–1810, 1988.

WMO. **Guide to Wave Analysis**. 2. ed. [s.l: s.n.].

#### 4. Artigo

No presente capítulo é apresentado o artigo desenvolvido durante a dissertação e que foi submetido à revista **Progress in Oceanography**. A carta de recebimento de submissão encontra-se nos anexos do trabalho. As Figuras e Tabelas do artigo não constam no índice de Figuras e no Índice de Tabelas da dissertação, respectivamente.

**1 TITLE****2 INTERACTION BETWEEN OCEAN SURFACE WAVES AND SEAMOUNTS IN NORTHEAST BRAZIL****3 AUTHORS****4** Luís Germano Biolchi<sup>1</sup>, Leandro Farina<sup>2</sup>, Heitor Perotto<sup>1</sup>**5 AFFILIATION****6** <sup>1</sup> Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) – Centro de Estudos Costeiros e  
**7** Oceânicos (CECO)**8** <sup>2</sup> Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) – Instituto de Matemática e Estatística  
**9** (IME)**10 CONTACT****11** Luís Germano Biolchi – luisgbiolchi@gmail.com (corresponding author)**12** Leandro Farina – farina@mat.ufrgs.br**13** Heitor Perotto - heitor\_perotto@yahoo.com.br**14 ABSTRACT**

**15** Seamounts are within the least explored morphological features on Earth. Several factors such  
**16** as financial, logistic, and technological contribute to the lack of research on such features.  
**17** Hence, numerical modelling appears as an invaluable tool to better understand the dynamics  
**18** of these remote environments. In this work, general propagation patterns due to the multiple  
**19** interaction of waves and seamounts located in Northeast Brazil are investigated using SWAN.  
**20** After conducting a calibration procedure using *in situ* data, four real cases (in which the  
**21** maximum period of the incoming swells were around 17.6s) and one idealized case (using the  
**22** maximum period as 21.3s) have been simulated. The incoming wave periods determine  
**23** whether the interaction happens or not based also on the minimum seamount depth. When  
**24** the interaction occurs, changes in wave direction, significant wave height, and the shadow  
**25** zone length increased with higher wave periods. Shoaling and wave refraction occur  
**26** concomitantly, leading to lower significant wave heights on the flanks of the seamounts and  
**27** higher values over the shallowest regions. The observed wave transformations are also due to  
**28** the topographic orientation of the seamounts' shallower portion in relation to the incoming  
**29** wave direction and to the interaction between the seamounts. For the shallowest seamount in  
**30** the region under study (minimum depth around 21m) the maximum significant wave height  
**31** increased 43.7% and 25.3% of the incoming wave heights for the idealized and for real cases,  
**32** respectively.

**33 KEYWORDS:****34** Ocean waves; seamounts; SWAN; wave model; swell; Ceará seamounts**35 HIGHLIGHTS**

- 36** • A set of shallow seamounts, known as Ceará seamounts, prone to affect wave  
**37** propagation, are found in Northeast Brazil;
- 38** • Calibration of the SWAN model, using *in situ* data is carried out in the region of study;
- 39** • The multiple interaction of waves by real seamounts is analyzed by numerical tools;
- 40** • Shallow seamounts affect wave height and direction, resembling deep water lenses;
- 41** • The orientation of the each seamount topography in relation with the incident wave  
**42** direction plays an important role in the resulting wave fields.

## 43 1. INTRODUCTION

44 The word seamount has been used to refer to a variety of oceanic morphological features.  
45 Even though the definitions vary according to the study field under focus, seamounts normally  
46 are considered geographically isolated features that are not part of landmasses and are  
47 hundreds to thousands meters tall. Wessel et al. (2010) states that the best estimate on the  
48 global number of seamounts was the one proposed by Hillier and Watts (2007) based on *in situ*  
49 bathymetric data (collected at ship tracks): around 200,000 worldwide. Even with the  
50 disagreements regarding the definition of seamount, these underwater mountains remain the  
51 least explored morphological features on Earth. Several difficulties, including financial, logistic,  
52 and technological, are responsible for the lack of studies focusing on seamounts and their  
53 surroundings.

54 If one considers earth dynamics and environment characteristics, it is easy to imagine the huge  
55 variety of shapes, sizes, sediment coverage, biological colonization, and influence on physical  
56 processes that the seamounts around the world may present. Thus, these remote features still  
57 have plenty to share with the scientific community that will possibly elucidate many yet  
58 uncovered questions on fields such as biology, ecology, geology, chemistry, and physics.

59 Geologically, seamounts are pathways to a better understanding of processes occurring into  
60 the Earth, with their origins normally being either a consequence of volcanism (Staudigel et al.,  
61 2010b) or caused by tectonic movements of the oceanic lithosphere (Palmiotto et al., 2013). In  
62 that way, the study of seamounts helps to answer several questions regarding mantle and  
63 crust dynamics (Koppers and Watts, 2010). Additionally, research about their interaction with  
64 chemical properties (e.g. Fisher and Wheat, 2010) and physical processes (e.g. Lavelle and  
65 Mohn, 2010) of the surrounding waters have also been conducted.

66 The studies regarding the seamounts influence on physical processes have been almost  
67 entirely related to interactions with internal tides/waves, currents, and generated turbulence  
68 (leading to ocean mixing) (e.g. Baines, 2007; Codiga and Eriksen, 1997; Eriksen, 1998; Garrett,  
69 2003; Mohn et al., 2009). The almost total lack of literature concerning the seamounts  
70 influence on surface waves shows how neglected this specific subject has been within the  
71 scientific community. Lavelle and Mohn (2010) briefly mention that the surface wave field may  
72 play a secondary role when dealing with shallow seamounts. The work of Sosa et al. (2017) is  
73 the first to address specifically the interaction between ocean waves and seamounts. Taking  
74 into account the already mentioned difficulties to collect *in situ* data over seamounts,  
75 numerical models, like the one applied by Sosa et al. (2017), appear as an invaluable tool to  
76 investigate general interaction patterns between wind surface waves and seamounts.

77 According to Sosa et al. (2017), interaction between surface waves (for a range of wave  
78 periods between 8 and 20 seconds) and a seamount occurs when its summit lies above 60  
79 meters depth. Near the Northeast Brazilian coast (approximately 150-200 kilometers offshore)  
80 we have identified a group of several of those underwater mountains (search conducted using  
81 the Nautical Charts provided by the Brazilian Navy), known as Ceará Seamounts (or Submarine  
82 Banks of Ceará). Three of them have their peaks reaching depths shallower than 60m.

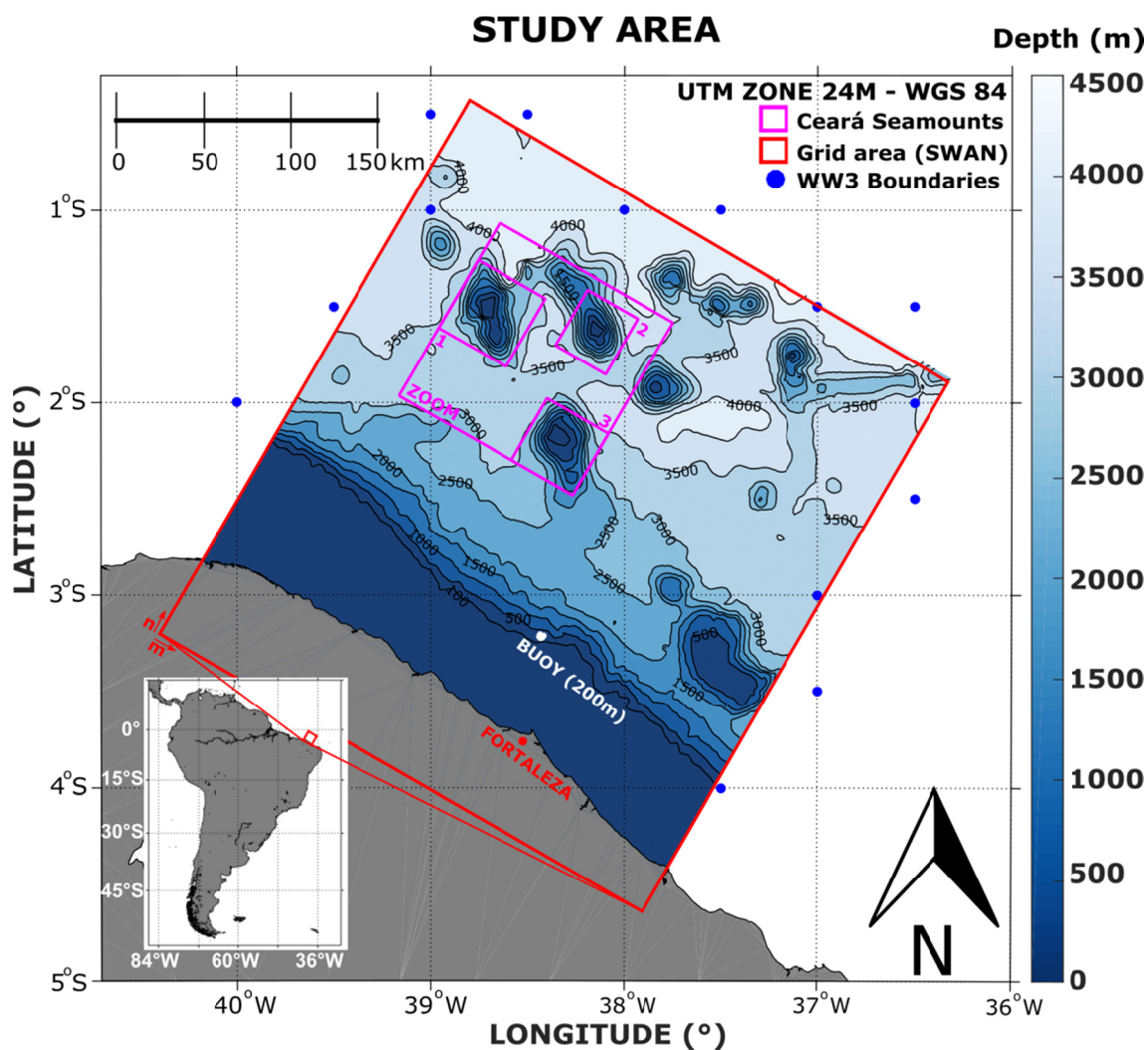
83 In that sense, the present paper intends to establish general wave patterns that happen as a  
84 consequence of the multiple interaction between surface wind waves and the Ceará  
85 Seamounts employing numerical modelling. The area under study is described in the next  
86 section and the model implementation details are presented in section 3. Using *in situ* data,  
87 we performed calibration of the SWAN model for our area of interest and reported this in

92 section 4. Four realistic cases using wave and wind forcing have been simulated. Additionally,  
 93 one idealized situation where only the bottom friction dissipation was activated has also been  
 94 conducted. The results and discussion are presented in section 5, before the conclusions in the  
 95 last section.

## 93 2. STUDY AREA

96 The study area is located in Northeast Brazil covering the region where the Ceará Seamounts  
 97 are located (Figure). This lies between the latitudes of  $0^{\circ}$  and  $5^{\circ}\text{S}$  and longitudes of  $40.5^{\circ}\text{W}$  and  
 98  $36^{\circ}\text{W}$ .

04 In terms of geologic origin and geomorphological characteristics, little information is available  
 05 about the Ceará Seamounts. They appear as being part of the North Brazilian Ridge (located  
 06 near the Fernando de Noronha Ridge), having volcanic origin, and with their surface layers  
 07 covered by biotrititic sediments (Corrêa and Weschenfelder, 2015; Coutinho, 1996; Martins  
 108 and Coutinho, 1981). These seamounts' summits are very close to the water surface, with the  
 109 lowest depth being approximately 21m, 42m, and 54m for seamounts number one, two, and  
 110 three, respectively. Their numbers are indicated in Figure. Moreover, the three shallowest  
 111 seamounts in the area have a similar orientation: elongated in a north-south direction.



105

109

110

111

112

Figure 1: Location of Ceará Seamounts (inside magenta rectangles) within the bathymetric grid used for SWAN simulations. Blue dots near grid borders represent the WaveWatch III (WW3) points used as boundary conditions. Buoy (white dot) deployed by the Brazilian Navy in the 200m isobath and the Ceará's state capital Fortaleza (red dot) are also highlighted.

109 The wind climate in the region shows an absolute dominance of the easterly trade winds,  
 110 varying from Northeast to Southeast depending on the relative location of the site being  
 111 analyzed in relation to the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) position (Pineiro et al.,  
 112 2016). As a general pattern, the ITCZ tends to migrate north during the Northern Hemisphere's  
 113 summer while the migration is directed south during the Southern Hemisphere's summer,  
 114 conditioning in this way the local generation of waves.

115 Continuing on the regional atmospheric-oceanic climate definition, Pianca et al. (2010)  
 116 determined the offshore wave climate in Northeast Brazil based on the hindcast data  
 117 generated by the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA – available at  
 118 ftp://polar.ncep.noaa.gov/pub/history/waves) using the WaveWatch III model (Tolman, 1991)  
 119 (virtual buoy located at 3°S, 37.5°W). The analysis covered the period from January 1997 to  
 120 December 2007. The minimum and maximum wave periods observed were 3.7s (during one of  
 121 the Fall seasons) and 21.4s (Spring), respectively. Additionally, the significant wave height  
 122 varied from 0.8m (Spring) to 3.4m (Winter). The wave direction during Summer was mainly  
 123 from the North (36.5%); Fall and Spring showed a dominance from the East (52.7% and 57.5%,  
 124 respectively); while the most common incoming waves arrived from the Southeast (72.6%)  
 125 during the Winter.

### 126 3. METHODOLOGY

#### 127 3.1 SWAN

128 The Delft3D-WAVE (Deltares, 2014a) module was used in order to run SWAN, which is a third-  
 129 generation, Eulerian (wave evolution is formulated in a grid), phase-averaged wave model  
 130 based on the evolution of the wave spectrum (Booij et al., 1999). For spherical coordinates, the  
 131 evolution of the wave spectrum is described by the spectral action balance equation, given by

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial \lambda} (c_{\lambda} N) + \frac{\partial}{\partial \varphi} (c_{\varphi} N) + \frac{\partial}{\partial \sigma} (c_{\sigma} N) + \frac{\partial}{\partial \theta} (c_{\theta} N) = \frac{S}{\sigma} \quad , \quad 4 \quad 2)$$

132 where  $N$  is the action density ( $N = E/\sigma$ ),  $c$  is the propagation velocity,  $\lambda$  and  $\varphi$  represents  
 133 longitude and latitude respectively,  $\sigma$  represents the relative frequency,  $\theta$  is the wave  
 134 direction, and  $S$  represents the source terms that are decomposed in dissipation processes,  
 135 wave-generation, and nonlinear wave-wave interactions. As a whole, the first term in the left-  
 136 hand side of the equation represents the evolution of the action density (basically the energy  
 137 density divided by the relative frequency) with respect to longitude and latitude on time, the  
 138 second and third terms represent the propagation of action in geographical space, the fourth  
 139 and fifth term represents shifting in frequency and direction (e.g. refraction), respectively,  
 140 caused by changes in depth and/or environment currents.

141 The source terms may be described based on generation, dissipation, and nonlinear processes  
 142 as

$$S = S_{in} + S_{ds,w} + S_{ds,b} + S_{ds,br} + S_{nl3} + S_{nl4} \quad , \quad 4 \quad 3)$$

143 where the terms on the right-hand side of the equation represent wave generation by wind  
 144 ( $S_{in}$ ), energy dissipation due to whitecapping ( $S_{ds,w}$ ), bottom friction ( $S_{ds,b}$ ), and depth induced

148 wave breaking ( $S_{ds,br}$ ), and nonlinear energy transfer through three- ( $S_{nl3}$ ) and four-wave  
 149 interaction ( $S_{nl4}$ ), respectively. Next we determine the grid, bathymetry, and boundary and  
 150 forcing conditions used in the simulations.

### 149 3.2 Grid and Bathymetry

155 The bathymetric grid was generated using the Delft3D modules RGFRID (Deltares, 2014b) and  
 156 QUICKIN (Deltares, 2014c). The regular grid consisted of 432 cells both in  $m$  and  $n$  directions  
 157 (Figure). The cells' resolution is approximately 741m by 824m, covering an area of about  
 158 113,950 km<sup>2</sup> (320km x 356km including the land area – which is not taken into account in the  
 159 simulations). The information about the grid, forcing, and boundary conditions are  
 160 summarized in Table 2.

161 The bathymetry was generated using several nautical charts of the Brazilian Navy (available at:  
 162 <https://www.marinha.mil.br/chm/dados-do-segnav/cartas-raster>) and also data from the  
 163 General Bathymetric Charts of the Oceans 2014 (GEBCO\_2014) (Weatherall et al., 2015).  
 164 GEBCO is a global terrain model for ocean and land available with a spatial resolution of 30 arc  
 165 seconds. Only GEBCO samples located in depths higher than 1000m were used, while the gaps  
 166 left have been filled using the Nautical Charts' information.

166 The Nautical charts are available in a Georeferenced Tagged Image File Format (GEOTIFF) so  
 167 that the points can be properly digitized. The charts number 1, 701, 705, 21700, 21800, and  
 168 21900 covered the study area and were therefore used in the digitization process performed  
 169 with the free software QuantumGIS (QGIS). The final result of the bathymetry is presented in  
 170 Figure.

167 Table 2: Grid characteristics and information about forcing and boundaries

$\Delta y$ (n-direction)	$\approx 824\text{m}$
$\Delta x$ (m-direction)	$\approx 741\text{m}$
Origin (lat;lon)	3.2°S ; 40.4°W
# of m-cells	432
# of n-cells	432
Grid Elements	186624
Bathymetry	Nautical Charts + GEBCO
Wind Forcing	ERA - Interim
Boundary Forcing	WW3

168

### 169 3.3 Wind and Wave Forcing

175 The reanalysis products generated by the European Center for Medium-Range Weather  
 176 Forecasts (ECMWF) using the ERA-Interim model (Dee et al., 2011) have been employed as  
 177 wind forcing. In that way, the meridional ( $v$ ) and zonal ( $u$ ) wind components, along with the  
 178 atmospheric pressure values at 10-m height were obtained from the ECMWF server. The  
 179 temporal and spatial resolutions of ERA-Interim results used as wind forcing were six hours  
 180 and 0.75° (for both latitude and longitude), respectively.

180 The wave data at the boundaries have been obtained from the WW3 hindcast database  
 181 provided by the Nacional Centers for Environmental Prediction (NCEP) with a spatial resolution  
 182 of 0.5° for both latitude and longitude, and with a temporal resolution of three hours  
 183 (available at <http://polar.ncep.noaa.gov/waves>). The wave parameters used as boundary  
 184 conditions were significant wave height ( $H_s$ ), peak period ( $T_p$ ), and peak direction ( $D_p$ ).

181 In Figure the wave boundary locations obtained from the NCEP WW3 are shown (as blue dots).



186 As their position in space was somewhat different from the grid borders, the WW3 boundary  
 187 conditions have been shifted to coincide with the nearest point located right on the grid  
 188 boundary. Within the whole dataset provided by the NOAA WW3 reanalysis, four specific  
 189 periods of time have been chosen based on wave parameters that could lead to different  
 190 interactions with the seamounts.

### 187 3.4 Simulated Time Periods

195 Long waves usually with their origin in the North Hemisphere often reach the Northeast coast  
 196 of Brazil (Innocentini et al., 2000; Pianca et al., 2010). We selected two months that have  
 197 presented these north incoming waves (October, 2014, and March, 2013) and two other with  
 198 southeast waves generated during the southern hemisphere's winter/spring (September,  
 199 2011, and August, 2007). For the incoming north and southeast swells, the simulations carried  
 100 out were set to start five days (spin-up time) before the beginning of the month to be studied.  
 101 Within the four simulated periods, four sub periods, or real cases, presenting diverse incoming  
 102 wave parameters were chosen.

102 Besides the real cases, an idealized simulation has been conducted using the highest peak  
 103 period observed by Pianca et al. (2010) as wave boundary data: 21.4s. The values for  $H_s$  and  
 104  $D_p$  were set as 3.2m and 315°. For the idealized run, the only source term activated was  
 105 bottom friction. In that way, the simulation basically reproduced a swell propagation in the  
 106 study area with no wind, wave-wave interactions, or any other external influence but the  
 207 interaction between swell conditions and the seamounts. The cases simulated were ranked  
 208 based on the incoming peak period and are shown in Table 3.

205 Table 3: Selected time periods to run the simulations are shown associated with the source terms utilized. The most  
 206 important wave parameters are displayed with their magnitudes as they arrived at the seamounts' area for the four  
 207 specific moments

CASE	SIMULATED MONTH/YEAR (DAY - HOUR)	SOURCE TERMS	$T_p$ (s)	$D_p$ (°)	$H_s$ (m)
1st	SEPTEMBER/2011 (04 - 2PM)	ALL	7.37	135	2.33
2nd	AUGUST/2007 (12 - 1AM)	ALL	9.46	105	2.33
3rd	OCTOBER/2014 (22 - 6PM)	ALL	12.14	355	2.67
4th	MARCH/2013 (30 - 9PM)	ALL	17.65	315	2.09
5th	IDEALIZED SITUATION	Bottom Friction Only	21.40	315	3.20

206

210 Moreover, a simulation comprehending the period from November 18th until December 31st,  
 211 2016 (period that coincide with buoy measurements inside the study area) have also been  
 212 conducted with the purpose of model calibration and validation and will be described in the  
 213 next section.

## 211 4. MODEL CALIBRATION

216 In contrast to the modelling approach proposed by Sosa et al. (2017), where no source terms  
 217 have been activated during the simulations (who also considered an idealized seamount), in  
 218 this paper we show "close to reality" results. To better represent reality, a calibration  
 219 procedure to verify the best combination of physical and numerical parameters inside the  
 220 study area has been applied. In that way, several model runs have been conducted, with the

216 best representation chosen based on the statistical estimates of root-mean square error  
217 (RMSE), mean absolute error (MAE), and the Pearson correlation coefficient ( $r$ ) (and associated  
218 p-value) between the *in situ* buoy data and the nearest SWAN grid point (Figure ). Even though  
219 the buoy was not located in the vicinity of the seamounts, the calibration procedure provided  
220 information on how reliable the simulations were when compared with the *in situ*  
221 measurements.

222 The data collected from a buoy (Figure shows the buoy location) deployed by a governmental  
223 funded program called National Program of Buoys (PNBOIA; available at  
224 <http://www.goosbrasil.org/pnboia>) has been used. The PNBOIA buoy (-3.21°S; -38.43°W; 200m  
225 depth) measured  $H_s$ ,  $T_p$ , and mean wave direction ( $D_m$ ) within many other atmospheric and  
226 oceanographic parameters for 20 minutes every three hours and was used as reference to  
227 assess the model performance. As the directional characteristics have been measured relative  
228 to the magnetic north, a correction procedure was performed based on the local magnetic  
229 declination (-20.59°) for the period (extracted from <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/>  
230 using the IGRF model). Data spikes due to equipment malfunctioning were identified and  
231 excluded.

#### 232 4.1 Model Calibration Results

233 In Figure A, 2B, and 2C all the runs are represented together with the measured data for  $H_s$ ,  
234  $T_p$ , and  $D_m$ , respectively. The mean wave direction was mainly from the East (ESE to E) with a  
235 period where the north incoming swell dominated (from 08/12 until the 14th). The variation in  
236 the magnitude of the peak period when the north swell arrives is very noticeable. Analyzing in  
237 a general way the performance of SWAN for each of the three parameters we can see that the  
238  $H_s$  was slightly underestimated as well as the  $T_p$  and the  $D_m$ . The worst performance occurred  
239 for the peak period,  $T_p$ ; it varied strongly in short periods of time and the model could not  
240 reproduce these short time scale variations properly. Even if we consider the correlation  
241 coefficient for  $T_p$  as moderate ( $r = 0.41$ ), it is undeniable that the model reproduced the real  
242 conditions satisfactorily for all the parameters evaluated.

243 Based on the results, the most significant differences occurred when different whitecapping  
244 equations were used. Delft3D-WAVE provides two options (Komen et al., 1984; van der  
245 Westhuysen et al., 2007) and both were tested by us. The best results were associated with  
246 the van der Westhuysen et al. (2007) formulation.

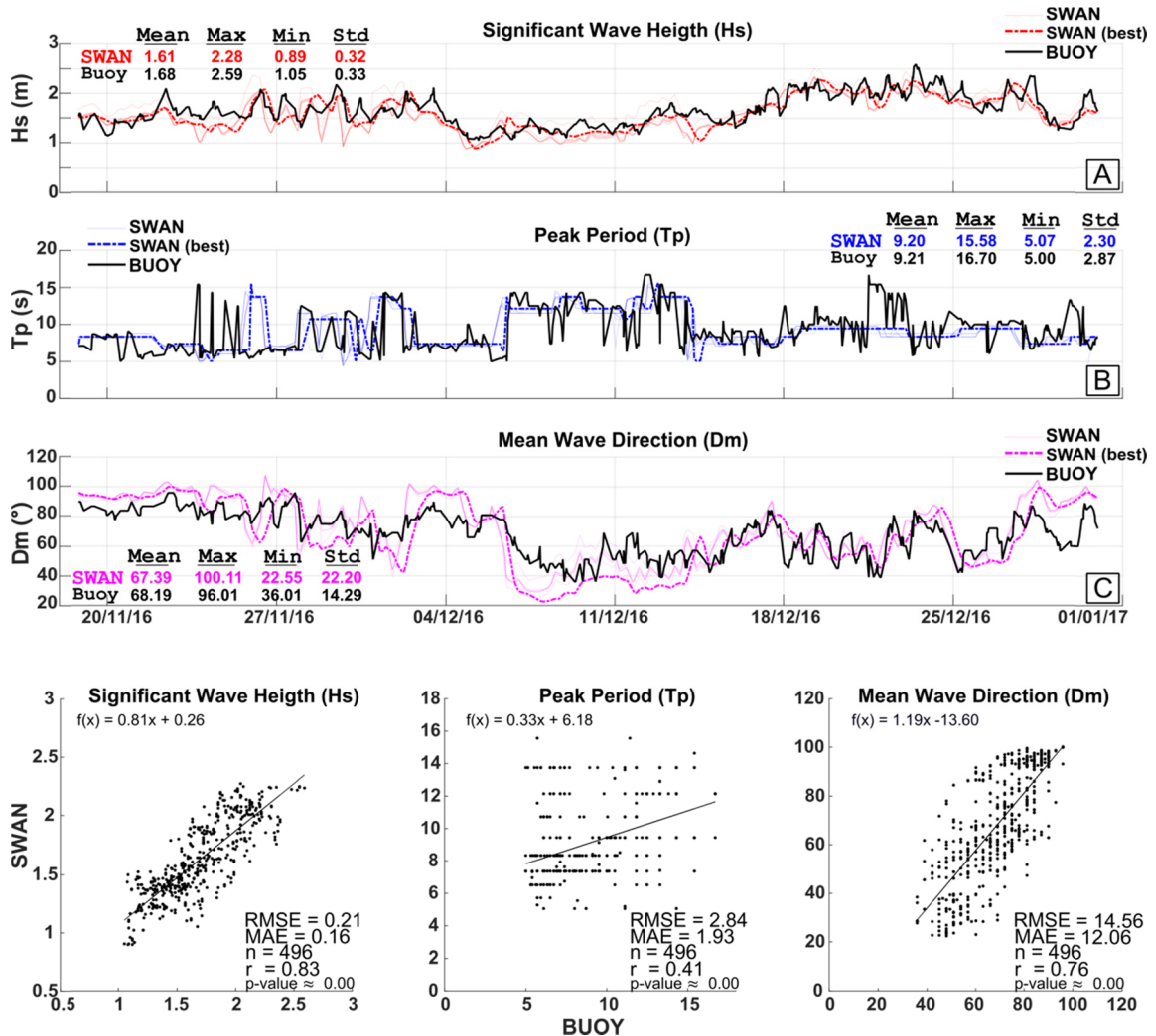
247 Because during waves propagation in deep-water the only dissipation source is whitecapping  
248 (Rogers et al., 2003; van der Westhuysen et al., 2007), discrepancies between the two  
249 formulations were expected. When the equation proposed by Komen et al. (1984) was  
250 activated, the simulation led to an overestimation of the significant wave height. The van der  
251 Westhuysen (2007) term showed a better agreement with the observational data for all of the  
252 parameters considered ( $H_s$ ,  $T_p$ , and  $D_m$ ).

253 With respect to the numerical parameters, frequency and direction resolutions, the results  
254 have not varied as much as observed when applying different whitecapping formulations. Even  
255 though a small improvement in the simulations is observed if higher spectral resolutions are  
256 used, the resulting computational time increases significantly. Under those circumstances, the  
257 best run has been chosen based both on how good was the agreement with the *in situ* data  
258 and on the computational efficiency.

259 In order to best represent real environmental conditions, all the processes of wave generation,  
260 dissipation, and nonlinear wave interactions have also been activated. All the numerical

265 parameters except the percentage of wet grid points (changed from 98% to 97%) were set as  
 266 in the default configuration since no significant differences were observed in the simulations in  
 267 which those values had been changed. The model configuration used in the best simulation is  
 268 shown in Table 4.

270 The RMSE, MAE, and Pearson correlation values for the best simulation are shown in the  
 271 scatter plots of Figure , with a very good agreement compared to the buoy measured values.  
 272 Since the model results agreed very well with the observed *in situ* conditions even with  
 273 considerable swell variations, the model setting found here has been maintained and used to  
 274 run the real cases.



271  
 277 Figure 2: A) Black and red lines represent the  $H_s$  buoy measurements and best modeled results, respectively. B)  
 278 Black and blue lines represent the  $T_p$  buoy measurements and best modeled results, respectively. C) Black and  
 279 magenta lines represent the  $D_m$  buoy measurements and best modeled results, respectively. The plots with higher  
 280 transparency levels are the representation of all the other runs that were conducted. In the scatter plots, the best  
 281 run results are plotted against the buoy measurements and the RMSE, MAE, and the Pearson Correlation coefficient  
 282 shown as well as the best linear regression fit.

278  
 279  
 280  
 281

282

283

Table 4: Physical and numerical parameters used in the SWAN run that better represented reality

<b>Mode</b>	Nonstationary	<b>VARIOUS</b>	Refraction	Activated
<b>Time Step</b>	30 minutes		Frequency Shift	Activated
<b>Time Interval</b>	60 minutes		Directional Space	Circle
<b>CONSTANTS</b>			Number of Directions	36
Gravity	9.81m/s		Lowest Frequency	0.02
Water Density	1025km/m <sup>3</sup>		Highest Frequency	1
Convention	Nautical		Number of Frequency Bins	24
Forces	Wave Dissipation 3D	<b>NUMERICAL PARAMETERS</b>	Directional Space (CDD)	0.5
<b>PROCESSES</b>			Spectral Space (CSS)	0.5
Depth Induced Breaking $\alpha = 1.00$ ; $\gamma = 0.73$ (B&J)			Relative Change (Hs-Tm01)	0.02
Non-Linear Triads (LTA)	Activated		Percentage of Wet Grid Points	97
Bottom Friction	JONSWAP (0.038m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup> )		Relative change w.r.t. (Hs)	0.02
Diffraction	Activated		Relative change w.r.t. (Tm01)	0.02
Wind Growth	Activated		Maximum number of Iterations	15
Whitecapping (Van der Westhuysen)				

284

285

## 5. RESULTS AND DISCUSSION

291

292

293

294

295

296

After determining the best numerical and physical parameters for the study area based on the calibration procedure, the real cases were then simulated. As the processes identified over the seamounts and on the surrounding waters are going to be explained based on different figures, here we first explain what the figures themselves are reproducing. In Figure A the zoomed area (defined in Figure) is presented with the respective depth contours. Figure B-3E show the  $H_s$  contour plots for the four real cases simulated and summarized in Table 3.

295

296

297

298

Moreover, Figure -6 represent the bathymetry and the processes occurring over and around seamounts one, two, and three, respectively. Figure A, Figure A, and Figure A show the  $H_s$  contour plots over the aforementioned seamounts for the 2nd, 4th, and 3rd simulated cases, respectively.

202

203

204

205

206

307

308

Next, the  $H_s$  contour with the peak direction vectors background for the 2nd, 4th, and 3rd cases and seamounts one, two, and three, respectively, are shown in Figure B, Figure B, and Figure B. Figure C, Figure C, and Figure C display the depth contours for the specified seamounts; and in Figure D, Figure D, and Figure D the depth contours are illustrated in the background of the peak direction vectors. In addition to the contour maps, the  $H_s$  plots in Figure E, Figure E, and Figure E represent the magenta transects displayed in Figure A and 4C, Figure A and 5C, and Figure A and 6C, respectively.

304

305

Besides the real cases represented in Figure -Figure , the idealized condition simulated is shown in Figure and Figure .

305

### 5.1 Significant Wave Height

309

310

311

312

Analyzing the  $H_s$  in Figure B to 3E, it is possible to see changes caused by the interaction with seamounts one and two in all cases based on the height variations right below numbers one and two. However, for seamount three the interaction does not occur for the incoming wave period of 7.37s. For the minimum depth of seamount, there is an incoming wave period limit

309 between 7.37s (wavelength -  $\lambda$  - of 84.85m calculated using the deep-water wavelength  
310 expression –  $\lambda = gT^2/2\pi$  (Holthuijsen, 2007)) and 9.46s ( $\lambda = 139.8\text{m}$ ) that determines whether  
311 the interaction occurs or not.

312 Considering that the waves start to feel the bottom at depths half of the incoming wavelength  
313 (Holthuijsen, 2007; Komar, 1976), the lower limit of the wave period in order for the  
314 interaction between seamount three and the incoming wave to exist is around 8.25s ( $\lambda =$   
315  $106.28\text{m}$ ), while for seamounts one and two, the minimum period is 2.62s and 3.62s,  
316 respectively. In Figure C, the incoming waves arriving with a peak period of 9.46s already show  
317 a low increase in wave height on the shallowest portion of seamount three, while for  
318 seamounts one and two the alterations in  $H_s$  were already well developed for wave periods of  
319 7.37s (Figure A).

320 The observed wave height changes over the seamounts follows the effects expected when  
321 waves propagate from deep to intermediate (and shallow - when applied) waters. Thus,  
322 according to Holthuijsen (2007), in the process of shoaling, the decreasing water depth will  
323 first have a negative impact on the incoming wave height as the phase velocity diminishes and  
324 the group velocity slightly increases. After the “first impact”, the group velocity will also  
325 decrease. Before the breaking occurs in very shallow waters, the second shoaling effect takes  
326 place: a shortening in wave length that leads to an increase in wave height in order for energy  
327 to be conserved.

328 In all the simulated cases where the interaction occurred, the same pattern could be observed:  
329 lower wave height over the flanks of the seamounts and higher waves on the shallowest parts  
330 of the seamounts. The height changes represent in that way the shoaling processes as defined  
331 above. The decrease in wave height can be observed in the  $H_s$  contours of Figures 3-Figure . In  
332 these situations, the wave height decrease as the waves arrive at intermediate depths on the  
333 flanks of the seamounts is promptly followed by an increase right over the seamounts’  
334 summits. Considering that seamounts are isolated features and have a limited area susceptible  
335 to the interactions with the incoming waves, both shoaling effects mentioned have their  
336 effects shortened in time (less time “feeling the bottom”) and in space (less interaction area)  
337 when compared to waves propagating over continental shelves.

338 Besides the effects on wave height over the flanks and also on the top of the seamounts, there  
339 is shadow zone generation expanding for several kilometers on the downstream area.  
340 According to Sosa et al. (2017), the shadow zone, also observed in their work, is a consequence  
341 of both refraction and dissipation over the seamounts. In this work, the shadow zone can be  
342 observed in Figures 3B to 3E, Figure A, Figure A, Figure A, Figure B, and 8B.

343 The significant wave height plots also contribute to visualize both the increase and the  
344 decrease in wave height. In Figures 4E, 5E, 6E, 7A, and 8A all the magenta lines plots show the  
345 augmentation and diminution in wave height as previously mentioned.

346 Based on the processes and consequences referred, one of the  $H_s$  cross-seamount profiles  
347 summarized basically all of them. In Figure A, Figure C, and 6E the numbers from one to five  
348 indicate changes in  $H_s$  as a consequence of different processes. Numbers one and two are  
349 different representations of waves that have been modified by seamount two on their way  
350 towards seamount three. As it is shown, the modified waves traced by the red  $H_s$  contour  
351 (Figure A – indicated by number two) reach seamount three, which result in a wave field  
352 altered by two different seamounts. Number three dark red contour over the shallowest  
353 portion of the seamount represents the maximum wave vertical displacement, while the part

354 of the curve referred by numbers four and five constitute the shadow zone generated after the  
355 waves have propagated over the seamount in question.

356 Furthermore, the effect indicated by numbers one and two in Figure A proves that the  
357 geological setting of the area provides the opportunity for the interaction between waves that  
358 have been modified by two seamounts. Depending on the characteristics of the incoming  
359 East/Southeast swells that reach the study area, waves that have been modified after their  
360 passage over seamount two may reach seamount one. As an example, in Figure C the  
361 extension of the seamount two generated a shadow zone large enough to reach seamount  
362 one. The same situation happens with swells coming from North. In Figure D and Figure E it is  
363 possible to observe that the modified waves that have propagated over seamount one and  
364 also over seamount two reach seamount three. In addition, the aforementioned wave height  
365 contours presented in Figure A and the significant wave height behavior over the seamount  
366 three cross-section in Figure E stand by this interaction pattern.

367 The processes occurring over and around the seamounts have also to be accounted for the  
368 topographic characteristics of the seamounts shallower part. In the interval between numbers  
369 two and three in Figure E some small variations in wave height occur. Likewise, different  
370 effects can be observed as the waves propagate over the shallowest portions of seamount one  
371 (Figure A, Figure C, and 8C) and also over seamount two (Figure A). The belief in this  
372 topographic influence comes after analyzing several wave height curves over different profiles  
373 and all of them showed small variations right above the rugged summits. As the length of the  
374 shallower portion of the seamounts is of dozens of square kilometers, this influence is not only  
375 possible, as it is the only explanation for the small variations together with wave-wave  
376 interactions. To prove the effects related to the topography of the seamounts, the cross-  
377 seamount profile presented in Figure C shows how rugged the top of these underwater  
378 mountains can be.

379 Also on the topographic effect relative to the incoming wave parameters, in Figure D and 3E it  
380 is possible to see on the downstream flank of seamount one a strong decrease in wave height  
381 that is not observed at the other seamounts and it is also not observed in the same seamount  
382 when the incoming waves arrive with a lower period from the east quadrant (Figure A and 3B).  
383 Hence, the waves refract and shoal differently depending on the incoming wave parameters  
384 relative to the topographic characteristics of the seamounts.

385 The schematic representations in Figure C and 8C are good summaries for the modifications in  
386 wave height caused by the seamounts as waves propagate over them. In the significant wave  
387 height plots, the decrease in  $H_s$  as the waves reach intermediate waters on the upstream  
388 flanks, the shadow zone generated in the downstream flank and the increase in wave height  
389 over the shallowest portion of the seamount are all easily seen.

### 390 **5.1.1 Maximum Wave Vertical Displacement over the Seamounts**

391 We have also investigated the maximum vertical displacement achieved by the incoming  
392 waves in the four real cases as well as in the idealized one. In order to calculate the vertical  
393 positive displacement, the  $H_s$  before the waves reached the seamounts area of influence was  
394 subtracted from the maximum observed height over the seamounts.

395 The results are shown in Table 5. As expected, the highest waves occurred for longer wave  
396 peak periods. In the idealized case, with wave peak period of 21.4s, there was a maximum  
397 increase in wave height of 43.7%, 27.8%, and 22.0% for seamounts one, two, and three,  
398 respectively. If we consider that in the idealized case no source terms besides bottom friction

399 were activated, the resultant increase in height is due solely to the effect of the seamounts on  
400 the waves passing over it.

401 For the more realistic cases, the maximum increase in wave height reached 25.3%, 15.8%, and  
402 9.1% for seamounts one, two, and three, respectively. In this situation, the dissipative source  
403 terms (e.g. whitecapping) stand as important height controllers over and also on the  
404 surroundings of the seamounts.

405 The interaction with all the seamounts in the area was expected to be the strongest for the  
406 idealized situation based on the wave period/length and the fact that no dissipation source  
407 terms besides the bottom friction were activated. The increase in wave height in that situation  
408 proved to be the highest.

## 409 5.2 Wave Direction

410 The changes in significant wave height caused by the interaction between seamounts and the  
411 incoming wave fields have already been presented. It is also important to point out how waves  
412 change direction interacting with seamounts. In that sense, refraction can be defined as the  
413 shift in wave direction towards shallower water as a consequence of the lateral changes in  
414 phase speed along the wave crest induced by variations in water depth (Holthuijsen, 2007).  
415 The refraction may lead to an increase or a decrease in wave height.

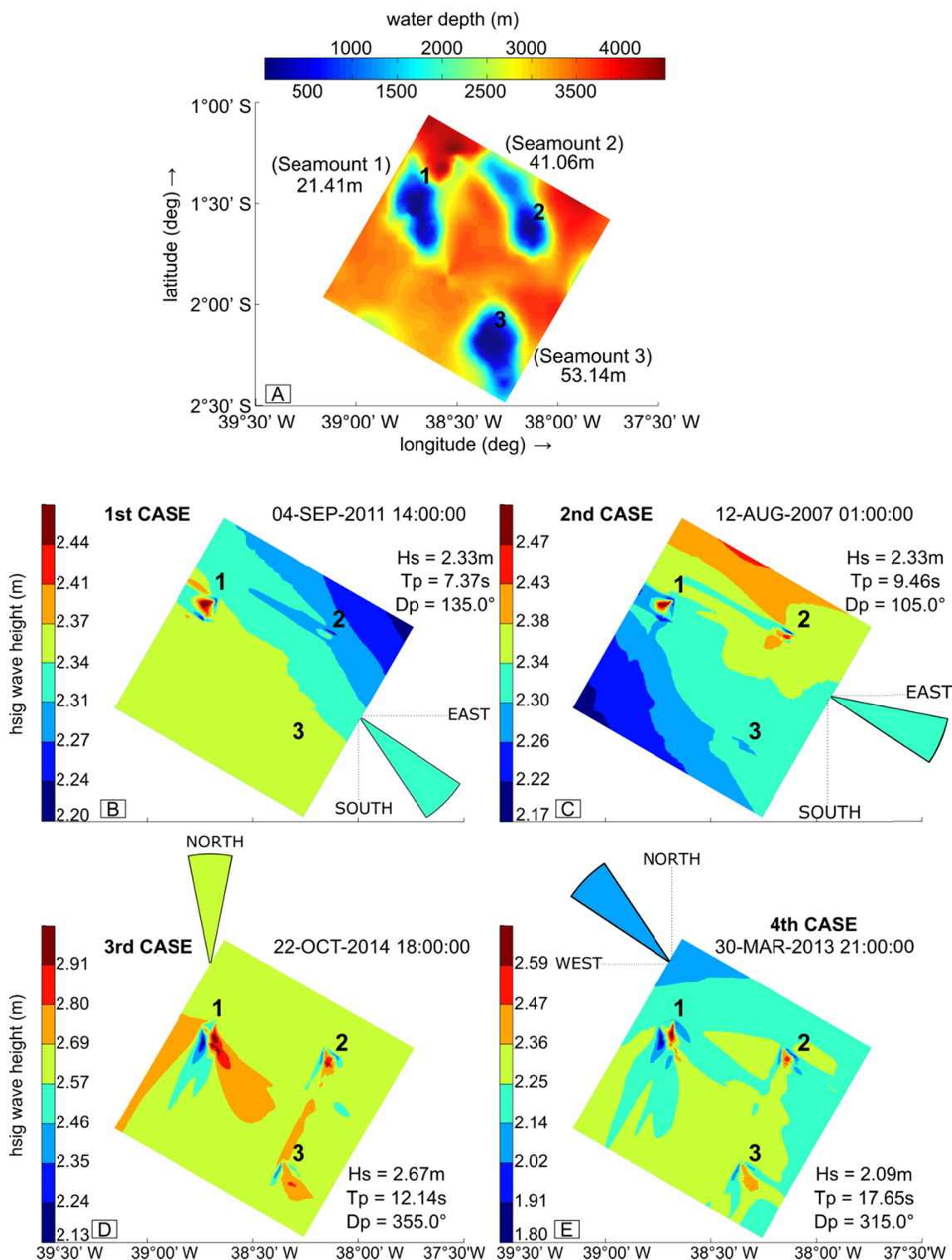
416 As mentioned before, Figure B, Figure B, and Figure B represent the peak direction vectors  
417 over the  $H_s$  contours while Figure D, Figure D, and Figure D represent the peak direction  
418 vectors over depth contours. When we analyze those figures together, it is possible to see the  
419 most commonly observed patterns in terms of wave refraction in this study: as the waves  
420 approach the intermediate waters on the flanks of the seamounts the refractive effects start  
421 to bend the wave towards the shallowest portions of the seamounts. In the figures, this is  
422 represented by a convergence of the peak direction vectors.

423 The variations in wave direction are normally accompanied by changes in wave height: in the  
424 beginning of the convergence process on the flanks, the  $H_s$  decrease is its signature, followed  
425 by an increase in wave height right over the shallowest portions of the seamounts. The  
426 convergence towards the center of the seamount is also observed in the figure showing the  
427 mean wave direction vectors in the more realistic case on the work of Sosa et al. (2017).

428 Another interesting feature is that the  $Dp$  keeps its new characteristics while propagating on  
429 the downstream area (a.k.a. shadow zone). This fact can be observed in the dark red contour  
430 in Figure A and Figure B (indicated by number 2) that shows both different significant wave  
431 height and peak direction when compared to the surrounding incoming waves, respectively. In  
432 Figure D and Figure D the same pattern can be observed as the waves travel away from the  
433 seamounts.

434 Analogously to the effects observed in this work, it is possible to take the example of  
435 sandbanks or other underwater morphologic features (e.g. marine terraces, beach rock  
436 outcrops) in shelves presenting complex bottom topography. In the shelves' case, the bottom  
437 elevations work as lenses and refract the incoming waves. Besides the fact that over the  
438 shelves the waves propagate solely over intermediate and shallow waters, the bottom  
439 elevations also tend to converge the waves. The refraction patterns on shelves have been  
440 mainly analyzed through refraction/wave ray diagrams (e.g. Robinson 1980; Peregrine 1983;  
441 MacDonald and O'Connor 1994; Speranski and Calliari 2001) providing a better understanding  
442 on wave focusing along shorelines. In that way, one may consider the seamounts' influence on

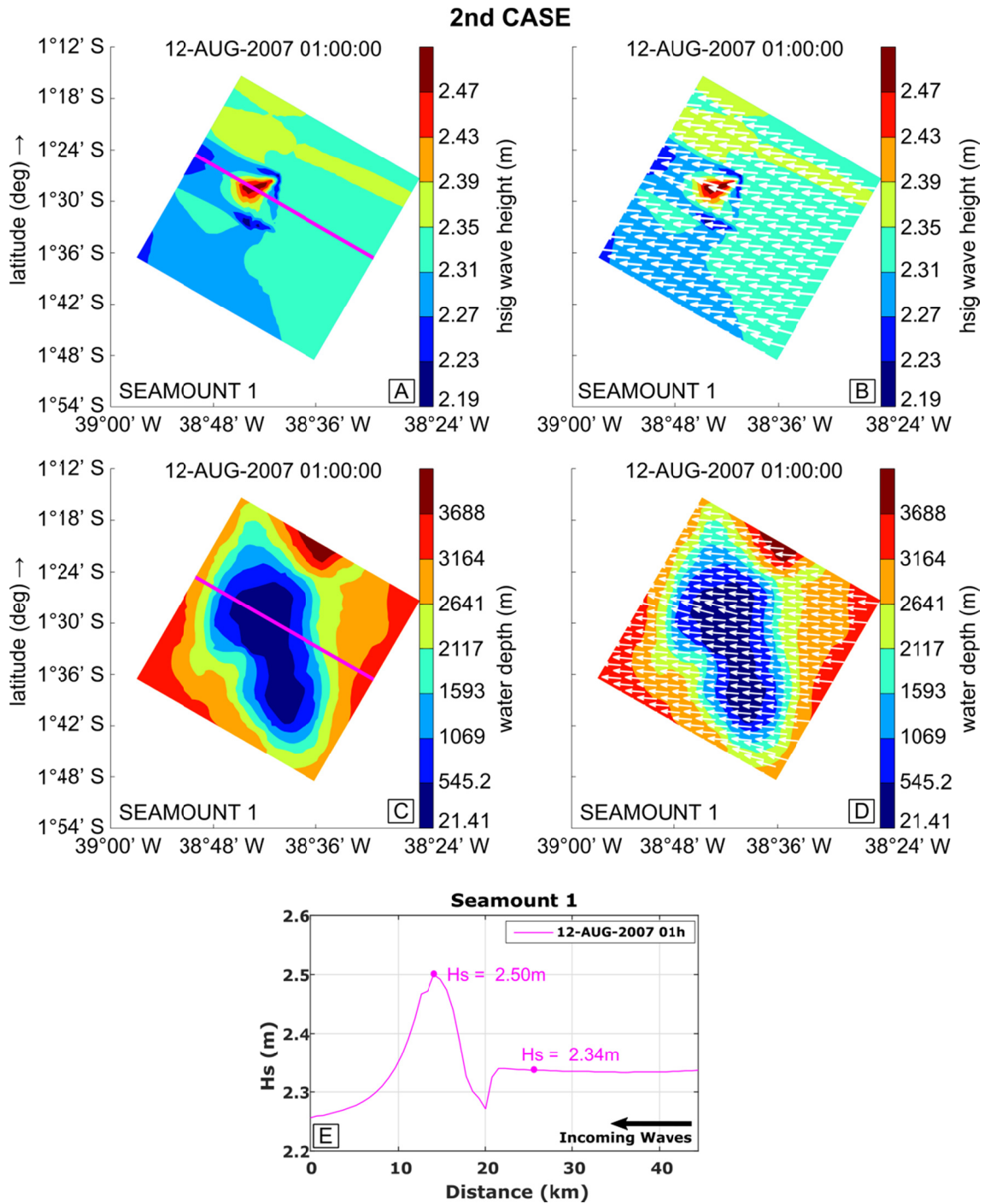
445 surface wind waves an analogous to a continental shelf “convex lens” as the refractive  
 446 processes alter the incoming waves in a similar way.



446  
 451 Figure 3: A) Depth contours of the zoom area shown in Figure displaying the minimum depths for seamounts one,  
 452 two, and three. B) to E) show the Hs contours for each of the four moments selected and the wave field  
 453 characteristics on the corresponding rose representation. The numbers from 1 to 3 over the Hs plots represent the  
 454 proximity of seamounts one, two, and three, respectively. Generally, the height changes over the seamounts are  
 455 positive if the Hs contours tend to red, and negative if the colors tend to blue

452





453

457

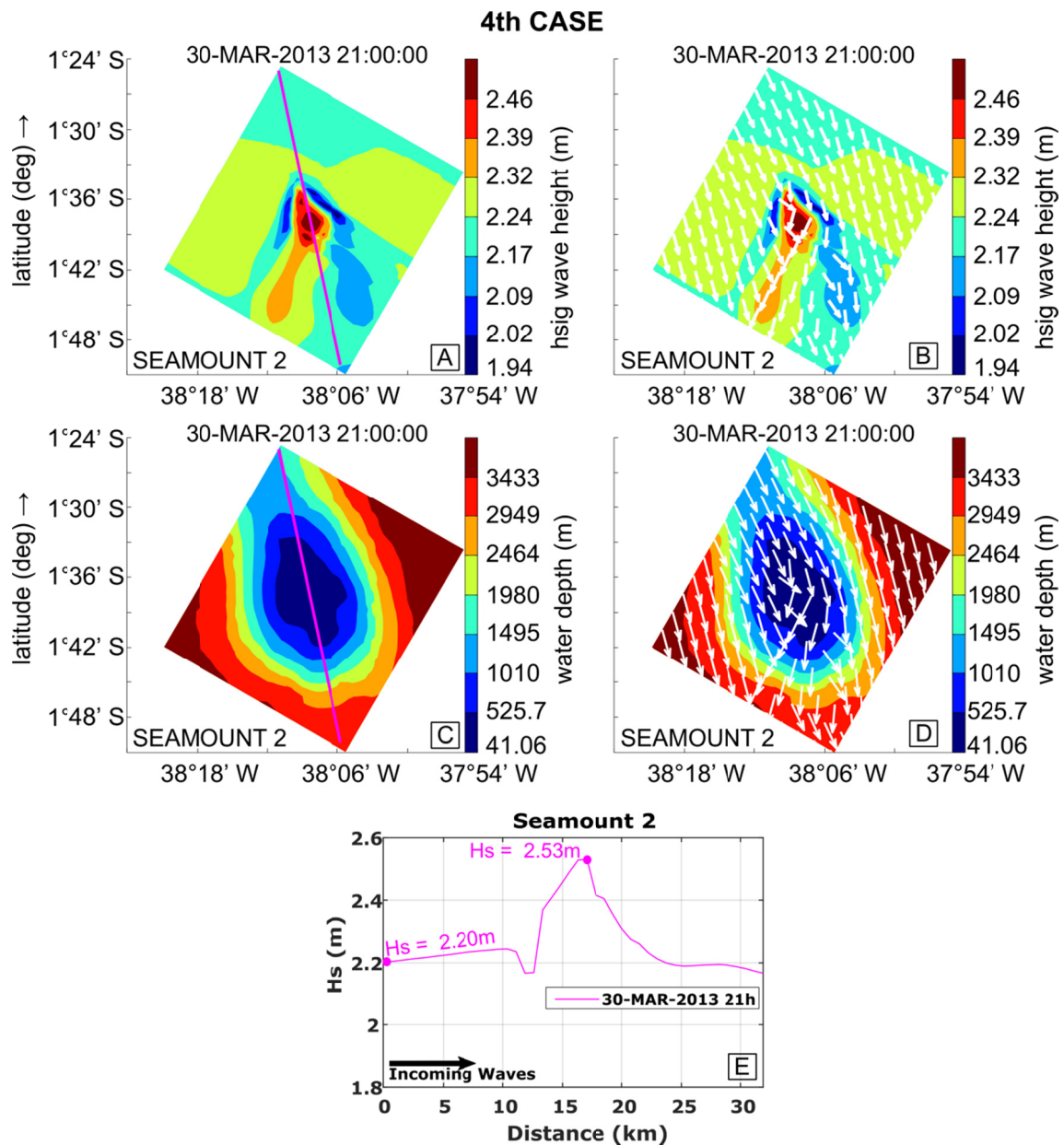
458

459

460

Figure 4: A) Zoomed seamount one area (as shown in Figure) showing  $H_s$  contours and transect. B)  $D_p$  vectors over  $H_s$  contours. C) Zoomed seamount one area (as shown in Figure) showing depth contours and transect. D)  $D_p$  vectors over depth contours. E) Transect (represented by the magenta line in Figure A and 4C) over seamount one and associated significant wave height values.

458



459

463

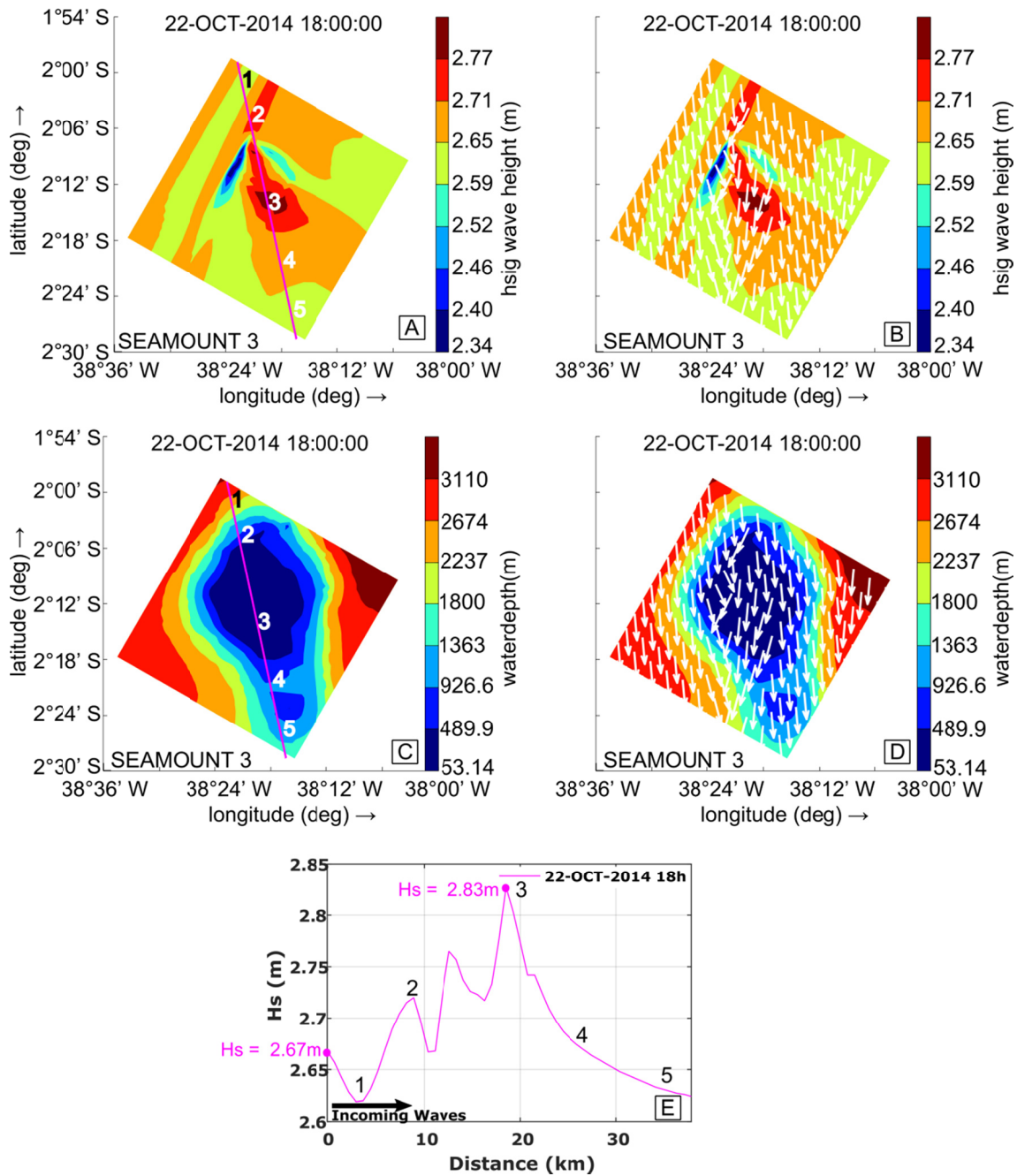
464

465

466

Figure 5: A) Zoomed seamount two area (as shown in Figure) showing  $H_s$  contours and transect. B)  $D_p$  vectors over  $H_s$  contours. C) Zoomed seamount two area (as shown in Figure) showing depth contours and transect. D)  $D_p$  vectors over depth contours. E) Transect (represented by the magenta line in Figure A and 5C) over seamount two and associated significant wave height values.

3rd CASE



464

469

470

471

472

473

470

471

472

473

474

475

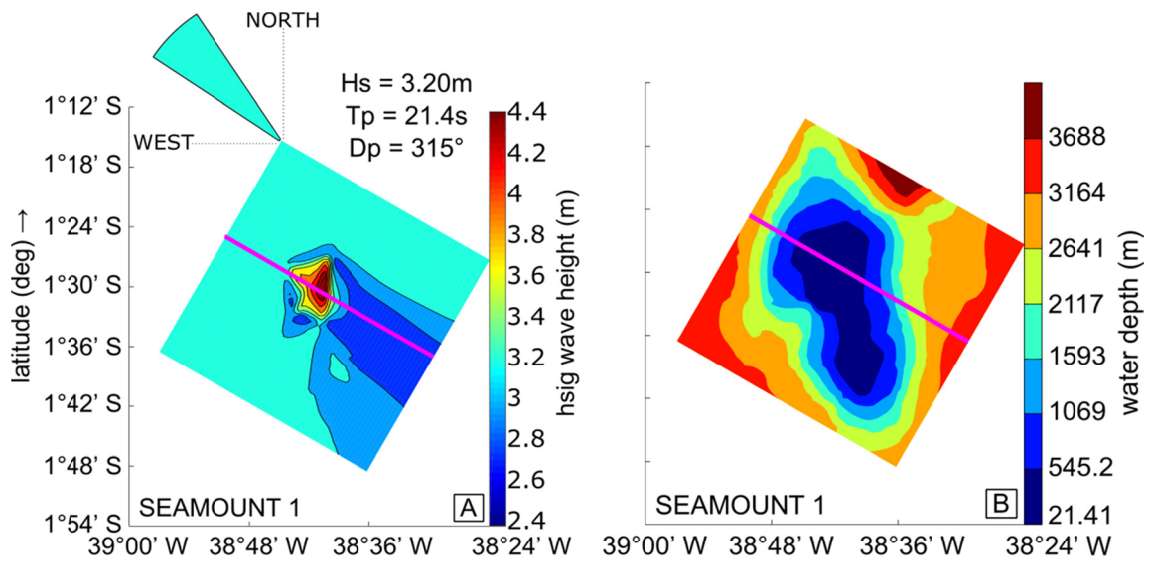
Figure 6: A) Zoomed seamount three area (as shown in Figure) showing  $H_s$  contours and transect. B)  $Dp$  vectors over  $H_s$  contours. C) Zoomed seamount three area (as shown in Figure) showing depth contours and transect. D)  $Dp$  vectors over depth contours. E) Transect (represented by the magenta line in Figure A and 6C) over seamount three and associated significant wave height values. The number indicated in Figure A, 6C, and 6E represent different processes as explained in the text

476 Table 5: Maximum wave vertical displacement for seamounts one, two, and three for the studied cases

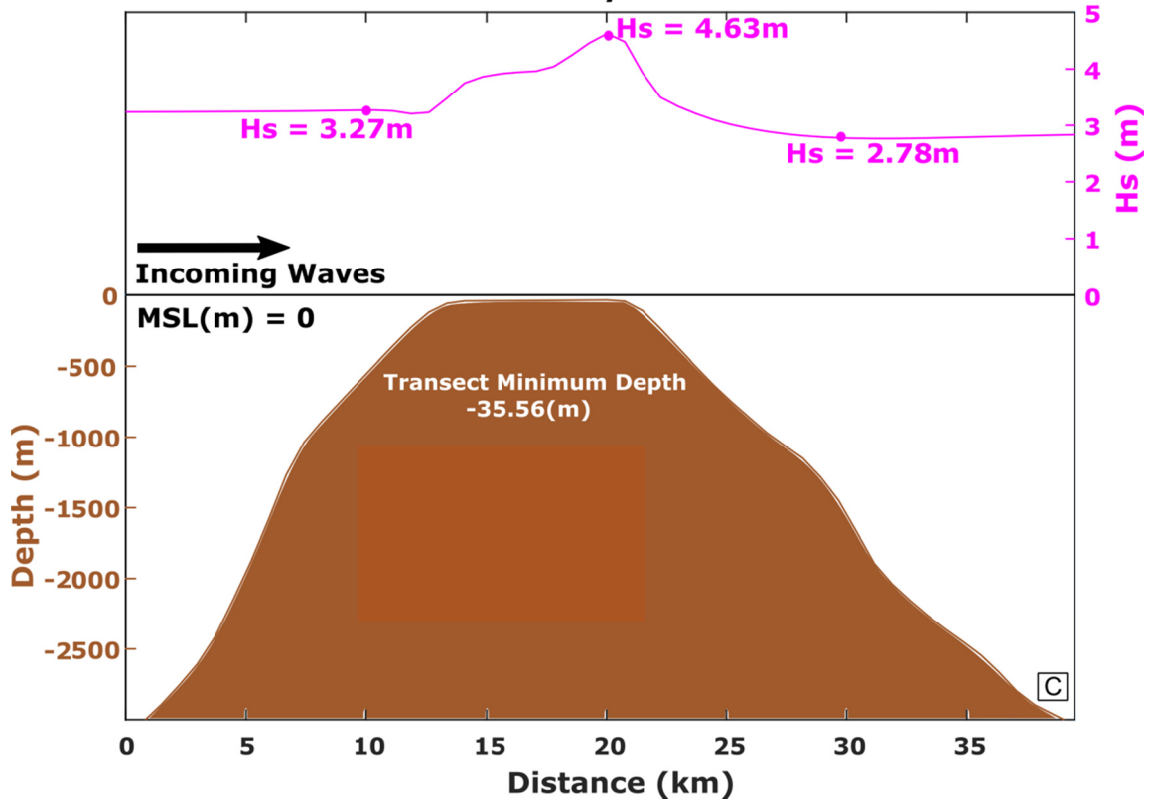
**MAXIMUM VERTICAL DISPLACEMENT (m)**

	<b>Seamount 1 (21.41m)</b>	<b>Seamount 2 (41.06m)</b>	<b>Seamount 3 (53.14m)</b>
<b>1st Case (7.37s)</b>	0.13	0.06	-----
<b>2nd Case (9.46s)</b>	0.16	0.10	0.015
<b>3rd Case (12.14s)</b>	0.30	0.33	0.16
<b>4th Case (17.65s)</b>	0.53	0.33	0.19
<b>5th Case (Idealized - 21.4s)</b>	1.40	0.89	0.71

477



**Seamount 1/Transect 1**



478

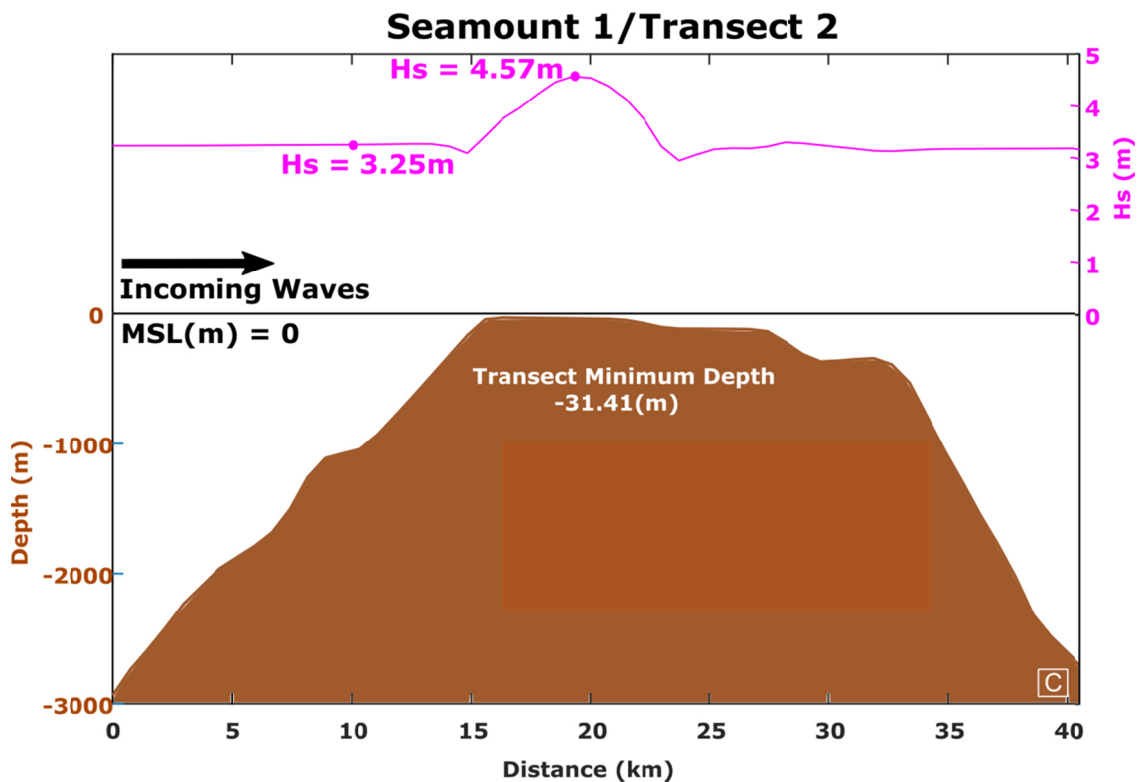
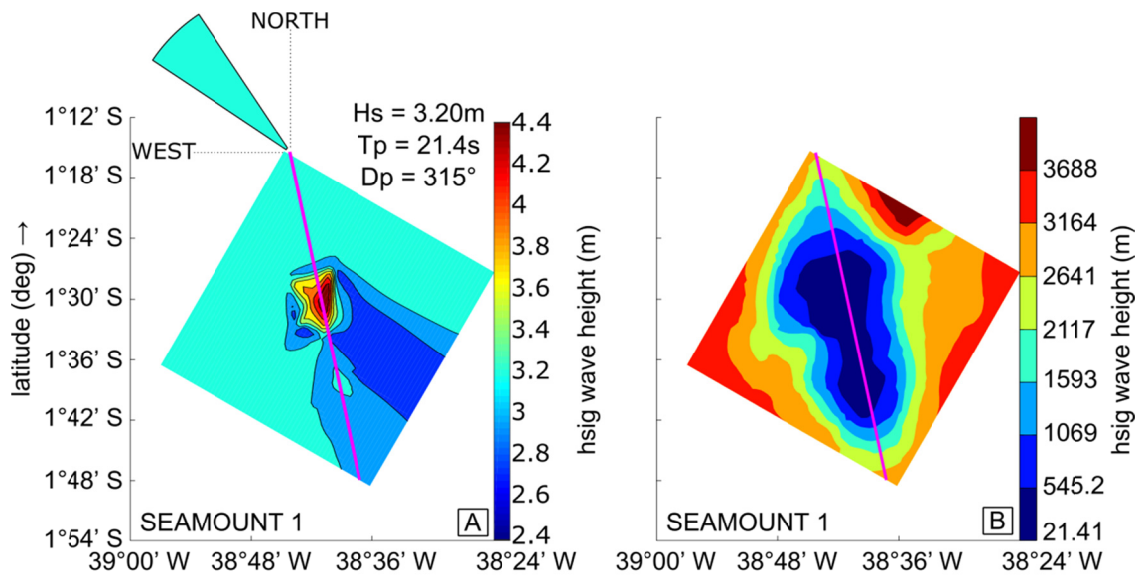
482

483

484

485

Figure 7: A)  $H_s$  contour plot of the idealized situation with the transect (magenta) represented in Figure C. B) Depth contour plot with the transect represented in Figure C. C) Schematic profile (not in scale) of a north incoming swell reaching seamount number one. The left hand y-axis shows the depth as used in the bathymetric grid, while the right hand y-axis shows the wave height values for the idealized situation.



483

487

488

489

490

Figure 8: A)  $H_s$  contour plot of the idealized situation with the transect (magenta) represented in Figure C. B) Depth contour plot with the transect represented in Figure C. C) Schematic profile (not in scale) of a north incoming swell reaching seamount number one. The left hand y-axis shows the depth as used in the bathymetric grid, while the right hand y-axis shows the wave height values for the idealized situation.

488

## 6. CONCLUSIONS

494

495

496

497

498

499

The present work intends to establish general patterns as a consequence of the multiple interaction between seamounts and surface wind waves in Northeast Brazil using numerical modelling tools. For the deepest seamount in the area (54m), a minimum wave period of 8.25s was found to be necessary in order for the interactions to occur, while for the two shallowest ones (21m and 41m) the interactions take place for the minimum incoming wave peak period analyzed (7.37s).

495

For an idealized condition, with no source terms besides bottom friction, the maximum vertical



495 displacement was found for seamount one and accounted for approximately 43.7% of the  
 496 incoming wave height. Considering the real conditions, the maximum increase observed was of  
 497 25.3% indicating that other processes regarding wave dissipation influence the waves over and  
 498 on the areas surrounding the seamounts.

499 In the situations where the interaction occurred, a similar pattern has been observed for all  
 500 the seamounts: a decrease in wave height over the flanks and higher waves over the  
 501 shallowest part of the seamount. In that sense, the shoaling effect acted on diminishing the  
 502 wave height as the waves first started to interact with the bottom on the flanks of the  
 503 seamounts followed by a wave increase.

504 The generation of a shadow zone with the size controlled by the seamounts' depth and the  
 505 incoming wave parameters has been also observed. The shadow zone appeared in the  
 506 downstream area of the seamounts and varied in shape and size also due to topographic  
 507 characteristics relative to the incoming waves.

508 Moreover, the geological setting of the area studied propitiates multiple interaction between  
 509 waves and two or even three seamounts. Depending on the incoming wave direction and  
 510 period, E-SE swells going towards seamount one may be modified after passing over seamount  
 511 two. In a similar manner, NW-N swells may be modified by seamounts one and two before  
 512 reaching seamount number three.

513 The fact that the interactions between wind-waves and seamounts in Northeast Brazil  
 514 appeared to be responsible for a  $H_s$  increase of 43.7% for wave periods up to 21s, must be  
 515 taken in consideration for navigation and offshore operations. Besides, there are  
 516 consequences both in wave height and wave direction that affect wave propagation for dozens  
 517 or even hundreds of kilometers. The effects observed using numerical modelling tools are  
 518 possibly replicable for seamounts around the world prone to the interaction with wind waves  
 519 and may help explain unusual patterns of wave propagation on deep water around the globe.

## 520 **7. ACKNOWLEDGEMENTS**

521 The first author would like to thank CAPES for the scholarship provided as part of the National  
 522 Academic Excellence Support (Programa Nacional de Excelência Acadêmica – PROEX). Leandro  
 523 Farina acknowledges support from the project ROAD-BESM – REGIONAL OCEANIC AND  
 524 ATMOSPHERIC DOWNSCALING/CAPES (88881.146048/2017-01).

## 525 **8. BIBLIOGRAPHY**

- 526 Baines, P.G., 2007. Internal tide generation by seamounts. *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res.*  
 527 *Pap. 54*, 1486–1508. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2007.05.009>
- 528 Booij, N., Ris, R.C., Holthuijsen, L.H., 1999. A third-generation wave model for coastal regions:  
 529 1. Model description and validation. *J. Geophys. Res.* 104, 7649–7666.  
 530 <https://doi.org/10.1029/98JC02622>
- 531 Codiga, D.L., Eriksen, C.C., 1997. Observations of low-frequency circulation and amplified  
 532 subinertial tidal currents at Cobb Seamount. *J. Geophys. Res.* 102, 22,993-23,007.
- 533 Corrêa, I.C.S., Weschenfelder, J., 2015. Fisiografia do Fundo Oceânico, in: Castello, J.P., Krug,  
 534 L.C. (Eds.), *Introdução Às Ciências Do Mar*. Editora Textos, Pelotas, pp. 44–73.
- 535 Coutinho, P.D.N., 1996. Levantamento do estado da arte da pesquisa dos recursos vivos  
 536 marinhos do Brasil. *Oceanografia Geológica (Costa Nordeste)*, Programa Revizee.
- 537 Dee, D.P., Uppala, S.M., Simmons, A.J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U.,  
 538 Balsameda, M.A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L.,  
 539 Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A.J., Haimberger, L.,  
 540 Healy, S.B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M.,

- 541 Mcnally, A.P., Monge-Sanz, B.M., Morcrette, J.J., Park, B.K., Peubey, C., de Rosnay, P.,  
 542 Tavolato, C., Thépaut, J.N., Vitart, F., 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and  
 543 performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137, 553–597.  
 544 <https://doi.org/10.1002/qj.828>
- 545 Deltares, 2014a. Delft3D-WAVE User Manual. WL | Delft Hydraulics, Delft, The Netherlands.  
 546 Deltares, 2014b. Delft3D-RGFGRID User Manual. WL | Delft Hydraulics, Delft, The Netherlands.  
 547 Deltares, 2014c. Delft3D-QUICKIN User Manual. WL | Delft Hydraulics, Delft, The Netherlands.
- 548 Eriksen, C.C., 1998. Internal wave reflection and mixing at Fieberling Guyot. *J. Geophys. Res.*  
 549 103, 2977–2994. <https://doi.org/10.1029/97JC03205>
- 550 Fisher, A.T., Wheat, C.G., 2010. Seamounts as Conduits for Massive Fluid , Heat , and Solute  
 551 Fluxes on Ridge Flanks. *Oceanography* 23, 74–87.
- 552 Garrett, C., 2003. Internal Tides and Ocean Mixing. *Science* (80- ). 301, 1858–1859.
- 553 Hillier, J.K., Watts, A.B., 2010. Global distribution of seamounts from ship-track bathymetry  
 554 data. *Geophys. Res. Lett.* 34, 1–5. <https://doi.org/10.1029/2007GL029874>
- 555 Holthuijsen, L.H., 2007. *Waves in Oceanic and Coastal Waters*, 1st ed. Cambridge University  
 556 Press.
- 557 Innocentini, V., Cunha, S.C.S., Pereira, C.S., Arantes, F.O., Brandão, I.N., 2000. Marulhos no  
 558 litoral norte do Brasil gerados por furacoes: caso 24 de outubro de 1999, in: CONGRESSO  
 559 BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. Rio de Janeiro (RJ), pp. 2620–2629.  
 560 <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- 561 Komar, P.D., 1976. *Beach Processes and Sedimentation*.
- 562 Komen, G.J., Hasselmann, K., Hasselmann, K., 1984. On the Existence of a Fully Developed  
 563 Wind-Sea Spectrum. *J. Phys. Oceanogr.* [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1984\)014<1271:OTEAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1984)014<1271:OTEAF>2.0.CO;2)
- 564 Koppers, A., Watts, A., 2010. Intraplate Seamounts as a Window into Deep Earth Processes.  
 565 *Oceanography* 23, 42–57. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2010.61>
- 566 Lavelle, J.W., Mohn, C., 2010. Motion, Commotion, and Biophysical Connections at Deep  
 567 Ocean Seamounts. *Oceanography* 23, 90–103. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2010.64>
- 568 MacDonald, N.J., O'Connor, B.A., 1994. Influence of Offshore Banks on the Adjacent Coast.  
 569 *Proceedings 24th Coast. Eng. Conf.* 2311–2324.
- 570 Martins, L.R., Coutinho, P.N., 1981. The Brazilian continental margin. *Earth Sci. Rev.* 17, 87–  
 571 107. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90007-6](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90007-6)
- 572 Mohn, C., White, M., Bashmachnikov, I., Jose, F., Pelegrí, J.L., 2009. Dynamics at an elongated,  
 573 intermediate depth seamount in the North Atlantic (Sedlo Seamount, 40°20'N, 26°40'W).  
 574 *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 56, 2582–2592.  
 575 <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.12.037>
- 576 Palmiotto, C., Corda, L., Ligi, M., Cipriani, A., Dick, H.J.B., Douville, E., Gasperini, L., Montagna,  
 577 P., Thil, F., Borsetti, A.M., Balestra, B., Bonatti, E., 2013. Nonvolcanic tectonic islands in  
 578 ancient and modern oceans. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 14, 4698–4717.  
 579 <https://doi.org/10.1002/ggge.20279>
- 580 Peregrine, D.H., 1983. Breaking Waves on Breaches. *Annu. Rev. Fluid Mech.* 15, 149–178.
- 581 Pianca, C., Mazzini, P.L.F., Siegle, E., 2010. Brazilian offshore wave climate based on NWW3  
 582 reanalysis. *Brazilian J. Oceanogr.* 58, 53–70. <https://doi.org/10.1590/S1679-87592010000100006>
- 583 Pinheiro, L. de S., Morais, J.O. de, Maia, L.P., 2016. *Brazilian Beach Systems, Brazilian Beach  
 584 Systems, Coastal Research Library.* Springer International Publishing.  
 585 <https://doi.org/10.1007/978-3-319-30394-9>
- 586 Robinson, A.H.W., 1980. Erosion and accretion along part of the Suffolk coast of East Anglia,  
 587 England. *Mar. Geol.* 37, 133–146. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(80\)90014-6](https://doi.org/10.1016/0025-3227(80)90014-6)
- 588 Rogers, W.E., Hwang, P.A., Wang, D.W., 2003. Investigation of Wave Growth and Decay in the  
 589 SWAN Model: Three Regional-Scale Applications\*. *J. Phys. Oceanogr.* 33, 366–389.  
 590 [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2003\)033<0366:LOWGAD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2003)033<0366:LOWGAD>2.0.CO;2)
- 591



- 593 Sosa, J., Cavaleri, L., Portilla-Yandún, J., 2017. On the interaction between ocean surface waves  
594 and seamounts. *Ocean Dyn.* 67, 1553–1565. <https://doi.org/10.1007/s10236-017-1107-7>  
595 Speranski, N., Calliari, L., 2001. Bathymetric Lenses and Localized Coastal Erosion in Southern  
596 Brazil. *J. Coast. Res.* 209–215.
- 597 Staudigel, H., Koppers, A., Plank, T., Hanan, B., 2010. Seamounts in the Subduction Factory.  
598 *Oceanography* 23, 176–181. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2010.69>
- 599 Tolman, H.L., 1991. A Third-Generation Model for Wind Waves on Slowly Varying, Unsteady,  
600 and Inhomogeneous Depths and Currents. *J. Phys. Oceanogr.* 21, 782–797.  
601 [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1991\)021<0782:ATGMFW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021<0782:ATGMFW>2.0.CO;2)
- 602 van der Westhuysen, A.J., Zijlema, M., Battjes, J.A., 2007. Nonlinear saturation-based  
603 whitecapping dissipation in SWAN for deep and shallow water. *Coast. Eng.* 54, 151–170.  
604 <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2006.08.006>
- 605 Weatherall, P., Marks, K.M., Jakobsson, M., Schmitt, T., Tani, S., Arndt, J.E., Rovere, M., Chayes,  
606 D., Ferrini, V., Wigley, R., 2015. *Earth and Space Science* 1–15.  
607 <https://doi.org/10.1002/2015EA000107>.Received
- 608 Wessel, P., Sandwell, D.T., Kim, S.-S., 2010. The Global Seamount Census. *Oceanography* 23,  
609 24–33.
- 610

## 5. Considerações Finais

Como visto anteriormente, os modelos numéricos podem ser utilizados em diversas aplicações para verificar o comportamento de ondulações em diferentes condições. Desse modo, o foco do presente trabalho foi o estudo das interações entre ondas e montes submarinos dispostos na região nordeste do Brasil através de ferramentas de modelagem numérica. Vale ressaltar que este é o primeiro estudo a ser desenvolvido no país abordando especificamente esse tipo de interação.

Através da utilização do modelo SWAN, pôde-se observar que os montes do Ceará mais rasos possuem influência significativa na propagação de ondulações. As consequências da interação têm sua magnitude amplificada conforme ocorre um aumento do período de pico (consequente aumento no comprimento de onda) das ondulações incidentes. Para que as interações aconteçam, é necessário um período de onda mínimo, sendo este estabelecido com base na menor profundidade alcançada pelos montes submarinos.

Quando da ocorrência da interação, os efeitos observados envolveram um aumento da altura significativa nas porções mais rasas dos montes submarinos, enquanto que nos flancos, onde as ondas começavam a interagir com o fundo, havia uma diminuição. Esse processo de diminuição pode ser explicado, pois, no momento em que as ondas começam a sentir o fundo, ocorre um leve aumento na velocidade de grupo e uma diminuição na velocidade de fase. Após o primeiro impacto, a velocidade de grupo também começa a diminuir tendendo a igualar a velocidade de fase.

Ainda considerando variações na altura das ondas, a geração de uma zona de sombra na porção à jusante dos montes submarinos também pôde ser observada. Nesse caso, as ondulações são alteradas por processos dissipativos e refrativos durante sua passagem sobre os montes, resultando em uma área com menor altura significativa e com direção de propagação diferente das ondas que incidiram inicialmente sobre os montes.

Além das alterações na altura significativa, também foram observadas variações consideráveis na direção de pico. As principais alterações envolveram uma convergência dos vetores para as porções mais rasas dos montes. Analogamente, tal processo pode ser comparado ao efeito de lente convexa observado nas plataformas continentais que possuem batimetria irregular e que resultam em uma convergência dos raios de ondas.

Adicionalmente e levando em consideração as características geológicas da

área de estudo, as deformações topográficas de cada monte em suas áreas suscetíveis à interação com as ondas incidentes também provaram ser fatores controladores nas alterações tanto em termos de altura significativa quanto em termos direcionais. Dessa maneira, os parâmetros dos campos de ondas incidentes em relação a topografia dos montes submarinos serão determinantes nos resultados das interações.

Ainda no contexto geológico, o modo como os montes submarinos encontram-se dispostos na área de estudo propicia a interação entre ondulações que foram alteradas por dois ou mesmo pelos três montes mais rasos. Foi observado que as ondulações provenientes do quadrante norte alteradas em sua passagem sobre os montes um e dois atingiram o monte submarino três. Já considerando condições de *swell* de sudeste, modificações ocorridas sobre o monte dois atingiram distâncias suficientes para que pudessem chegar no monte submarino um ainda alteradas.

Baseando-se nos padrões observados nesse trabalho, a expansão e aplicação desse estudo podem ser efetuadas para outras regiões do planeta onde ocorre a presença de montes submarinos rasos o suficiente. Assim, padrões de propagação em águas profundas que variem de forma não habitual podem ter sua explicação atrelada à presença de estruturas subaquáticas que estejam influenciando nos campos de onda se propagando no local.

Para trabalhos futuros relativos ao tema e também utilizando modelos numéricos, indica-se a utilização de grades mais refinadas. Para tanto, seria necessária uma maior quantidade de dados coletados *in situ*. Além do maior refinamento da grade, a utilização de outras forçantes, como correntes e marés, poderia auxiliar na melhor representatividade dos processos no entorno dos montes submarinos e, conseqüentemente, levaria a uma melhor compreensão das inter-relações entre diferentes processos locais.

## 6. Anexos



Luis Biolchi <luisgbiolchi@gmail.com>

---

### Successfully received: submission INTERACTION BETWEEN OCEAN SURFACE WAVES AND SEAMOUNTS IN NORTHEAST BRAZIL for Progress in Oceanography

1 message

---

**Progress in Oceanography** <EvisSupport@elsevier.com>  
Reply-To: proocean@elsevier.com  
To: luisgbiolchi@gmail.com

Fri, Aug 17, 2018 at 4:52 PM

*This message was sent automatically. Please do not reply.*

Ref: PROOCE\_2018\_189

Title: INTERACTION BETWEEN OCEAN SURFACE WAVES AND SEAMOUNTS IN NORTHEAST BRAZIL

Journal: Progress in Oceanography

Dear Mr. Biolchi,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in Progress in Oceanography. Your submission was received in good order.

To track the status of your manuscript, please log into EVISE® at: [http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jsp?JRNL\\_ACR=PROOCE](http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jsp?JRNL_ACR=PROOCE) and locate your submission under the header 'My Submissions with Journal' on your 'My Author Tasks' view.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Progress in Oceanography

**Have questions or need assistance?**

For further assistance, please visit our [Customer Support](#) site. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about EVISE® via interactive tutorials. You can also talk 24/5 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

---

Copyright © 2018 Elsevier B.V. | [Privacy Policy](#)

Elsevier B.V., Radarweg 29, 1043 NX Amsterdam, The Netherlands, Reg. No. 33156677.

Figura 12: Email recebido da revista *Progress in Oceanography* confirmando a submissão do artigo

## ANEXO I

**Título:** Modelagem Numérica Aplicada ao Estudo da Interação Entre Ondas de Superfície e Montes Submarino na Região Nordeste do Brasil.

**Autor:** Luis Biolchi

**Orientador:** Prof. Leandro Farina

**Examinador:** Prof. Elírio E. Toldo Jr

**Data:** 17/08/2018

**Conceito:** A

O candidato demonstrou que possui capacidade técnica e iniciativa para o desenvolvimento do Plano da Dissertação, e também, muito interesse pelo tema de estudo.

O candidato demonstrou domínio do método utilizado e na elaboração do modelo proposto no Plano da Dissertação. O tema da Dissertação é bastante original e contribui fortemente para a pesquisa sobre os processos associados a deformações da onda controladas por uma variável geológica.

O Capítulo de Introdução contem muito boa revisão do estado da arte sobre a metodologia empregada, bem como, a Dissertação de modo geral apresenta excelente fundamentação teórica.

É recomendável uma melhor contextualização da posição dos montes submarinos em águas profundas, bem como a distância até a borda da plataforma ou até a linha de costa. Também, deveria ser destacado no manuscrito o processo de deformação da onda distante da costa, por efeitos de refração/difração.

Qual a frequência deste processo?

O título deveria ser adequado ao processo de deformação e ajustado para "Deformação das Ondulações por Montes Submarinos".

O candidato apresentou uma importante contribuição com o desenvolvimento de um modelo de deformação do campo ondulatório em águas profundas, por montes submarinos.





**ANEXO I**

Título da Dissertação/Tese:

**“MODELAGEM NUMÉRICA APLICADA AO ESTUDO DA INTERAÇÃO ENTRE ONDAS DE SUPERFÍCIE E MONTES SUBMARINOS NA REGIÃO NORDESTE DO BRASIL”**

Área de Concentração: Geologia Marinha

Autor: **Luís Germano Biolchi**

Orientador: Prof. Dr. Leandro Farina

Examinador: Prof. Dr. Nelson Violante de Carvalho

Data: 17 setembro 2018

Conceito: A

**PARECER:**

Trabalho original, empregando um modelo numérico alimentado por medições realizadas por uma boia fundeada na proximidade de uma região de interesse científico e operacional. Minhas observações em detalhe estão no pdf enviado ao candidato.

Assinatura:



Data: 17/09/2018

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

<b>ANEXO I</b>
Título da Dissertação/Tese:
<b>“MODELAGEM NUMÉRICA APLICADA AO ESTUDO DA INTERAÇÃO ENTRE ONDAS DE SUPERFÍCIE E MONTES SUBMARINOS NA REGIÃO NORDESTE DO BRASIL”</b>
Área de Concentração: Geologia Marinha
Autor: Luis Germano Biolchi
Orientador: Prof. Dr. Leandro Farina
Examinador: Prof. Dr. Felipe Mendonça Pimenta
Data: 01/10/2018
Conceito: <b>B (BOM)</b>
<b>PARECER:</b>
<p>Primeiramente gostaria de agradecer ao Dr. Leandro Farina e a Luis Germano Biolchi pelo convite de avaliação desta dissertação. Organizei minha avaliação em uma seção para Avaliação Geral do trabalho, seguida por Comentários específicos, voltados para detalhes do texto, fórmulas, resultados e erros de digitação.</p> <p><b>Avaliação geral</b></p> <p>O presente trabalho investiga a propagação de ondas sobre montes submarinos do Nordeste do Brasil. A ferramenta numérica utilizada na investigação foi o SWAN (Simulating Waves Nearshore), um modelo que simula a geração e propagação de ondas de superfície. O SWAN tem sido amplamente utilizado nos últimos tempos, no Brasil e no mundo. Uma particularidade deste modelo, além da geração das ondas, refere-se o fato dele tratar a propagação da energia espectral, sendo possível obter-se relevantes parâmetros estatísticos de importante aplicação a engenharia costeira e naval. A dissertação está organizada em uma introdução geral, objetivos e um embasamento teórico ao fenômeno estudado, seguido do artigo em inglês e as considerações finais.</p> <p>Na <i>Introdução</i> foram abordados estudos antecedentes de modelagem com o SWAN, preparando o leitor para o conteúdo do texto, como na apresentação do trabalho de Sosa et al. (2017).</p> <p>Os <i>Objetivos</i> estão claros, embora acredito que os <i>Objetivos Específicos</i>, da forma que foram redigidos, não foram estritamente atendidos.</p>



O Embasamento Teórico é apresentada uma descrição sobre o processo de geração de ondas, uma descrição detalhada da teoria linear e suas aproximações de ondas de águas rasas e profundas. O conceito de fluxo de energia e rudimentos sobre a teoria espectral são apresentados rapidamente até chegar a equação do balanço de energia espectral.

Embora estes temas do embasamento teórico tenham sido úteis para um leitor que nunca abordou o assunto de ondas de superfície, por outro vejo que ele omitiu detalhes sobre o principal processo a ser investigado: **refração de ondas**.

Não somente no fundamento teórico e analítico deste fenômeno, mas também na revisão sistemática de estudos no Brasil e do mundo que abordaram este problema: a propagação de ondas sob parcéis. No artigo alguns estudos são mencionados de maneira muito breve e tímida (linhas 434 a 442).

Alguns artigos que me vieram a memória como Berkoff (1982), Chawla et al. (1998) não foram mencionados. Trabalhos nacionais como o de Romeu (2007) e Barleta (2006) poderiam ter servido como fonte de diversas referências, enriquecendo também o tema. O estudo de Chawla et al. (1998), por exemplo, descreve experimentos de laboratório e modelos para o estudo espectral da propagação de ondas.

As referências teriam não somente dado maior valor ao estudo inéxito abordado, mas teriam enriquecido as análises e auxiliado na interpretação dos resultados. Mesmo a referência de modelos monocromáticos tão simples como aqueles de propagação de raios (ver Fig 7 de Chawla et al., 1998), poderia ter dado maior luz a interpretação dos resultados do artigo submetido. Os resultados sugerem regiões de convergência e divergência de energia a justante dos montes submarinos.

Por outro lado, sei que é impossível a tarefa de cobrir tantos tópicos em uma única seção de Embasamentos Teóricos. Assim as referências citadas ficam como sugestões a revisão do artigo científico, ou continuação desta pesquisa.

O Artigo possui 22 páginas e foi redigido em inglês, condensando os principais resultados da dissertação. O mesmo foi intitulado:

"Interaction between ocean surface waves and seamounts in the northeast Brazil"

Em linhas gerais o trabalho possui mérito técnico e científico, uma vez que demonstra o uso de uma ferramenta sofisticada para descrever a evolução do campo de ondas sobre montes submarinos no oceano profundo, tópico não estudado anteriormente no Brasil. Também gostei do fato do artigo comparar resultados numéricos com observações, numa tentativa de validar o modelo. O



assunto é de interesse da comunidade científica e tem aplicação prática à segurança naval.

Entretanto, um ponto bastante negativo quanto ao texto refere-se aos inúmeros erros de referências de Figuras ao longo do texto. Muitas citações estavam ausentes ou simplesmente incompletas. Isto tornou a leitura uma tarefa cansativa e difícil. Se o artigo submetido foi apresentado nesta forma, as chances de retornar são muito grandes... Sugiro que seja notificado o editor da revista, para trocar o texto. A mensagem que fica para o aluno é que é necessário destinar tempo de qualidade para uma revisão minuciosa do texto científico, seus resultados, notações de fórmulas e numeração de figuras e referências. A responsabilidade é sempre do autor.

Em todo trabalho acadêmico, após escrever o texto, também vale retornar aos objetivos e revisá-los para estarem condizentes com os resultados alcançados. O objetivo geral de modelar a geração de propagação de ondas foi certamente alcançado. Já para os objetivos específicos, sugiro uma revisão do texto. No primeiro deles ao ler "período de ocorrência" o leitor fica na expectativa que será realizada uma análise climatológica das alturas de ondas simuladas através das reanálises atmosféricas. Quando na realidade parece ser a seleção de casos específicos que ilustrem o processo de estudo.

No segundo tópico de objetivos específicos, há uma expectativa de encontrar uma formulação empírica ou resultados gráficos que ilustre os limites de períodos e direção que irão proporcionar as interações mencionadas. Para esta última situação, acredito que seria necessário explorar simulações idealizadas cobrindo vários períodos de pico e direções de ondas.

#### **Comentários específicos:**

##### Capa:

-Não estou solicitando a mudança do título, mas acredito que causaria mais impacto um título bem mais curto como: **"Modelagem da propagação de ondas sobre montes submarinos do Nordeste do Brasil"**.

-Deletar a palavra "VOLUME I"

##### Abstract

Linha 11 - incluir "the" após "located in" para ler "located in the Northeast"

Linha 14 - trocar "surface of the sea" por "sea surface".

Linha 15 - troca "and interact with" por "affecting". Motivo é que a interação ocorre entre ondas, como o título do artigo sugere. Ondas são influenciadas pela batimetria do monte submarino, mas no escopo deste estudo não influenciam o a topografia do monte.

### Introdução

Pg 9, Linha 5: trocar: "efetuada a rotação considerando" por "incluído o efeito da".

Pg 12, Figura 1: Esta figura poderia ter sido mais explorada no Embasamento Teórico, seguindo as sugestões mencionadas anteriormente.

### Objetivos

Pg 14, linha 3. Sugestão a simplificação do texto dos objetivos gerais:

"O objetivo principal deste trabalho é modelar a geração e propagação de ondas oceânicas de superfície sobre montes submarinos do Nordeste do Brasil".

Pg 14, 2 parágrafo. Revisar e reduzir o texto dos objetivos específicos. Avaliar, dentro dos resultados alcançados se os objetivos específicos estão sendo totalmente atendidos. No terceiro parágrafo "quantitativamente" deve ser corrigido para "quantitativamente". Inserir ponto ao final da frase.

### Embasamento Teórico

Pg 15, 1º parágrafo. Revisar. Talvez inserir "transporte significativo" de matéria. Deriva de Stokes pode ser mencionada, assim como correntes na zona de surf.

pg 15, 3º parágrafo, linha 3. Talvez utilizar "representadas pelas ondas híbridas capilares-gravitacionais".

pg 15, 3º parágrafo, linha 4. Trocar "e pelas..." por "até ondas de gravidade puras".

pg 21, 3º parágrafo, Eq 01. Nesta e todas outras equações. Substituir o termo "delta" por uma derivada parcial.

pg 22, 6º parágrafo. Deletar "(equação (6))".

pg 23, equação 11. Retirar subscritos x, y e z da função phi.



pg 27, Tabela 1. Por consistência, utilizar a mesma representação da equação 17 da página 24.

pg 28. Talvez rescrever de outra forma. A deriva de Stokes é um efeito de segunda ordem, mas construído a partir da teoria linear. Ver Kundu e Cohen (2004) pg 238.

pg 32, equação 34. Aqui o subscrito de sigma deve ser somente i. Ver página 44 de Holthuisen. Talvez deixar claro no texto que os índices i e j representam a frequência e direção. E que número de onda e frequência estão relacionados pela equação 19.

pg 33, equação 36. Faltou o subscrito i.

pg 35. Figura 10. Descrever o que é RPS na legenda (revolutions per second?).

pg 36. Explicar parâmetros utilizados na equação 40.

pg 37. Equação 41. Aqui também utilizar derivada parcial.

pg 37. 4º parágrafo. Modificar de "evolução do" para "evolução local do". Incluir vetor sobre o x em  $E(f, \theta, x, t)$ .

#### Artigo

pg 48. Equação 4. Verificar termos, há um cos inverso faltando. pg 289 de Holthuisen. Definir no texto as diferentes velocidades de fase.

Linha 170 - Numerar Figura 1.

Linha 181 - Numerar Figura 1.

Linha 195 - Deletar "usually" e "their".

Linha 211 - Talvez denominar a seção 4 de "Data comparison" ou algo como "Model vs observations".

Linha 218 - Talvez mudar termo "close to reality" para "full physics" ou "complete physics", e explicar o que isto refere: a inclusão de todos processos descritos pelo SWAN.

Linha 218 - Talvez mudar de "represent reality" para "wave propagation".

Linha 220 - Aqui são citadas várias simulações. Incluir tabela e dar nome a todas simulações para facilitar a leitura e interpretação de resultados.

Linha 218. Inserir número da figura.

Linha 232. Sugiro mudar para "Calibration results". Ou melhor ainda, "Model setup" ou "Sensitivity tests". O motivo é que calibração em geral é um termo utilizado para descrever a análise sistemática de resultados frente a mudança de vários parâmetros (um de cada vez) em intervalos de valores. Aqui foi selecionada diferentes esquemas de parametrização.

Linha 259. Novamente evitaria utilizar "real conditions". Talvez "In order to best represent the observations". Razão é que mesmo as observações podem conter erros e limitações, não retratam fidedignamente a realidade.

Linha 271. Inserir número da figura.

Linha 283. Substituir "reality" por "observations".

Linha 285. Sugestão de mudar o nome para: "Model runs" ou "Model scenarios". Talvez dividir também os resultados em seções como "Idealized simulations" e "Reanalysis simulations".

Linha 304, 305, 309. Legendas das figuras, checar.

Linha 310. Sugiro utilizar os termos "S1", "S2" e "S3" para designar os seamounts e identificá-los na Figura 1. O motivo é que inserir palavras "one", "two" e "three" no texto requer sempre o uso da palavra "seamount" adjacente para não causar confusão no texto. O que vi que muitas vezes ocorreu.

Linhas 312 a 326. Teria sido interessante definir um sistema coordenado a partir da direção principal, para ver o efeito de aumento da amplitude ao longo e através (radialmente) a direção principal.

Linha 324. Prefiro "After this first response".

Linha 331, 342, 347. Consertar legendas das figuras.

Linha 356. Termos S1 e S2 para montes submarinos poderiam ajudar na descrição e clareza do texto.

Linha 371. Sugiro revisar e mudar a expressão "The belief in this topographic influence".

Linha 416, 417 revisar legenda de figs.



Linha 451, figura 3. Melhorar a escala de cores, inserir contornos em branco ou mudar paleta de cores para observar batimetria entre 100 e 20 m de profundidade. Teria sido interessante ver a evolução temporal do campo de ondas para um destes casos pelo menos.

Linha 457. Figura 4. Painel A talvez seja desnecessário. O painel B seria suficiente para mostrar uma visão geral do campo de ondas. Ideal seria apresentar todos campos com o mesmo zoom (limites de longitude e latitude). Painel C poderia sobrepor campo de alturas significativas em cores e contornos batimétricos em preto ou branco (ex. 20 m e 60 m). Campo de vetores de direções de pico poderia ter altura significativa na base. Além do painel E, poderia ter colocado um painel ilustrando a distribuição de alturas numa seção perpendicular a este perfil, explorando as alturas na "esteira" da refração.

Linha 482. Eu mudaria a ordem de apresentação dos resultados, como mencionado. Descrevendo primeiro as simulações idealizadas. E posteriormente os casos selecionados a partir da reanálise. Batimetria da Figura 7b não ilustra a batimetria que realmente influencia as ondas, entre 20 e 100 m.

Linha 494. Sugestão ao texto, para simplificar: "The present work investigated the wave propagation over multiple seamounts in Northeast Brazil using numerical modeling".

#### **Referências bibliográficas:**

Berkhoff, J. C. W., Booij, N. and Radder, A. C., 1982. Verification of numeric wave propagation models for simple harmonic linear water waves. Coastal Engineering, 6; 255-279.

Barletta R. C. (2006). Teste e aplicação de modelos parabólicos de refração-difração com ênfase na propagação de ondas sobre parcéis. Tese de Doutorado. Curso de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental. Universidade Federal de Santa Catarina. 137 pp.

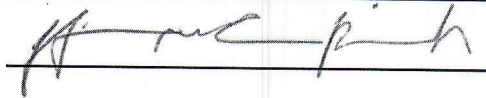
Chawla, A., (1995). Wave transformation over a submerged shoal, Master's Thesis, University of Delaware, USA. 240 p.

Chawla, A. C., Özkan, H. T. And Kirby, J. T., (1998). Spectral models for wave transformation and breaking over irregular bathymetry, Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, pp 189-198.

Romeu M. A. R. (2007). Método operacional para determinação do estado de mar próximo à costa: aplicação à Ilha de Santa Catarina. Tese de Doutorado. Curso de

Pós-Graduação em Engenharia Ambiental. Universidade Federal de Santa Catarina. 103 pp.

Assinatura:

A handwritten signature in black ink, appearing to be 'A. M. P. H.', written over a horizontal line.

Data: 01 Outubro 2018

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: