

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**AVALIAÇÃO NUMÉRICA DO COMPORTAMENTO DAS ONDAS
DURANTE EVENTOS EXTREMOS NA REGIÃO COSTEIRA DO RIO
GRANDE DO SUL.**

PEDRO VERAS GUIMARÃES

ORIENTADOR – Prof. Dr. Leandro Farina

Volume I

Porto Alegre - Fevereiro de 2014

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

AVALIAÇÃO NUMÉRICA DO COMPORTAMENTO DAS ONDAS
DURANTE EVENTOS EXTREMOS NA REGIÃO COSTEIRA DO RIO
GRANDE DO SUL.

PEDRO VERAS GUIMARÃES

ORIENTADOR – Prof. Dr. Leandro Farina

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Elirio Toldo Jr. – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Lauro Calliari – Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande

Prof. Dr. Eloi Melo – Escola de Engenharia, Universidade Federal do Rio Grande

Dissertação de Mestrado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do Título de
Mestre em Ciências.

Porto Alegre - Fevereiro de 2014

Live as If You Were to Die Tomorrow
Learn as If You Were to Live Forever

Mahatma Gandhi

Agradecimentos

Primeiramente gostaria de agradecer a minha noiva Fabiane Farias pela compreensão, companheirismo e dedicação, que foram fundamentais para o desenvolvimento deste trabalho. Não obstante, também gostaria de agradecer à minha família que sempre me apoiou na busca de meus sonhos e vibram com minhas realizações.

Ao meu orientador Leandro Farina que apesar da distância sempre fez o máximo para acompanhar o trabalho de perto, estimulando meu crescimento científico e profissional. Ao professor Elirio Toldo Jr. que sempre esteve disposto a colaborar e discutir sobre o desenvolvimento desse trabalho. Ao professor Lauro Calliari pela dedicação à construção da ciência do país e disponibilização de dados fundamentais para o desenvolvimento do trabalho. Aos doutores Fernando Mendez e Gabriel Diaz pela recepção e pelo trabalho desenvolvimento no IH-Cantábria.

Agradeço aos muitos amigos e colegas de trabalho do Brasil e Espanha que sempre contribuíram nas discussões desse trabalho, em especial aqueles que me auxiliaram de forma mais direta para a construção desse, Fabio Dias, Adriano Barroso, Hugo Bastos e Eric Nardi. Em especial, também agradeço ao meu grande amigo e colega de trabalho Caio Stringari pela sua busca insaciável pelo conhecimento e colaboração direta em muitos dos projetos desenvolvidos. Sem esquecer de toda a equipe de desenvolvimento do BROOU®.

Como colaboradores deste trabalho também fizeram parte a Secretaria do Patrimônio da União (SPU) disponibilizando dados de altimetria de precisão e a Superintendência de Portos e Hidrovias (SPH) que disponibilizaram os dados medidos de nível. A CAPES agradeço pela bolsa de estudos e ao país Basco e projeto FP7-295217 - HPC-GA pelo custeio financeiro durante o período de estudo na Espanha.

Resumo

Tempestades constituem uma das ameaças naturais mais significativas para as comunidades costeiras. Seus principais impactos geralmente estão associadas com a erosão e inundação, podendo chegar a causar destruição de propriedades e estruturas de engenharia costeira. O poder destrutivo associado à ondas formadas durante tempestade muitas vezes surge não só da energia transportada por elas, mas também da dificuldade de prever e compreender como essa energia se propaga até a costa. Sendo esse sempre um grande desafio para a energia e gestão costeira. Foram estudados todos os casos de ondas com altura significativas maior que 5 m em um ponto *offshore* entre 2000 e 2010, que resultaram em seis casos principais. Essas ondas estudadas foram geradas por sistemas ciclônicos extratropicais no Atlântico Sudoeste. As mesmas foram simuladas e seu impacto sobre a costa do Rio Grande do Sul avaliado. Nesses casos, foi verificado que o padrão ciclogênético ocorrido entre as latitudes 31,5°S e 34°S, se apresentou como o mais favorável para o desenvolvimento de grandes ondas. A partir de diagramas Hovmöller para águas profundas foi possível identificar que a região sul do Rio Grande do Sul até à latitude 31,5°S é o mais energético durante a passagem de um ciclone, embora o evento ocorrido em maio de 2008 indica que esse padrão pode migrar para o norte com o deslocamento do ciclone formador. Diagramas de Hovmöller para águas rasas indicaram que as diferentes morfologias presentes na região da antepraia do Rio Grande do Sul foram responsáveis por focar ou dissipar a energia ao longo da costa. Essas observações também estão de acordo com as regiões de erosão e progradação desse mesmo litoral. Como resultado dessa análise pode-se identificar que as áreas urbanas das praias do Hermenegildo, Cidreira, Pinhal, Imbé, Tramandaí e Torres se apresentaram mais expostas durante os eventos de alta energia de ondas. Para simular ondas de tempestade condições em águas rasas é necessário uma alta resolução temporal e espacial para resolver os complicados processo de interações hidrodinâmicas com estruturas naturais e urbanas presentes na praia. Com este intuito, foram utilizados os seis resultados simulados com modelo o SWAN, bem como suas condições espectrais, para forçar o modelo SWASH, responsável por propagar as condições de onda de águas rasas até a dissipação total de energia na zona de espraiamento das praias Imbé e Tramandaí. Para fornecer uma boa base de dados de altimetria e topografia da região, foi utilizado na parte emersa, dados de LIDAR somados a dados batimétricos coletados no local para parte submersa. Dessa forma foi possível resolver em alta definição os rápidos processos que ocorrem na zona de quebra até a dissipação total da energia de ondas na forma de runup, muitas vezes passando sobre as estruturas naturais e urbanas complexas das cidades de Tramandaí e Imbé. Com base em análises temporais dos resultados de runup, foram identificadas três principais zonas críticas e vulneráveis a alagamentos durante os seis casos extremos analisados nestas praias. Como resumo dos resultados apresentados por este trabalho, foi possível reconstruir cenários de risco costeiros formados durante condições de tempestade. Nesse contexto, espera-se que este trabalho tenha produzido uma boa base de informação úteis para as agências de proteção civil e as autoridades costeiras.

Abstract

Storms constitute one of the most significant natural threats to coastal communities. Their main associated impact is usually related to coastal erosion, coastal flooding and sometimes, destruction of coastal structures and properties. The potential damage of the waves generated during a storm come from their high energy and from the difficulty in forecasting and understanding how this wave energy propagates up to the coast. Thus, this is a great challenge for coastal management. The high waves on the Southwestern Atlantic generated by extra-tropical cyclones are simulated from 2000 to 2010 and their impact on the Rio Grande do Sul coast is studied. The six extreme events in the period which presented significant wave heights above 5 m, on a particular point of interest, are investigated in detail. It is found that the cyclogenetic pattern between the latitudes 31.5°S and 34°S , is the most favorable for developing high waves. Hovmöller diagrams for deep water show that the region between the south of Rio Grande do Sul up to latitude 31.5°S is the most energetic during a cyclone's passage, although the event of May 2008 indicate that the location of this region can vary, depending on the cyclone's displacement. On the other hand, the Hovmöller diagrams for shallow water show that the different shoreface morphologies were responsible for focusing or dissipating the waves' energy; the regions found are in agreement with the observations of erosion and progradation regions. It can be concluded that some of the urban areas of the beaches of Hermenegildo, Cidreira, Pinhal, Tramandaí, Imbé and Torres have been more exposed during the extreme wave events at Rio Grande do Sul coast, and are more vulnerable to this natural hazard. To simulate storm waves conditions in shallow water, a high computation resolution is required to solve complicated hydrodynamic interactions with natural and urban structures in the beach. Considering these six cases simulated by SWAN, the spectral waves conditions in shallow water was nested in the SWASH model to propagate the waves from the shoaling zone until the total energy dissipation at the swash zone in Imbé and Tramandaí beaches. To provide a high resolution altimetry data base, a LIDAR scanner and a local survey campaign are used to supply SWASH with bottom grid conditions. Then, with this numerical approach it was possible to solve, in high definition, the fast vertical processes at the surf zone and the complex hydrodynamic interactions with the natural and urban structures. As a result of the horizontal runup time analysis, it was possible to identify three main critical areas vulnerable of overwashing during the six extreme cases analyzed at these beaches. The results of the simulations at this work have constructed snapshots of natural hazards during storm conditions. It is expected that this work can produce useful information of critical flooding zones for civil protection agencies and coastal authorities.

Lista de Figuras

- 1.1 A imagem (a) mostra a praia de Cidreira no Rio Grande do Sul após a passagem de um ciclone extra-tropical. Enquanto as imagens (b) e (c) mostram alguns resultados decorrentes da passagem do furacão Sandy. Na foto (d) a praia do Imbé no Rio Grande do Sul sofrendo o embate de ondas e elevação do nível do mar devido a um sistema sinótico formado por um ciclone extra-tropical p. 11
- 1.2 Transporte da propriedade μ ao longo da direção x , por um volume $\Delta x \Delta y \Delta z$. p. 16
- 1.3 Formulação da Teoria Linear com seu domínio, as condições de contorno e a Equação de Laplace, adaptado de Holthuijsen (2007). p. 22
- 1.4 A superfície do mar obtida pela soma de várias ondas senoidas aleatórias. Pierson *et al.* (1958). p. 26
- 1.5 Foto de ondas durante uma tempestade no Oceano Pacífico Norte de M/V NOBLE STAR, NOAA 1989 p. 26
- 1.6 a) Espectro de ondas completamente desenvolvido para diferentes velocidade de vento de acordo com Moskowitz (1964). b) Espectro de ondas para um estado de mar desenvolvido em uma área limitada por Hasselmann *et al.* (1973) p. 28
- 1.7 Forma dos espectros de Pierson e Moskowitz (1964) e JONSWAP por Hasselmann *et al.* (1973), adaptado de Holthuijsen (2007). p. 29
- 1.8 a) Representação do espectro bidimensional. b) Representação da distribuição de direções para uma dada frequência f , adaptado de Holthuijsen (2007). . . p. 30
- 1.9 Representação da propagação de energia do espectro de ondas. Fonte: Holthuijsen (2007). p. 31

2.1	Study field representation. Solid lines represent the the grid boundaries. Inside, in color scale, the grid bathymetry is between 0 and -60 m. The point indicates the Tramandaí beach location where the buoy was located for a validation analysis. The corresponding maps are plotted over a Google Maps image.	p. 38
2.2	Validation of the SWAN wave model with the directional buoy data. a) The SWAN predictions are shown in continuous lines and the buoy data are in circles. b) Scatter plot of the linear correlation, the colors of the dots represent the distance from the regression line.	p. 44
2.3	Surface of H_s and T_p in color scale, the D_p are presented in scale vectors. . .	p. 47
2.4	In color lines it is possible to identify each anticyclone track per event and the colored balls show the vorticity intensity.	p. 47
2.5	Hovmöller diagram for deep water waves. The diagram display the wave parameters (H_s and D_p) for 50 m isobathymetry. The latitude of the wave is displayed along the y -axis, and the time is along the x -axis. The H_s are in a color scale and the D_p as vectors.	p. 49
2.6	Hovmöller diagram for shallow water waves. The diagram displays the wave parameters H_s and D_p for 6 m isobathymetry. The latitude of the wave is displayed along the y -axis, and the time is along the x -axis. The H_s are in a color scale and the D_p as vectors.	p. 50
3.1	The study field representation. Red lines represent the grid boundaries for the SWAN model (left) and for the SWASH model (right). The right image shows the computational bathymetry over a google earth image (grey scale). The positions of two current guides and the Imbé sidewalk are indicated by red arrows (left).	p. 60
3.2	Water level observed on May 03, 2008 23:10:00 on the Tramandaí and Imbé beaches as simulated in the $E05$ study case. The zones of significant overtopping and overwashing are denoted as $Z1$, $Z2$, $Z3$ areas and circled in red. . . .	p. 65
3.3	Runup frequency in the zone $Z3$ for the $E03$ (left) and $E05$ (right) experiments extracted from the SWASH simulations.	p. 66
3.4	Picture taken on September 04, 2006 during the passage of the event $E03$ reported by Aguiar (2006) in the meteorological group MetSul.	p. 67

Lista de Tabelas

1.1	Aproximação das relações derivadas da Teoria Linear quanto à profundidade relativa kd	p. 24
2.1	<i>Model and buoy data statistics</i>	p. 44
2.2	Extreme wave events: The <i>Start</i> time gives the time where the waves of these events started to appear in the computational domain. <i>End</i> indicates when the waves leave the domain. The <i>Peak</i> time gives the most energetic moment in each event, and <i>Duration</i> is the time between <i>End</i> and <i>Start</i>	p. 46
2.3	Waves informations for each events: $H_{s_{max}}$ is the max of significant wave height simulated at deep water, the Wl_{max} is the higher water level in a Tramandaí coastal point, the Tp_{freq} and the Dp_{freq} are the most frequently of the peak waves period and the peak waves direction in the computational domain.	p. 46
3.1	Simulation parameters for the selected extreme wave events. The $\bar{\zeta}$ is the mean water level used in each simulation, H_s , Tp and Dp represent respectively the main significant waves height, the peak period and the peak direction extracted form the SWAN spectral waves condition in shallow water during each event.	p. 63

Sumário

Resumo	p. 1
Abstract	p. 2
Estrutura da Dissertação	p. 8
1 Introdução	p. 10
1.1 Contextualização	p. 10
1.2 Motivação e objetivos	p. 15
1.2.1 Objetivos	p. 15
1.3 Referencial Teórico	p. 16
1.3.1 Princípios básicos de mecânica dos fluidos	p. 16
1.3.2 Teoria linear de ondas aquáticas	p. 19
1.3.3 Ondas irregulares no oceano e equação do balanço de ação	p. 25
2 Extreme wave events and their impact on the coast of Rio Grande do Sul, Brazil	p. 36
2.1 Introduction	p. 37
2.2 Materials and Methods	p. 41
2.2.1 Model description	p. 41
2.2.2 Boundary conditions and forcing	p. 42
2.2.3 Water level correlation	p. 42

2.2.4	Urban occupation	p. 43
2.2.5	Cyclone trajectories	p. 43
2.3	Results	p. 43
2.3.1	Model validation	p. 43
2.3.2	Extreme wave events	p. 45
2.4	Discussion	p. 46
2.5	Summary conclusion	p. 52
	Acknowledgement	p. 53
	Bibliography	p. 54
3	Numerical simulation of extreme wave runup during storm events in Tramandaí beach, Rio Grando do Sul, Brazil	p. 57
3.1	Introduction	p. 58
3.2	Numerical approach	p. 61
3.2.1	Action balance equation models	p. 61
3.2.2	Nonlinear shallow water equations model	p. 62
3.3	Results and Discussion	p. 65
3.4	Conclusion	p. 67
	Acknowledgement	p. 68
	Bibliography	p. 69
4	Considerações Finais	p. 72

Estrutura da Dissertação

Seguindo as normas vigentes sobre a estrutura de dissertação em formato de artigo exigida pelo Programa de Pós Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, esta dissertação de mestrado está estruturada em torno dos artigos intitulados: **Extreme wave events and their impact on the coast of Rio Grande do Sul, Brazil** e **Numerical simulation of extreme wave runup during storm events in Tramandaí beach, Rio Grande do Sul, Brazil**. Consequentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

Capítulo 1: O capítulo 1 é composto por uma breve introdução e contextualização sobre o tema apresentado, seguido pela motivação e descrição do objeto da pesquisa desenvolvida. Neste capítulo também é apresentado uma seção denominada *Referencial Teórico* que tem o intuito de facilitar o desenvolvimento teórico utilizado nos próximos capítulos correspondentes aos artigos produzidos durante o mestrado. Esta seção apresenta uma breve revisão sobre os principais processos e equações que descrevem mecânica de fluidos, teoria linear de ondas superficiais de gravidade e energia de onda até formar o necessário para chegar a equação de ação do balanço.

Capítulo 2: Este capítulo é composto pelo artigo **Extreme wave events and their impact on the coast of Rio Grande do Sul, Brazil**, submetido para a revista **Continental Shelf Research**, CSR3229, qualis CAPES 2013 A2, assim contemplando as normas exigida pelo programa. Este artigo analisa o desenvolvimento do campo de ondas formadas durante seis eventos extremos ocorridos entre os anos de 2000 e 2010, identificando as zonas de maior risco potencial durante esses eventos.

Capítulo 3: O referente capítulo corresponde a uma segunda publicação desenvolvida durante o mestrado que se encontra em processo de submissão para a revista **Coastal Engineering** com o título de **Numerical simulation of extreme wave runup during storm events in Tramandaí beach, Rio Grande do Sul, Brazil**. Este trabalho analisa o processo de ondas em águas rasas em pequena escala para as praias de Tramandaí e Imbé durante os mesmos eventos extremos analisados no capítulo anterior. Dessa forma, permite identificar as zonas de maior

risco a inundação nos setores próximos à desembocadura do Rio Tramandaí.

Capítulo 4: Considerações finais do autor.

Introdução

1.1 Contextualização

Furacões e algumas tempestades extra-tropicais podem ser caracterizados como sistemas sinóticos extremos. Esses sistemas são responsáveis por transferir grande quantidade de energia da atmosfera para o oceano e seu resultado muitas vezes pode ocasionar grandes prejuízos financeiros e sociais como a destruição de patrimônio público e privado, a perda de ecossistema, o risco à navegação, o desenvolvimento de operações em alto mar, entre outros.

A transferência de energia da atmosfera para o oceano durante eventos sinóticos extremos resulta na geração não linear de ondas e correntes. Como decorrência desse processo temos a formação de ondas muito grandes e uma sobre-elevação do nível do mar. A soma desse dois processos muitas vezes é responsável por causar inundações, erosão, danificação de estruturas costeiras e até mesmo causar o sorrobamento de embarcações.

Anualmente a região costeira dos Estados Unidos, Austrália, Japão, China e muitas outras são atingidas por furacões e/ou tempestades extra-tropicais de alta energia. No Brasil quase não existem registros de furacões, mas ciclones extra-tropicais frequentemente causam impactos na costa brasileira, principalmente na região sul do país. Segundo Stone e Orford (2004), na região sul do Brasil eventos de ondas de alta energia associados às tempestades e marés meteorológicas, resultantes de eventos atmosféricos extremos, é um dos fatores mais importantes na evolução costeira. A figura 1.1 exemplifica alguns desses casos no Brasil e no mundo.

Grandes esforços são mundialmente realizados para mensurar, prever e descrever o comportamento desses sistemas oceânicos e atmosféricos. No entanto, esses fenômenos apresentam grande grau de instabilidade e não linearidade. Assim, a total compreensão desses fenômenos ainda é um desafio para cientistas, engenheiros e gestores. No Brasil, a falta de instrumentação oceanográfica ou falha nos dados observacionais dificulta ainda mais a avaliação



(a) Praia de Cidreira, Brasil, RS 30 de maio de 1999, fotografia de João Nicolodi



(b) Southampton, Nova York, 28 de outubro de 2012, fotografia Lucas Jackson



(c) Porto Príncipe, Haiti, 25 de outubro de 2012, fotografia Swoan Parker



(d) Praia do Imbé, Brasil, 06 de Setembro de 2006, fotografia de www.ondasdosul.com.br

Figura 1.1: A imagem (a) mostra a praia de Cidreira no Rio Grande do Sul após a passagem de um ciclone extra-tropical. Enquanto as imagens (b) e (c) mostram alguns resultados decorrentes da passagem do furacão Sandy. Na foto (d) a praia do Imbé no Rio Grande do Sul sofrendo o embate de ondas e elevação do nível do mar devido a um sistema sinótico formado por um ciclone extra-tropical

desses fenômenos. Assim a modelagem numérica tornou-se uma ferramenta popular, pois ela permite fornecer uma boa estimativa das condições ambientais de um local mesmo que com dados escassos.

A modelagem desses fenômenos pode ser entendida como a representação matemática por meio das leis físicas que os descrevem. Todavia, devido a alta complexidade desses sistemas essas equações só podem ser solucionadas por meio de métodos numéricos. Mas a solução puramente numérica para esses fenômenos ainda assim não garante uma boa representação da realidade, uma vez que são necessários medidas confiáveis de dados para forçar e suprir as condições de contorno do modelo. Não obstante, é fundamental possuir um conhecimento pleno das limitações e abrangências dos sistemas de equações que está sendo empregado, para assim garantir que esteja de acordo com os processos físicos a serem estudados.

A forma mais tradicional de modelagem e previsão de ondas permite descrever a superfície

marítima através do chamado espectro de onda, ou seja, uma função do número de onda, espaço e tempo. Por meio da equação do balanço do espectro pode-se obter características do estado de agitação do mar (Komen *et al.*, 1994 e Young, 1999), tais como altura significativa de ondas, período de pico, composição do *swell* ou vagas (*wind sea*), etc. Modelos numéricos desse tipo são amplamente utilizados para estudar e fornecer previsões de ondas em todo o mundo.

Durante muitos anos a modelagem de ondas gerada por ventos tem sido resolvida, em sua grande maioria, por modelos espectrais de ondas de terceira geração. Modelos desse tipo como por exemplo o WAM (sigla para WAve Model, WAMDI Group, 1988, Komen *et al.* 1994) e o WaveWatch III (Tolman, 1991, 1997 e 2009) tem se apresentado muito adequado para descrever as ondas formadas por ventos em águas profundas. Por outro lado, o código do SWAN (sigla para *Simulating WAves Nearshore*, Booij *et al.*, 1999) vem sendo trabalhado e validado especificamente para áreas costeiras, ilhas, áreas alagadas e para resolver a interação onda-corrente. O SWAN permite descrever fenômenos como: empolamento, refração devido a corrente e profundidade, mudanças de frequência devido a interação com correntes e variações no fundo, processos de geração de ondas por vento, interações não lineares entre três e quatro ondas, quebra por *whitecapping*, processos de transmissão e reflexão sobre obstáculos, atrito com o fundo e quebra induzida pela profundidade. Ainda podem ser adicionados termos de dissipação de energia devido a vegetação. Contudo, o fato do modelo não resolver efeitos como espalhamento de Bragg e o efeito de tunelamento de ondas ainda são apontadas como uma limitação do modelo.

Uma alternativa muito usada para melhorar a representação do campo de ondas, tanto em águas profundas como em águas costeiras, é o aninhamento de grades. Dessa forma, as informações computadas por modelos mais otimizados para a solução de ondas em águas profundas como o WaveWatch III ou WAM alimentam as condições de contorno para que o modelo SWAN possa propagar as condições de ondas em menor escala e resolver os processos costeiros de ondas. De maneira geral, essa tem sido a forma mais eficiente e globalmente utilizada para descrever os processos de ondas em larga e média escala.

Termos fontes em água extremamente rasa e zona de arrebentação estão presentes tanto no modelo SWAN quanto no modelo WaveWatch III para descrever fenômenos em pequena escala. No modelo SWAN, por exemplo, a perda de energia por quebra de ondas induzidas pela profundidade baseia-se no modelo de tubo proposto por Battjes e Janssen (1978). Já a nova versão 3.14 do modelo WaveWatch III utiliza uma nova parametrização de águas rasas proposta Filipot e Ardhuin (2012). A adição destes processos ampliam a gama de escalas possíveis de serem resolvidas por esses modelos a partir do oceano global (centenas de quilômetros) até a escala de praia (dezenas de metros).

No entanto, quando a onda de fato chega à costa e arrebenta, a energia dissipada na arrebentação durante os processos de quebra até a dissipação total ou parcial da energia na praia é um pro-

cesso totalmente não linear (Baldock, 1996) difícil de ser representado pelos tradicionais modelos de ondas espectrais, uma vez que exige a solução de processos rápidos que ocorrem na vertical com dissipação da energia e conservação da massa. O processo de quebra e espraio é governado por diversos tipos de gradientes de pressão (Baldock *et al.*, 2001) que são alterados por um ambiente complexo de correntes, gerando assim um ambiente fortemente não linear. O processo de quebra aumenta o grau de não linearidade, especialmente durante ventos extremos, onde a interação onda, corrente, vento atuam de forma mais substanciais (Ardhuin *et al.*, 2012).

Grandes esforços na área da mecânica de fluidos têm sido aplicados para modelar os rápidos processos que ocorrem nessa região, como o modelo proposto por Baldock e Swan (1994), que descreve numericamente o campo de velocidade associado a eventos extremos de ondas próximo à zona de quebra. Outros modelos que descrevem ondas próximas à costa são baseados na formulação de Boussinesq ou na abordagem não-hidrostática. Os modelos de Boussinesq foram bem desenvolvidos por Schäffer *et al.* (1993), Hamm *et al.* (1993) e Wei *et al.* (1995) e têm sido muito bem sucedidos em aplicações próximas da costa. No entanto, a busca pelo aumento da precisão e do desempenho computacional destes modelos têm crescido bastante. Uma abordagem mais recente para descrever ondas em pequena escala é a solução não-hidrostática proposta por Smit *et al.* (2013), baseada em Yamazaki *et al.* (2008), que utiliza basicamente a conservação de massa e a equação de balanço do momento na forma tridimensional para uma superfície aquosa livre para propagar as ondas próximas à zona de arrebentação até a sua dissipação total ou parcial na costa.

Sob a necessidade de se prever com precisão os fluxos costeiros de pequena escala Zijlema *et al.* (2011) apresenta o modelo SWASH (um acrônimo de *Simulating WAVes till SHore*). Este modelo de onda considera um fluxo não-hidrostático e se destina a ser usado para prever a transformação das ondas sobre superfícies dispersivas ao largo da praia, permitindo um estudo da zona de arrebentação e da dinâmica na zona de varrido, propagando ondas no interior de portos e prescrevendo o estado de agitação marítima, sendo capaz de descrever as rápidas variações dos fluxos de água superficial normalmente encontrados em casos de inundações costeiras, como por exemplo rupturas de diques, tsunamis, fluxos de densidade conduzidos em águas costeiras, marés e tempestades.

A filosofia desse modelo propõe descrever fluxos de água superficial em ambientes complexos. As equações governantes são as equações não-lineares de águas rasas, incluindo o termo de pressão não hidrostática na equação do momento na horizontal. Opcionalmente também podem ser inclusas as equações de conservação do transporte de salinidade, temperatura e sedimentos em suspensão. As equações de transporte são acoplados com as equações de balanço do momento através do termo forçante baroclínico, enquanto a equação de estado é empregada para relacionar a densidade com salinidade, temperatura e sedimentos.

Assim, o modelo SWASH amplia a oportunidade de descrever os seguintes fenômenos físicos: propagação de ondas, dispersão de frequência, empolamento, refração e difração, interações não-lineares onda-onda (incluindo processos na zona de surf e tríades), quebra de onda, runup, movimento da linha, fricção com o fundo, reflexão e transmissão parcial da onda por interação com estruturas, interação onda-corrente, correntes induzidas por onda, mistura turbulenta vertical, amortecimento de ondas induzido por vegetação aquática, tsunamis, fluxos de densidade, fluxos de turbidez e transporte de traçadores.

Portanto, a partir dos métodos tradicionais de solução de ondas geradas por ventos em larga e meso escala (por meio de modelos espectrais de ondas de terceira geração, Komen *et al.*, 1994; Tolman, 1997 e Booij *et al.*, 1999) somados aos modernos métodos de solução de ondas em águas rasas (por meio da equação não-lineares de águas rasas, Zijlema *et al.*, 2011) tem-se a fundamentação teórica necessária para descrever matematicamente os processos físicos de ondas em diferentes escalas. Assim, é possível descrever de forma mais confiável os principais processos de ondas desde a escala de centenas de quilômetros ao longo das grandes bacias oceânicas até processo na escala de metros e centímetros que ocorrem na zona de quebra e espraiamento, mesmo sob condições extremas.

1.2 Motivação e objetivos

A falta de informações incentivada pela baixa representatividade de dados de ondas medidos ao longo do litoral do Rio Grande do Sul dificultam a compreensão dos problemas associados aos riscos costeiros causados por eventos de ondas extremos. A complexidade do tema frente a necessidade de tomadas de decisões por gestores costeiros dificultam o entendimento do tema, estimulando o crescimento de problemas de uso e ocupação em áreas costeiras. Frente ao potencial poder de impacto dos eventos extremos, na região sul do país, tanto financeiro e social, podendo ocorrer a destruição de patrimônio público e privado, perda de ecossistema e até mesmo perda de vidas, é de suma importância que trabalhos de pesquisas sobre o conhecimento do clima de ondas da região e principalmente durante fenômenos meteorológicos extremos sejam incentivados e seus resultados divulgados tanto para comunidade científica quanto para sociedade.

1.2.1 Objetivos

A presente dissertação pretende estudar e descrever por meio de modelagem numérica, situações de risco causadas por ondas durante eventos meteorológicos extremos ao longo da costa do Rio Grande do Sul.

Como objetivos específicos deste trabalho, pretende-se:

- Descrever numericamente o estado de agitação marítima em águas costeiras e oceânicas durante eventos extremos.
- Identificar padrões associados aos eventos extremos de ondas ao longo da costa do Rio Grande do Sul.
- Analisar os riscos ao impacto das ondas em águas rasas e profundas.
- Analisar as ondas em pequena escala com a finalidade de determinar as áreas de risco de inundação durante eventos extremos de ondas.

1.3 Referencial Teórico

Baseado nas obras de Dean e Dalrymple (1984) e Holthuijsen (2007), esta seção busca desenvolver uma breve revisão sobre os principais processos e equações que descrevem a mecânica dos fluidos, e a teoria linear de ondas superficiais de gravidade até atingir uma das formas mais básicas de modelagem numérica de ondas por meio da equação de ação de balanço do espectro de ondas.

1.3.1 Princípios básicos de mecânica dos fluidos

Uma das formas mais clássicas de descrever o comportamento de um fluido é por meio das equações do balanço. Para isso são necessários basicamente dois princípios: a *equação do balanço de massa* e a *equação de balanço do momento*. Como a derivação para estas equações são muito parecidas vamos partir de uma derivação mais genérica para uma propriedade arbitrária μ , que pode, posteriormente, ser interpretada tanto como densidade de massa ou de momento.

Portanto, considerando um corpo fluido transportando alguma propriedade de forma conservativa, no espaço ortogonal x, y, z , por um volume $\Delta x \Delta y \Delta z$ (que poderia ser uma propriedade escalar, como calor, ou uma propriedade vetorial, como o próprio momento do fluido), a propriedade será indicada por sua densidade μ (ou seja, por unidade de volume), ver figura 1.2.

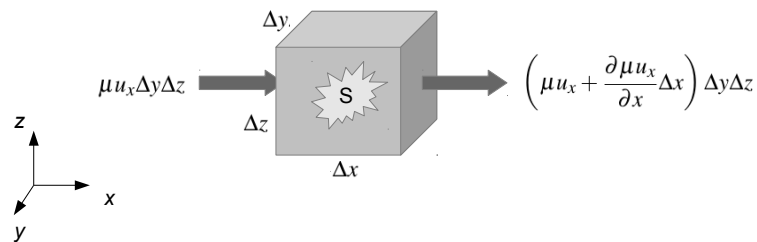


Figura 1.2: Transporte da propriedade μ ao longo da direção x , por um volume $\Delta x \Delta y \Delta z$

A derivação da equação do balanço, basicamente, envolve o balanço local das propriedades de μ armazenadas no volume $\Delta x \Delta y \Delta z$ somadas às propriedades que entram e saem do volume em um intervalo de tempo Δt , ou seja:

$$\text{Quantidade de } \mu \text{ no intervalo } \Delta t = \text{Fluxo líquido de } \mu + \text{Produção local de } \mu \quad (1.1)$$

em que:

$$\text{Fluxo líquido de } \mu = \text{variação de } \mu \text{ no intervalo de tempo } \Delta t \quad (1.2)$$

De outra forma podemos escrever que:

$$\begin{aligned} \text{Fluxo líquido de } \mu \text{ em } \Delta t &= \text{quantidade de } \mu \text{ no final do intervalo} \\ &- \text{quantidade de } \mu \text{ no início do intervalo} \\ &= \left(\mu \Delta x \Delta y \Delta z + \frac{\partial(\mu \Delta x \Delta y \Delta z)}{\partial t} \Delta t \right) - \mu \Delta x \Delta y \Delta z \\ &= \frac{\partial \mu}{\partial t} \Delta x \Delta y \Delta z \end{aligned} \quad (1.3)$$

Considerando o fluxo da propriedade μ na direção x entrando sobre a face esquerda do volume (de área $\Delta y \Delta z$). Assumindo que a propriedade μ é transportada por uma velocidade $\vec{u} = (u_x, u_y, u_z)$, como a velocidade u_x sobre o eixo x , o *Fluxo líquido da propriedade μ de entrada na direção x durante o intervalo de tempo Δt* pode ser representado por:

$$\begin{aligned} \text{Fluxo líquido de } \mu \text{ de entrada na direção } x \text{ em } \Delta t &= \text{Fluxo que entra} - \text{Fluxo que sai} \\ &= \mu u_x \Delta y \Delta z \Delta t - \left(\mu u_x + \frac{\partial \mu u_x}{\partial x} \Delta x \right) \Delta y \Delta z \Delta t \\ &= \frac{\partial \mu u_x}{\partial x} \Delta y \Delta z \Delta t \end{aligned} \quad (1.4)$$

Analogamente o mesmo processo pode ser atribuído para os fluxos na direção y e z no intervalo Δt

$$\begin{aligned} \text{Fluxo líquido de } \mu \text{ de entrada na direção } y \text{ em } \Delta t &= \frac{\partial \mu u_y}{\partial y} \Delta x \Delta z \Delta t \end{aligned} \quad (1.5)$$

$$\begin{aligned} \text{Fluxo líquido de } \mu \text{ de entrada na direção } z \text{ em } \Delta t &= \frac{\partial \mu u_z}{\partial z} \Delta x \Delta y \Delta t \end{aligned} \quad (1.6)$$

Considerando que pode ocorrer produção local da propriedade μ durante o intervalo de

tempo Δt , essa quantidade deve ser somada às equações do balanço. O termo que descreve a produção local pode ser descrito por:

$$\begin{aligned} & \text{Produção local de } \mu \text{ no intervalo de tempo } \Delta t \\ & = S\Delta x\Delta y\Delta z\Delta t \end{aligned} \quad (1.7)$$

em que S é a produção de μ por unidade de tempo e volume. Substituindo as equações 1.4, 1.5, 1.6 e 1.7 na equação 1.1, temos que:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \mu}{\partial t} \Delta x \Delta y \Delta z \Delta t &= -\frac{\partial \mu u_x}{\partial x} \Delta x \Delta y \Delta z \Delta t - \frac{\partial \mu u_y}{\partial y} \Delta x \Delta y \Delta z \Delta t \\ &\quad - \frac{\partial \mu u_z}{\partial z} \Delta x \Delta y \Delta z \Delta t + S \Delta x \Delta y \Delta z \Delta t \end{aligned}$$

$$\boxed{\frac{\partial \mu}{\partial t} + \frac{\partial \mu u_x}{\partial x} + \frac{\partial \mu u_y}{\partial y} + \frac{\partial \mu u_z}{\partial z} = S} \quad (1.8)$$

O primeiro termo do lado esquerdo da equação representa a *taxa local de variação* de μ , os próximos três termos são responsáveis pelo transporte da propriedade μ no espaço (termos *advectivos*). Por último, o termo da direita, chamado de termo *fonte*, representa a geração ou dissipação de μ por unidade de tempo e volume.

Equação da continuidade e balanço de massa

Uma vez encontrada a equação do balanço de uma propriedade μ genérica (eq.1.8), a *equação do balanço de massa* pode ser encontrada simplesmente substituindo a propriedade μ pela densidade ρ do fluido (no caso da água $\rho \approx 1025 \text{kg/m}^3$), assim temos:

$$\boxed{\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u_x}{\partial x} + \frac{\partial \rho u_y}{\partial y} + \frac{\partial \rho u_z}{\partial z} = S_\rho} \quad (1.9)$$

Se for assumido que a densidade da água é constante, todas as derivadas de ρ são zero, e assumindo que não exista nenhuma fonte de água ($S_\rho = 0$) obtemos a *equação da continuidade*.

$$\boxed{\frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z} = 0} \quad (1.10)$$

Equação de balanço de momento

Momento pode ser definido como o produto da massa pela velocidade. Assim, para obter a equação do momento da densidade de massa temos que $\mu = \rho \vec{u} = (\rho u_x, \rho u_y, \rho u_z)$. Como \vec{u} é uma propriedade vetorial, obtemos o seguinte sistema de equações vetoriais decompostas nas direções x, y e z respectivamente:

$$\frac{\partial \rho u_x}{\partial t} + \frac{\partial u_x(\rho u_x)}{\partial x} + \frac{\partial u_y(\rho u_x)}{\partial y} + \frac{\partial u_z(\rho u_x)}{\partial z} = S_x \quad (1.11)$$

$$\frac{\partial \rho u_y}{\partial t} + \frac{\partial u_x(\rho u_y)}{\partial x} + \frac{\partial u_y(\rho u_y)}{\partial y} + \frac{\partial u_z(\rho u_y)}{\partial z} = S_y \quad (1.12)$$

$$\frac{\partial \rho u_z}{\partial t} + \frac{\partial u_x(\rho u_z)}{\partial x} + \frac{\partial u_y(\rho u_z)}{\partial y} + \frac{\partial u_z(\rho u_z)}{\partial z} = S_z \quad (1.13)$$

Sendo S_x, S_y e S_z os termos de produção ou perda de momento por uma dada fonte na direção x , que pela segunda lei de Newton,¹ é dada por uma força por unidade de volume (no caso S_x, S_y e S_z).

1.3.2 Teoria linear de ondas aquáticas

A teoria linear de ondas aquáticas, desenvolvida inicialmente por Airy em 1845, parte do princípio que a amplitude da onda é constante e pequena em relação ao comprimento e à profundidade (motivo pelo qual a teoria também recebe o nome de Pequena Amplitude).

Para desenvolver a teoria linear de ondas de gravidade na superfície, é assumido a propagação de ondas sob um fluido ideal, sendo o movimento controlado apenas pela força gravitacional da Terra. Apesar da água dos oceanos muitas vezes não poder ser considerada como um fluido ideal, isto normalmente não tem consequências graves e a teoria linear consegue prescrever a grande maioria dos casos. No entanto, em situações extremas, algumas das idealizações podem ser violadas e a teoria não ser devidamente aplicada.

Uma das primeiras suposições que podemos fazer na teoria linear de ondas é justamente o fato das ondas se propagarem de forma linear, ou seja, todos os termos advectivos da equação de balanço de momento (eqs.1.11, 1.12 e 1.13) não lineares serão desprezados. Assim, a equação linearizada de balanço de momento para x fica:

$$\frac{\partial \rho u_x}{\partial t} = S_x \quad (1.14)$$

Igualmente, esse processo pode ser expandido para as outros componentes. Nesse caso é con-

¹A segunda lei de Newton define força como a derivada do momento no tempo, $\vec{F} = d(m\vec{v})/dt$, em que F é a força, $m = \rho V$ é a massa, v é a velocidade de um corpo e V o volume desse corpo.

siderado que a única força restauradora na horizontal é o gradiente de pressão $\partial p/\partial x$. Assim, o total de forças atuantes no volume $\Delta x\Delta y\Delta z$ na horizontal deve ser igual à pressão induzida no lado esquerdo menos a pressão induzida no lado direito:

$$S_x = p\Delta y\Delta z - \left(p + \frac{\partial p}{\partial x}\Delta x \right) \Delta y\Delta z \quad (1.15)$$

Por unidade de volume temos:

$$S_x = -\frac{\partial p}{\partial x} \quad (1.16)$$

Assumindo que a densidade da água é constante, e substituindo a eq. 1.16 na eq. 1.14, a equação de balanço do momento na direção x resume-se a:

$$\frac{\partial u_x}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (1.17)$$

O mesmo processo pode ser aplicado na direção y . Similarmente pode ser expandido para a vertical com a adição do termo da força gravitacional terrestre local g . Nesse caso obtemos as seguintes *equações de balanço do momento linearizadas* nas direções x , y e z respectivamente

$$\begin{aligned} \boxed{\frac{\partial u_x}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}} \\ \boxed{\frac{\partial u_y}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}} \\ \boxed{\frac{\partial u_z}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g} \end{aligned} \quad (1.18)$$

A teoria linear ainda considera que:

- o fluido é homogêneo, incompressível (densidade constante) e irrotacional. Isso permite descrever o campo de velocidade por meio de seu potencial $\phi(x, y, z, t)$, dado por:

$$u_x = \frac{\partial \phi}{\partial x}, u_y = \frac{\partial \phi}{\partial y} \text{ e } u_z = \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad (1.19)$$

- a tensão superficial é desprezada;
- a pressão na superfície livre é uniforme e constante. Isso significa que não existem variações do campo de pressão na interface ar-água;
- o fluido é invíscido;
- o fundo tem um limite plano, horizontal, fixo e impermeável o que pressupõe que a velocidade vertical junto ao fundo é nula;

- a amplitude da onda é constante e pequena em relação ao comprimento e à profundidade (motivo pelo qual a teoria recebe o nome de Pequena Amplitude). Além disso, a forma da onda não varia no tempo nem no espaço;
- as ondas se propagam em uma direção no plano bidimensional x, z .

Aplicando a condição 1.19 à equação da continuidade (eq.1.10) é possível obter a equação de Laplace. Em face das suposições iniciais supracitadas, torna-se possível desenvolver as formulações da Teoria Linear a partir da solução da Equação de Laplace:

$$\nabla^2 \phi = \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0. \quad (1.20)$$

A fim de se obter uma solução dessa equação diferencial parcial, faz-se necessário estabelecer um domínio e condições de contorno que satisfaçam as condições físicas do problema estudado, assim é possível determinar uma única solução para a equação governante.

A primeira condição de contorno definida é a Condição de Contorno Dinâmica da Superfície Livre (CCDSL) que considera a pressão na superfície livre uniforme e constante. Logo, pode-se aplicar a forma linearizada da Equação de Bernoulli:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + g\eta = 0, \quad \text{em } z = 0. \quad (1.21)$$

Sendo η a elevação da superfície livre.

A Condição de Contorno Cinemática da Superfície Livre (CCCSL) assegura que não há transporte de fluido através da superfície livre. Assim, a velocidade vertical da superfície livre deve ser igual a velocidade vertical do fluido:

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = \frac{\partial \eta}{\partial t}, \quad \text{em } z = 0. \quad (1.22)$$

A Condição de Contorno Cinemática no Fundo, análoga a condição anterior, admite que não ocorre fluxo através da interface água-substrato, ou seja, a velocidade vertical junto ao fundo é nula:

$$u_z = \frac{\partial \phi}{\partial z} = 0, \quad \text{em } z = -d. \quad (1.23)$$

Deve-se ainda especificar as Condições de Contorno Laterais (CCL). Para o caso aqui apresentado, onde as ondas são periódicas no espaço e no tempo e, ainda, se propagam na direção x , faz-se uso da condição de periodicidade expressa por:

$$\phi(x, t) = \phi(x + L, t), \quad (1.24)$$

$$\phi(x, t) = \phi(x, t + T). \quad (1.25)$$

Definindo L como o comprimento de onda e T o período da onda.

A Figura 1.3 apresenta de maneira sintética o sistema de equações junto com o domínio da solução.

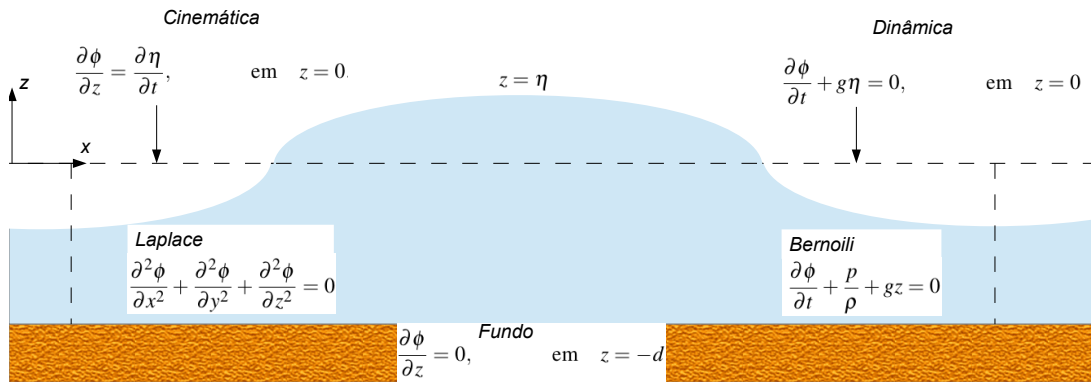


Figura 1.3: Formulação da Teoria Linear com seu domínio, as condições de contorno e a Equação de Laplace, adaptado de Holthuijsen (2007).

Através da solução desse conjunto de equações é possível obter a seguinte expressão que representa o potencial de velocidade:

$$\phi(x, z, t) = \frac{ag}{\omega} \frac{\cosh[k(d+z)]}{\cosh(kd)} \cos(kx - \omega t) \quad (1.26)$$

Onde, $a = H/2$ é a amplitude, sendo H a altura da onda, $\omega = 2\pi/T$ a frequência angular, $k = 2\pi/L$ é o número de onda, d é a profundidade local.

Finalmente de posse da relação acima, torna-se viável derivar as relações básicas da Teoria Linear de ondas. A superfície livre tem forma senoidal e é periódica tanto no espaço (comprimento de onda L) quanto no tempo, (período T), assumindo a forma:

$$\eta(x, t) = a \cos(kx - \omega t). \quad (1.27)$$

Uma outra relação importante oriunda dessa teoria, conhecida como “relação de dispersão” para ondas lineares, estabelece que existe apenas uma única relação entre ω , k e d (ou T , L e d). Logo, se duas quantidades são conhecidas, a terceira é encontrada, como se segue:

$$\omega^2 = gk \tanh(kd) \quad (1.28)$$

A partir deste aparato matemático, pode-se determinar uma série de outras relações da Teoria Linear. Por exemplo, a velocidade de propagação da onda c é dada por:

$$c = \frac{L}{T} \quad \text{ou} \quad \frac{\omega}{k} \quad (1.29)$$

Substituindo eq.1.28 na eq.1.29 tem-se,

$$c^2 = \frac{g}{k} \tanh(kd) \quad (1.30)$$

Nas equações 1.28 e 1.30 observa-se que ondas com comprimentos de onda mais longos se propagam mais rapidamente do que ondas mais curtas, havendo, portanto, dispersão. A velocidade de fase, também chamada de celeridade, dada pela eq.1.30, expressa também a relação entre a variação da velocidade de fase com a profundidade e o número de onda ($k = 2\pi/L$). Vale ressaltar que a energia de uma componente de onda não se propaga com velocidade de fase, c , e sim com velocidade de grupo c_g , como a seguir:

$$c_g = \frac{1}{2}nc, \quad \text{onde} \quad n = \left[1 + \frac{2kd}{\sinh(2kd)} \right] \quad (1.31)$$

O fator n em águas profundas e rasas vale $1/2$ e 1 , respectivamente. Portanto, em água profunda, a energia é transmitida com metade da velocidade do perfil da onda (eq.1.30). Em água rasa, tanto a energia como o perfil da onda se propagam com a mesma velocidade.

Observando a equação 1.32, pode-se perceber que em águas rasas as ondas perdem o caráter dispersivo, significando que todas as ondas se propagam com a mesma velocidade a qual é função apenas da profundidade. Analisando o comportamento da função $\tanh(kd)$ em (eq.1.30), é possível notar que conforme as ondas se aproximam de águas mais rasas, ou seja, quando a profundidade local é pequena em relação ao comprimento de onda, o valor de $\tanh(kd)$ tende à kd , então (1.30) se reduz à:

$$c = \sqrt{gd} \quad (1.32)$$

A profundidade relativa kd é empregada para classificar as ondas em relação à profundidade local. Investigando o comportamento da assíntota da função hiperbólica ($\tanh(kd)$), torna-se viável simplificar as relações da Teoria Linear. A Tabela 1.1 sumariza essas aproximações em função da profundidade relativa (Young, 1999).

Do fato da onda estar se movimentando, tanto na horizontal como na vertical ao longo do oceano, pode-se pensar que essa movimentação das partículas de água está associada ao transporte de energia. Portanto, a troca de posição das partículas na vertical requer a realização

Tabela 1.1: Aproximação das relações derivadas da Teoria Linear quanto à profundidade relativa kd .

	Profundidade relativa (kd)		
	Águas rasas	Águas intermediárias	Águas profundas
Elevação	$\eta = a \sin(kx - \omega t)$	$\eta = a \sin(kx - \omega t)$	$\eta = a \sin(kx - \omega t)$
Relação de dispersão	$\omega^2 = gk^2 d$	$\omega^2 = gk \tanh(kd)$	$\omega^2 = gk$
Velocidade de fase	$c = \sqrt{gd}$	$c = \frac{g}{\omega} \tanh(kd)$	$c = \frac{g}{\omega}$
Velocidade de grupo	$c_g = \sqrt{gd}$	$c_g = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{2kd}{\sinh(2kd)} \right] c$	$c_g = \frac{g}{2\omega}$

de um trabalho que é representado pela energia potencial. Enquanto que a energia cinética de propagação instantânea das partículas está associada a sua velocidade de propagação. Dessa forma, a energia potencial contida em um volume de água, em relação a $z = 0$, pode ser expressa por $\rho g z \Delta x \Delta y \Delta z$. Logo a energia potencial E_p , do nível médio da onda $z = -d$ até a superfície $z = \eta$, para uma onda harmônica, pode ser expressa por:

$$E_p = \overline{\int_0^\eta \rho g z dz} = \overline{\frac{1}{2} \rho g \eta^2} = \frac{1}{4} \rho g a^2 \quad (1.33)$$

Como a energia cinética ($E_c = mv^2$) correspondente a um mesmo volume, esta pode ser descrita por $\rho u^2 \Delta x \Delta y \Delta z$, onde u^2 para uma onda se propagando ao longo do plano x, z é dada por $u^2 = u_x^2 + u_z^2$. Logo, a energia cinética total do fundo até a superfície livre durante um período de onda é dada por:

$$E_c = \overline{\int_{-d}^\eta \frac{1}{2} \rho u^2 dz} \quad (1.34)$$

Como resultado dessa integral, para uma onda harmônica de amplitude a , usando a expressão de u_x e u_z da teoria linear pode ser obtido que:

$$E_c = \frac{1}{4} \rho g a^2 \quad (1.35)$$

Logo a energia total por unidade de área ao longo de um período de onda prescrita pela Teoria Linear de ondas é dada por:

$$E = E_p + E_c = \boxed{\frac{1}{2} \rho g a^2} \quad (1.36)$$

Apesar das limitações da Teoria de onda de Pequena Amplitude resultarem principalmente da premissa de que a altura da onda é pequena em relação à profundidade e ao seu comprimento,

as simplificações impostas nesta teoria podem prever situações irreais. Exemplo disso é quando as ondas se propagam de águas intermediárias à rasas, onde a altura da onda aumentaria com o decréscimo da profundidade (desprezando perdas ou ganhos de energia), esse fato deve-se a desconsideração dos efeitos não lineares, omitidos na Teoria Linear. Mesmo assim, a Teoria Linear ainda possui uma vasta gama de aplicações.

1.3.3 Ondas irregulares no oceano e equação do balanço de ação

Ondas irregulares no oceano

O caráter dispersivo em águas profundas faz com que ondas com diferentes características se propaguem independentemente. No entanto, ocorre uma interação entre as ondas com propriedades semelhantes formando grupo de ondas. Nesse contexto, o estado aparentemente caótico da superfície do mar pode ser entendido como uma sobreposição de um número infinito de trens de ondas senoidais simples com diferentes características como ilustrado na Figura 1.4.

Se voltarmos para as equações 1.28 e 1.30 observa-se que ondas de comprimentos mais longos se propagam mais rapidamente do que ondas mais curtas, havendo, portanto, dispersão. O caráter dispersivo em águas profundas faz com que ondas com diferentes características se propaguem independentemente.

De fato, esses fenômenos podem ser observados no oceano: ondas que parecem desorganizadas e irregulares, sem uma direção, amplitude ou frequência definidas. Portanto, a ideia central aqui é mostrar que é possível utilizar ondas senoidais e lineares para descrever a superfície oceânica através de espectro de ondas, onde estão presentes diferentes frequências e direções.

A partir da superposição, ou soma, de duas ondas senoidais combinadas é possível descrever, por exemplo, interferência entre ondas, reflexão e até atenuação de ondas em uma praia, apenas variando as duas direções de incidência e amplitudes. Contudo, ainda é um modelo muito simples para representar a irregularidade do estado do mar. Se for considerado a soma de um número arbitrário de componentes, o resultado seria uma descrição próxima do observado. A Figura 1.5 é um exemplo clássico de ondas aleatórias se propagando no oceano.

Portanto, se pensarmos que a superfície do oceano é composta por N ondas lineares de pequena amplitude se propagando de forma aleatória, com diferentes fases e amplitudes, podemos representar o estado de mar por meio da equação 1.27 da seguinte forma:

$$\eta(x,t) = \sum_{n=1}^N a_n \cos(k_n x - \omega_n t). \quad (1.37)$$

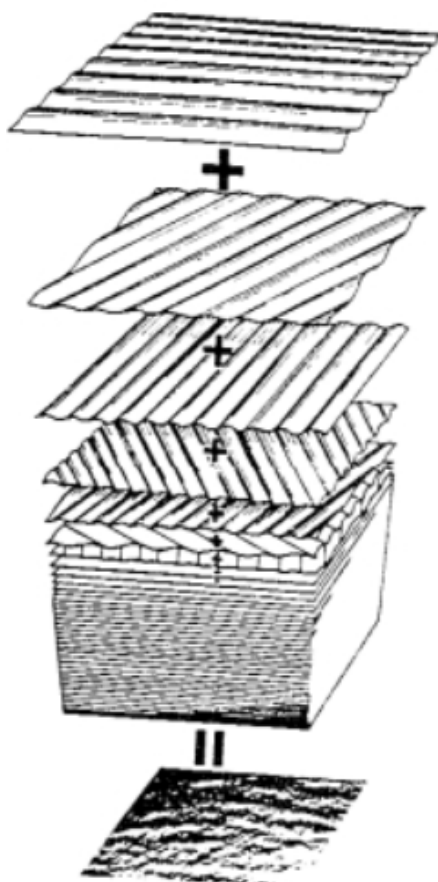


Figura 1.4: A superfície do mar obtida pela soma de várias ondas senoidas aleatórias. Pierson *et al.* (1958).



Figura 1.5: Foto de ondas durante uma tempestade no Oceano Pacífico Norte de M/V NOBLE STAR, NOAA 1989

Ou de forma equivalente;

$$\eta(x,t) = \sum_{n=1}^N \operatorname{Re} \left\{ a_n e^{-i(k_n x - \omega_n t)} \right\} \quad (1.38)$$

Expandindo essa situação para ondas se propagando em direções arbitrárias \vec{k}_n no plano x e y . $\vec{k}_n = (k_n \cos \theta_n, k_n \sin \theta_n)$, sendo θ_n a direção de propagação de cada uma das n ondas no plano, teremos:

$$\eta(x,y,t) = \sum_{n=1}^N \operatorname{Re} \left\{ a_n e^{-ik_n(x \cos \theta_n + y \sin \theta_n) + i\omega_n t} \right\} \quad (1.39)$$

Se considerarmos que é possível ter uma quantidade infinita de ondas em uma determinada região do espaço, podemos levar N no limite em que $N \rightarrow \infty$. Assim obtemos uma expressão capaz de descrever todo o pacote de ondas nessa região:

$$\eta(x,y,t) = \operatorname{Re} \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} a(\omega, \theta) e^{-ik_n(x \cos \theta_n + y \sin \theta_n) + i\omega t} d\omega d\theta \quad (1.40)$$

sendo $a(\omega, \theta)$ a representação de todas as amplitudes de ondas contidas nessa região, a qual será denominada como **espectro de amplitudes**. Por meio de equação 1.36 e da relação $\omega = 2\pi f$, outra forma usual de representação das ondas é em função do **espectro de energia** $E(f, \theta)$, ou simplesmente $E(f)$ para descrição do espectro de energia unidirecional. Esse tipo de representação permite uma representação da superfície marinha na forma da sobreposição de ondas lineares como ilustrada na Figura 1.4 e observado na Figura 1.5.

Espectro de onda

Dentre as formas paramétricas de representação de ondas mais usuais hoje em dia estão as formas propostas por Pierson e Moskowitz (1964) e Hasselmann *et al.* (1973). Pierson e Moskowitz (1964) assumiram que se o vento sopra de forma constante por um longo tempo em uma grande área, as ondas entram em equilíbrio com o vento. Para se obter um espectro de um mar totalmente desenvolvido, eles usaram medições de ondas feitas por acelerômetros em navios meteorológicos britânicos no Atlântico Norte. Assim, eles selecionaram os dados de onda para momentos em que o vento tinha soprado constantemente por longos períodos em grandes áreas do Atlântico Norte. Em seguida, eles calcularam os espectros de onda para diferentes velocidades de vento e obtiveram a seguinte forma espectral para um estado de mar desenvolvido e em águas profundas (Figura 1.6):

$$E_{\text{Pierson-Moskowitz}}(f) = \frac{\alpha_p g^2}{(2\pi)^4 f^5} e^{-\frac{5}{4} \left(\frac{f_p}{f}\right)^4} \quad (1.41)$$

sendo α_p a escala de energia e f_p o pico de frequência. Para que a forma espectral proposta esteja de acordo com o observado, Pierson e Moskowitz (1964) encontraram que $\alpha_p = 0.0081$ e $f_p U_{19.5}/g = 0.14$, sendo $U_{19.5} \approx 1.075 U_{10}$ ou $f_p U_{10}/g = 0.13$ no qual $U_{19.5}$ e U_{10} são as velocidades do vento em 19.5 e 10 m respectivamente.

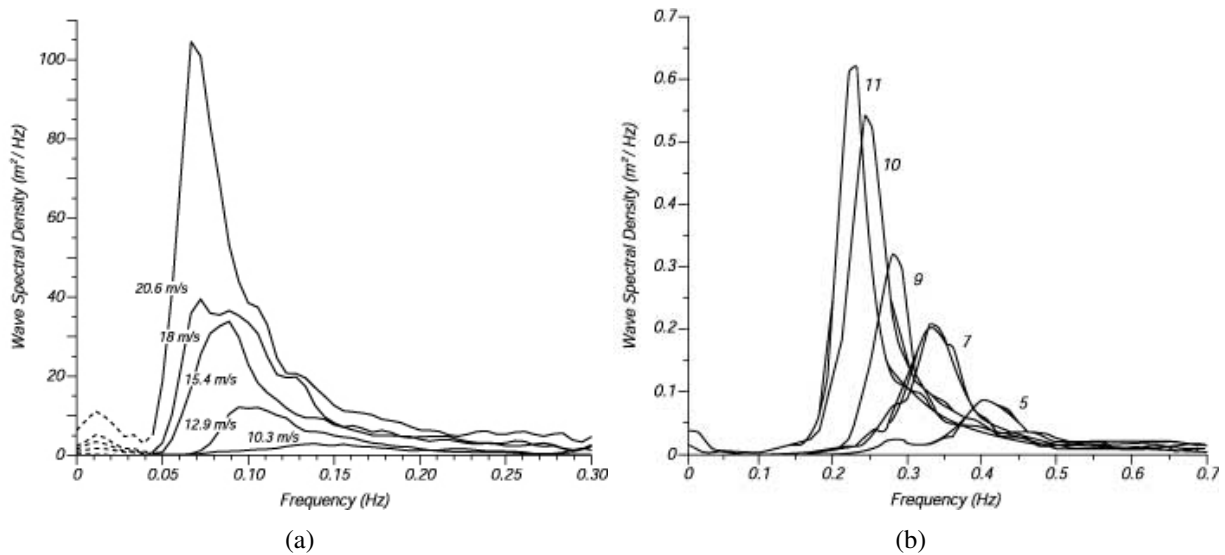


Figura 1.6: a) Espectro de ondas completamente desenvolvido para diferentes velocidade de vento de acordo com Moskowitz (1964). b) Espectro de ondas para um estado de mar desenvolvido em uma área limitada por Hasselmann *et al.* (1973)

Hasselmann *et al.* (1973), depois de analisar os dados coletados durante o Joint North Sea Wave Observaç o Projeto (JONSWAP), descobriu que o espectro de onda nunca est  totalmente desenvolvido. Ele continua a desenvolver-se atrav s de intera es n o lineares onda-onda, mesmo para tempos muito longos e dist ncias muito grandes. Assim, foram adicionados ao espectro de Pierson-Moskowitz alguns termos, a fim de melhorar o ajuste  s suas medi es. Dessa forma, o espectro JONSWAP   apresentado da mesma forma que o espectro de Pierson-Moskowitz, por m multiplicado por um fator de intensifica o de pico adicional $G(f)$, dado por:

$$G(f) = \gamma^R, \quad \text{sendo } R = e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{f_p/f}{\sigma} \right)^2} \quad (1.42)$$

Assim,

$$E_{JONSWAP}(f) = \frac{\alpha_p g^2}{(2\pi)^4 f^5} e^{-\frac{5}{4} \left(\frac{f_p}{f} \right)^4} \gamma^R, \quad (1.43)$$

em que σ   a largura de espalhamento do espectro ($\sigma = \sigma_a$ para $f \leq f_p$ e $\sigma = \sigma_b$ para $f > f_p$). A rela o entre o espectro de JONSWAP e Pierson-Moskowitz pode ser observada na Figura 1.7.

Ampliando a representa o do espectro para uma distribui o bidimensional do espectro de onda $E(f, \theta)$, podemos pensar tamb m no conceito de largura direcional σ_θ que tamb m   dada por uma distribui o de dire es $D(\theta)$. Se fixarmos uma dada frequ ncia no espectro

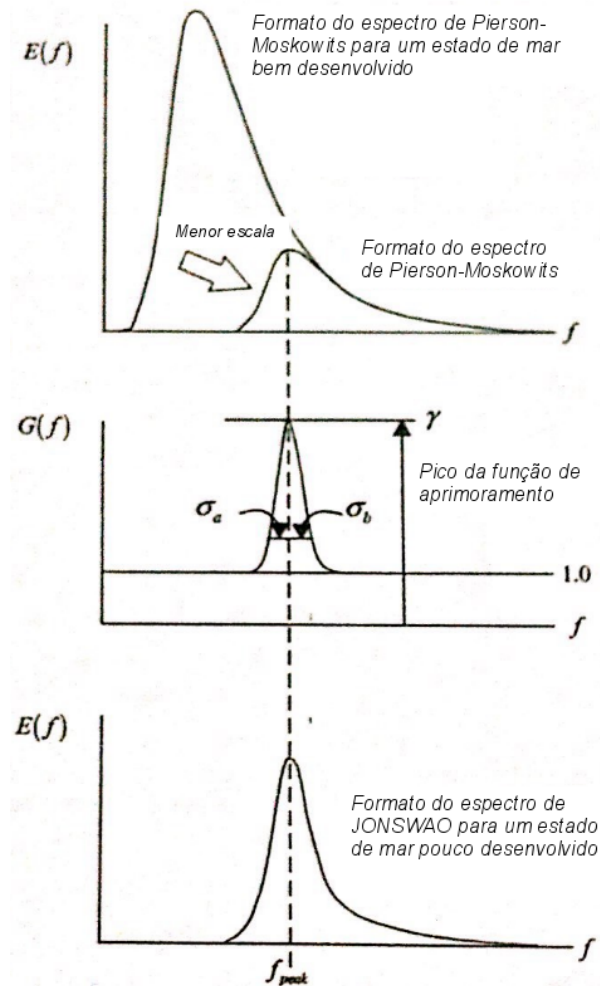


Figura 1.7: Forma dos espectros de Pierson e Moskowitz (1964) e JONSWAP por Hasselmann *et al.* (1973), adaptado de Holthuijsen (2007).

bidimensional e normalizarmos de modo que sua integral sobre as direções seja unitária (ver Fig. 1.8) temos que:

$$D(\theta) = \frac{E(f, \theta)}{E(f)}, \quad \text{sendo } f = \text{constante} \quad (1.44)$$

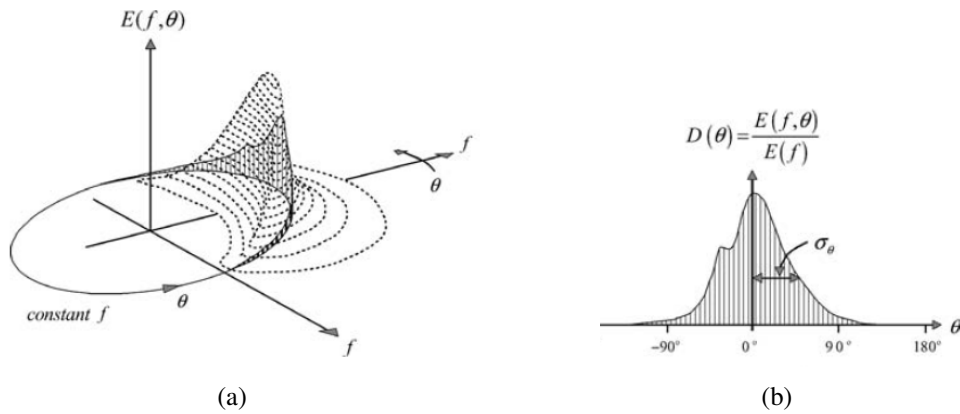


Figura 1.8: a) Representação do espectro bidimensional. b) Representação da distribuição de direções para uma dada frequência f , adaptado de Holthuijsen (2007).

A partir desta descrição espectral é possível extrair as principais características estatísticas do estado do mar presente.

Altura significativa (H_s)

A altura significativa, pode ser definida como o terço maior das alturas de ondas que definem o espectro, dada por:

$$H_s = 4\sqrt{\int \int E(f, \theta) df d\theta} \quad (1.45)$$

Período de pico (T_p)

O período de pico, em segundos, pode ser definido como o inverso da frequência de pico f_p (ou f_{peak} , fig.1.8) obtido no ponto de máxima variância do espectro, ver Figura 1.7.

$$T_p = \frac{1}{f_p} \quad (1.46)$$

Direção de pico (D_p)

A direção de pico, dada em graus ou em radianos, pode ser obtida no ponto de máxima variância do espectro, assim como T_p .

Equação do balanço de ação

Um dos princípios mais básicos de modelagem e previsão de ondas em larga e meso escala como usado por modelos como SWAN, WAN, WaveWatch III e outros, baseia-se em computar a evolução da densidade de energia de cada um dos componentes da onda no domínio de f e θ , que pode ser obtida mediante a integração de uma equação de evolução ou propagação de energia no tempo:

$$\frac{dE(f, \theta; x, y, t)}{dt} = S(f, \theta; x, y, t), \quad (1.47)$$

sendo $S(f, \theta; x, y, t)$ os termos de perda ou ganho de energia. De forma semelhante a abordagem utilizada na seção 1.3.1 para obtenção da **equações do balanço** (eq.1.8) para a propriedade genérica μ , podemos obter a **equação do balanço de ação do espectro de onda**.

Se considerarmos que a velocidade de propagação do espectro é dada pela velocidade de propagação do grupo de ondas c_g , $dx/dt = c_{g,x}$ e $dy/dt = c_{g,y}$ é possível considerar que a quantidade de energia contida em uma célula infinitesimal de lados Δx e Δy num intervalo de tempo Δt será dada pela quantidade que ela importa do entorno mais a quantidade de energia produzida ou dissipada localmente. A Figura 1.9 sumariza a propagação de energia no entorno dessa célula.

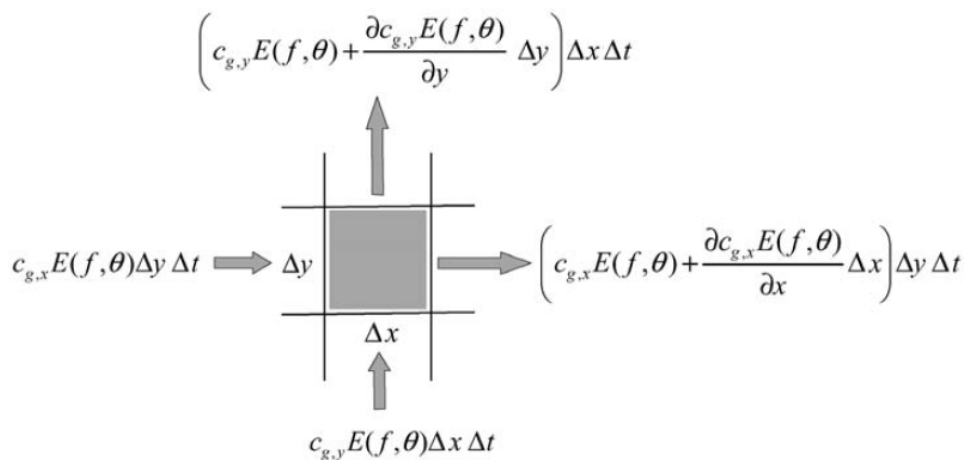


Figura 1.9: Representação da propagação de energia do espectro de ondas. Fonte: Holthuijsen (2007).

$$\begin{aligned}
\text{Variação de } E \text{ em } \Delta x \Delta y \Delta t &= E \text{ (importada em } x) + E \text{ (importada em } y) + E \text{ (gerada)} \\
\frac{\partial E(f, \theta)}{\partial t} \Delta x \Delta y \Delta t &= c_{g,x} E(f, \theta) \Delta y \Delta t - \left(c_{g,x} E(f, \theta) + \frac{\partial c_{g,x} E(f, \theta)}{\partial x} \Delta x \right) \Delta y \Delta t \\
&+ c_{g,y} E(f, \theta) \Delta x \Delta t - \left(c_{g,y} E(f, \theta) + \frac{\partial c_{g,y} E(f, \theta)}{\partial y} \Delta y \right) \Delta x \Delta t \\
&+ S(f, \theta) \Delta x \Delta y \Delta t \\
\frac{\partial}{\partial t} E(f, \theta) \Delta x \Delta y \Delta t &= - \frac{\partial c_{g,x} E(f, \theta)}{\partial x} \Delta x \Delta y \Delta t - \frac{\partial c_{g,y} E(f, \theta)}{\partial y} \Delta x \Delta y \Delta t + S(f, \theta) \Delta x \Delta y \Delta t
\end{aligned} \tag{1.48}$$

Dividindo todos os termos da equação por $\Delta x \Delta y \Delta t$ obtemos a forma geral da **equação do balanço de ação do espectro de onda** dada por:

$$\boxed{\frac{\partial E(f, \theta; x, y, t)}{\partial t} + \frac{\partial c_{g,x} E(f, \theta; x, y, t)}{\partial x} + \frac{\partial c_{g,y} E(f, \theta; x, y, t)}{\partial y} = S(f, \theta; x, y, t)} \tag{1.49}$$

Essa equação é base para a grande maioria dos modelos numéricos de ondas, a variável $S(f, \theta; x, y, t)$ que representa os termos fonte ou sumidouros de energia no domínios. Normalmente esses são parametrizados para incluir a transferência de energia do vento para as ondas e assim descrevem o processo de geração das ondas através do vento. Também são aceitos termos responsáveis pela redistribuição de energia devido a interações não lineares onda-onda entre ondas de diferentes frequências. Em águas rasas, usualmente também são adicionados termos que representem a perda ou dissipação de energia por atrito com o fundo, quebra de onda por *whitecapping* e induzida pela batimetria na zona de surfe.

Referências Bibliográficas

- Ardhuin, F., Roland, A., Dumas, F., Bennis, A.-C., Sentchev, A., Forget, P., Wolf, J., Girard, F., Osuna, P., and Benoit, M. (2012). Numerical Wave Modeling in Conditions with Strong Currents: Dissipation, Refraction, and Relative Wind. *Journal of Physical Oceanography*, 42(12):2101–2120.
- Baldock, T., Baird, A. J., Horn, D. P., and Mason, T. (2001). Measurements and modeling of swash-induced pressure gradients in the surface layers of sand beach. *Journal of Geophysical Research*, 106(C2):2653–2666.
- Baldock, T. and Swan, C. (1994). Numerical calculations of large transient water waves. *Applied Ocean Research*, 16(2):101–112.
- Baldock, T. E. and Swan, C. (1996). COASTAL Extreme waves in shallow and intermediate water depths. *Coastal Engineering*, 27(95):21–46.
- Battjes, J. and Janssen, J. (1978). Energy loss and set-up due to breaking random waves. In *International Conference Coastal Engineering*, pages 569–587.
- Booij, N., Ris, R. C., and Holthuijsen, L. H. (1999). A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. *Journal of Geophysical Research*, 104(C4):7649.
- Dean, R. G. and Dalrymple, R. A. (1984). *Water waves mechanics for engineers and scientists*. World Scientific Publishing Company, London, 1 edition.
- Filipot, J.-F. and Ardhuin, F. (2012). A unified spectral parameterization for wave breaking: From the deep ocean to the surf zone. *Journal Of Geophysical Research-oceans*, 117(C11):1–19.
- Hamm, L., Madsen, P. A., and Peregrinec, D. (1993). Wave transformation in the nearshore zone: A review. *Coastal Engineering*, 21(1-3):5–39.

- Hasselmann, K., Barnett, T., Bouws, E., Carlson, H., Cartwright, D., Enke, K., Ewing, J., Gienapp, H., Hasselmann, D., Kruseman, P., Meerburg, A., Miller, P., Olbers, D., Richter, K., Sell, W., and Walden, H. (1973). Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). *Ergänzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift Reihe*, 8:95.
- Holthuijsen, L. H. (2007). *Waves in Oceanic and Coastal Waters*. Cambridge University Press, London, 1 edition.
- Komen, G. J., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S., and M., J. a. P. A. E. (1994). *Dynamics and modelling of ocean waves*. Cambridge University Press.
- Moskowitz, L. (1964). Estimates of the power spectrums for fully developed seas for wind speeds of 20 to 40 knots. *urnal of Geophysical Research*, 69(24):5161–5179.
- Pierson, W. J., Neumann, G., and James, R. W. (1958). *Practical methods for observing and forecasting ocean waves by means of wave spectra and statistic*. Hydrogr. Off. Publ. 603, U.S. Navy Hydrogr. Off., Washington, DC.
- Pierson, W. J. J. and Moskowitz, L. A. (1964). Proposed Spectral Form for Fully Developed Wind Seas Based on the Similarity Theory of S. A. Kitaigorodskii. *Journal of Geophysical Research*, 69:5181–5190.
- Schäffer, H. A., Madsen, P. A., and Deigaarda, R. (1993). A Boussinesq model for waves breaking in shallow water. *Coastal Engineering*, 20(3-4):185–202.
- Smit, P., Zijlema, M., and Stelling, G. (2013). Depth-induced wave breaking in a non-hydrostatic, near-shore wave model. *Coastal Engineering*, 76:1–16.
- Stone, G. W. and Orford, J. D. (2004). Storms and their significance in coastal morpho-sedimentary dynamics. *Marine Geology*, 210(1-4):1–5.
- Tolman, H. (1991). A third-generation model for wind waves on slowly varying, unsteady and inhomogeneous depths and currents. *Journal Physicist of Oceanograph*, 21:782–797.
- Tolman, H. L. (1997). *User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 1.15*. NOAA/NWS/NCEP/OMB, United States.
- Tolman, H. L. (2009). User manual and system documentation of WAVEWATCH-III. Technical report, NOAA / NWS / NCEP / OMB.
- WAMDI, G. (1988). The WAM model - a third generation ocean wave prediction model. *J. Phys. Oceanogr.*, 18:1775–1810.

- Wei, G., Kirby, J. T., Grilli, S. T., and Subramanya, R. (1995). A fully nonlinear Boussinesq model for surface waves . Part 1 . Highly nonlinear unsteady waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 294:71–92.
- Yamazaki, Y., Kowalik, Z., and Cheung, K. F. (2008). Depth-integrated, non-hydrostatic model for wave breaking and run-up. *International Journal for numerical Methods in fluids*.
- Young, I. (1999). *Wind generated ocean waves*. Elsevier, 1 edition.
- Zijlema, M., Stelling, G., and Smit, P. (2011). SWASH: An operational public domain code for simulating wave fields and rapidly varied flows in coastal waters. *Coastal Engineering*, 58(10):992–1012.

Capítulo 2

Extreme wave events and their impact on the coast of Rio Grande do Sul, Brazil

Pedro Veras Guimarães^{1,3}; Leandro Farina^{2,3}; Elirio Toldo Jr.¹

1. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Campus do Vale Av. Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre, RS, Brasil
2. Instituto de Matemática, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Campus do Vale Av. Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre, RS, Brasil
3. BCAM, Basque Center for Applied Mathematics, Alameda de Mazarredo 1448009 Bilbao, Bizkaia, Spain

Abstract

Using the model SWAN, high waves on the Southwestern Atlantic generated by extra-tropical cyclones are simulated from 2000 to 2010 and their impact on the Rio Grande do Sul coast is studied. The modeled waves are compared with buoy data and good agreement is found. The six extreme events in the period which presented significant wave heights above 5 m, on a particular point of interest, are investigated in detail. It is found that the cyclogenetic pattern between the latitudes 31.5°S and 34°S , is the most favorable for developing high waves. Hovmöller diagrams for deep water show that the region between the south of Rio Grande do Sul up to latitude 31.5°S is the most energetic during a cyclone's passage, although the event of May 2008 indicate that the location of this region can vary, depending on the cyclone's displacement. On the other hand, the Hovmöller diagrams for shallow water show that the different shoreface morphologies were responsible for focusing or dissipating the waves' energy; the regions found are in agreement with the observations of erosion and progradation regions. It can be concluded that some of the urban areas of the beaches of Hermenegildo, Cidreira, Pinhal, Tramandaí, Imbé

and Torres have been more exposed during the extreme wave events at Rio Grande do Sul coast, and are more vulnerable to this natural hazard.

keyword: Extra-tropical cyclones; ocean waves; storm events; coastal hazards

2.1 Introduction

Storms constitute one of the most significant natural threats to coastal communities, representing the world's foremost coastal natural hazard in terms of property damage and lives lost. The strong winds over the ocean favor the air-sea momentum transfer that is responsible for the ocean disturbances which may lead to high sea waves affecting navigation, petroleum platforms, and causing severe shore erosion, coastal flooding, damage to infrastructure and other undesirable effects. Thus, these events create the need for scientific tools, such as vulnerability maps, predictive techniques, and warning systems, that can help to prevent these negative consequences. The development of such tools requires an adequate understanding of both the hydrodynamic processes acting during a storm, and the coastal response to this hydrodynamic forcing.

The Mid-latitude cyclogenesis with low pressure centers in the deep ocean and along the coast increases the intensity of Mid-Atlantic storms, causing extreme storm surges and storm waves (Calliari *et al.*, 1998b). Storm surges are also the major geological risk in low coastal areas. They are often associated with significant losses of life and property. Additionally, sea level elevations at the shore can be further amplified by the presence of shelf waves and by the piling up of water due to wave breaking processes in the surf zone (known as wave setup).

In general terms, the impact of storms on the coast is determined by the cumulative effect of large-, meso- and local-scale processes. Barotropic forcing is the main large-scale; meso-scale processes are governed by the action of the onshore winds piling up water on the coast (wind setup), and the magnitude of this setup is largely affected by the bathymetric characteristics of the continental shelf. Furthermore, there have to added the process of generation and growing waves (large-scale) and wave transformation processes over the inner continental shelf (meso-scale), which are also affected by the above parameters. So the impacts of a storm are usually caused by the sum of the properties of the combination of natural environments at the Rio Grande do Sul (RS) coast in Brazil; some of these impacts have been related by Calliari *et al.* (1998b), Parise *et al.* (2009) and Machado *et al.* (2010).

The state of Rio Grande do Sul is characterized by an extensive coastline with uniform orientation NE–SW and light sinuosity along its extension of 615 km (Fig. 3.1). It is one of the longest sandy beaches in the world, presenting only two permanent discontinuities, at Tramandaí and Patos lagoon inlets (Dillenburg *et al.*, 2004). All this extension consists of

unconsolidated deposits from quaternary rivers that do not receive contributions from modern sands, most of the bedload carried by the drainage network is retained inside the lagoons and other coastal environments, such as the Patos and Mirim Lagoons (Tomazelli *et al.* 1998). The Continental Shelf is part of a broad and passive margin, more than 150 km long, with maximum depths ranging between 100 and 140 meters and a gentle slope on the order of 0.06. The backshore is extensive and shallow with an outer boundary at a depth of 10 m, with predominantly sandy deposits (Toldo *et al.*, 2006). At present, RS beaches receive very little sand from inland, as most of the bedload carried through the drainage system is trapped in lagoons and other coastal plain environments (Tomazelli *et al.*, 1998).

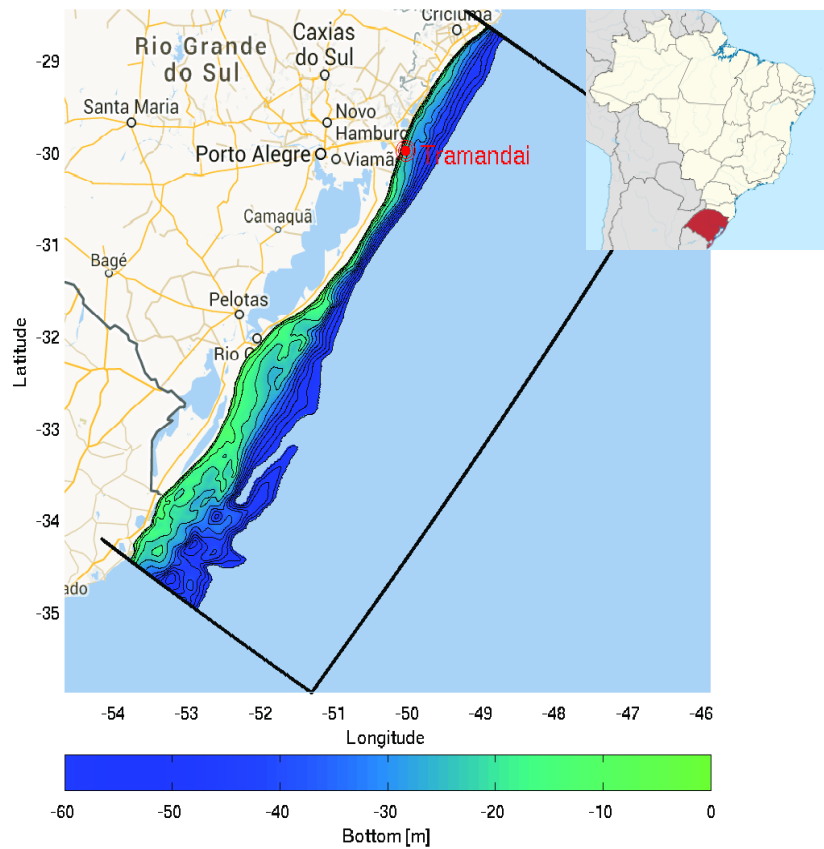


Figura 2.1: Study field representation. Solid lines represent the the grid boundaries. Inside, in color scale, the grid bathymetry is between 0 and -60 m. The point indicates the Tramandaí beach location where the buoy was located for a validation analysis. The corresponding maps are plotted over a Google Maps image.

A good regional geomorphological description is given by Fachin (1998): according to this author, the shorefaces for the northern and southern end of this region are totally different, changing at the south of the Patos Lagoon inlet. The area near and south of Patos Lagoon is described as more homogeneous, with a gradually decreasing slope toward the sea. The northern and southern ends of this area have two different standards for the presence and orientation of sand ridges. To the north there is a high concentration of sand ridges with an orientation

predominantly parallel to the shoreline with depths of 18 and 22 m and with coastal distances from 8 to 10 km. At the southern end there are more complex morphologies, with sand ridges oblique to the coast, directed predominantly SE–NE, with depths between 12 and 30 m.

This is a microtidal coast with semidiurnal tides presenting a mean range of 0.25 m. But the water level is also affected by the South Atlantic circulation responsible for short-term sea level variations. At Rio Grande do Sul, the maximum values of storm surges were on the order of 1 m, 1.4 m and 1.9 m, found by, respectively, Calliari *et al.* (1998b), Saraiva *et al.* (2003) and Parise *et al.* (2009). These authors explain that this phenomenon occurs when S–SE winds stack the water onshore during the passage of intense cold fronts.

Because of the low tidal range, the sediment transport and deposition along the open coast is primarily dominated by wave activity. Although the most frequent waves are generated by local and usually long-lasting winds from the northeast, southerly waves associated to the formation of extra-tropical cyclones far away in the Mid-Atlantic are the strongest. But the average significant wave height is 1.5 m, measured at depths of about 17 m (Strauch, 2009).

Speranski and Calliari (2001) have shown that the convergence of wave rays due to refraction on small-scale changes in bathymetry concentrates the wave energy at some coastal sectors and is one of the probable causes of the erosion in Rio Grande do Sul. According to this study, the convergence patterns in those two areas were identified for waves with period longer than 9 s approaching from SSE–SW, while a divergent pattern is observed in the northern shores. Speranski and Calliari (2001) suggest that wave “focus” is the major cause of erosion in the Conceição lighthouse area and in Hermenegildo. The Hermenegildo beach at the southern end of Rio Grande do Sul has been much studied, e.g., Calliari *et al.* 1998a, Esteves *et al.* 2001, 2002 and 2003, because of the severe erosion problem in this region. According to Dillenburg *et al.* (2004), this problem involves anthropic occupation too. Toldo *et al.* 2005 have characterized the retreat and progradation zone at the Rio Grande do Sul coast, identifying a high coastal retreat at the north of the Patos Lagoon inlet until the Tramandaí region, and a progradation area with moderate retrogradation from the Rio Grande until around 33°S and in the region just north of Tramandaí beach.

The effects of waves have been shown to be the fundamental process for coastal management, since it is the main forcing term in the dynamics, composition, and morphology of this coastline. Most of the energy incident on this coastal zone is associated with gravity waves and the most energetic events are associated with the extra-tropical cyclones. These cyclones are very turbulent and unstable meteorological phenomena, defined as low pressure systems of synoptic scale that occur in the middle latitudes. They have a great influence on the regional climate and constitute an important mechanism of atmospheric circulation for the thermal equilibrium between the regions of low and high latitudes.

According to Machado *et al.* (2010), the intense cyclonic weather systems in southern

Brazil generate ocean storms which can, on a temporal scale varying from a few hours to a day, completely erode a beach profile from its maximum accretion state. Mid-latitude cyclogenesis with low pressure centers in the deep ocean and along the coast increases the intensity of Mid-Atlantic storms, causing storm surges and storm waves. During the a event of September 2006, it was observed that a great part of Cassino beach was flooded when the water reached the first avenue close to the beach.

Regarding the occurrence of South America extra-tropical cyclones, Gan (1992), analyzing 10 years of data (from 1979 to 1988), has found that the majority of them happen in winter (8 events), followed by autumn (6), spring (4) and summer (3). Gan and Rao (1991) identified two cyclogenesis regions in South America: one in Argentina (42.5°S and 62.5°W) related to the baroclinic instability of the westerly winds, and another in Uruguay (31.5°S and 55°W) associated with the baroclinic instability due to the presence of the Andes. Recently, a third region between 20° and 35°S, located in southern and south-eastern Brazil, was identified (Reboita *et al.* 2010).

Reboita *et al.* (2010), using the 10 m height wind field to calculate the relative vorticity (ζ_{10}), classified as extra-tropical cyclones all the systems with $\zeta_{10} \leq -1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ and a lifetime greater than or equal to 24 hours, and they found 2787 cyclogenesis in 10 years in total over the South Atlantic Ocean. However, initially considering only the stronger systems with $\zeta_{10} \leq -2.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, there is a well characterized high frequency of cyclogenesis. Parise *et al.* (2009) and Machado *et al.* (2010) also classified three trajectory patterns over the southern Atlantic Ocean: the cyclogenesis in the south of Argentina with an eastward displacement and a trajectory between 47.5°S and 57.5°S (RC1), the cyclogenesis in the south of Uruguay with an eastward displacement and a trajectory between 28°S and 43°S (RC2), and the cyclogenesis in the south of Uruguay with a southeasterly displacement and a trajectory between 35°S and 57.5°S (RC3). Machado *et al.* (2010) include the high-pressure center generating an easterly wind as a fourth patter of those events.

The extra-tropical cyclone of September 2006 was well studied by Parise *et al.* (2009), who shows that this particular storm caused a surge of 1.827 m at Cassino Beach. Although the surge was very high, these authors describe only a low level of beach erosion. This event was equally well classified and discussed by Machado *et al.* (2010), who included the regional cyclogenesis pattern RC3.

So, regarding the potential problem of storm waves, the geological history and the Middle Atlantic Cyclones, the aim of the present paper is to describe the development of high waves during extreme events at the coast of Rio Grande do Sul, and also point to some places that could be at potential risk during these events.

2.2 Materials and Methods

To accomplish this, there were analyzed the cases of extreme waves that occurred between 2000 and 2010. To conduct this study, we analyzed the global wave data from WW3 (WAVEWATCH III, Tolman, 2009) and the nearshore waves were simulated numerically with the spectral wave model SWAN (Simulating Waves Nearshore) nested in WW3. Intending to validate this methodology, a computational simulation was run from December 2006 through May 2007. The model was started from rest condition in December, and run for six months, storing the result hourly. The results were compared with the directional buoy measurements from a buoy installed from November 2006 to May 2007 close to Tramandaí city, (its location is indicated in Figure 3.1) in 17 m shallow water (Strauch *et al.*, 2009). Waves above 5 m of significant wave height by an offshore WW3 point were selected as the most extreme wave events. The simulation of each of these events was computed from the steady condition for seven days before and five days after the peak of the event.

2.2.1 Model description

SWAN (<http://fluidmechanics.tudelft.nl/swan>) is a third-generation wave model, a phased-averaged wave model, efficient when predicting wave conditions for small scales, for obtaining realistic estimates of wave parameters in coastal areas, lakes and estuaries, for prescribed wind, bottom and current conditions. However, SWAN can be used on any scale relevant for wind-generated surface gravity waves (Holthuijsen *et al.* (1993); Booij *et al.* (1999); Ris *et al.* (1999)).

SWAN is based on the spectral action balance equation. Short-crested, random wave fields propagating simultaneously from widely varying directions can be simulated. The SWAN model accounts for shoaling, refraction due to spatial variations in bottom and current, diffraction, blocking and reflections, wave generation due to wind, energy dissipation due to white-capping, bottom friction, depth-induced breaking and non-linear wave-wave interactions in both deep and shallow water (quadruplets and triads). The SWAN version used in these simulations is 40.72. A thorough description of the SWAN package and its background are in Young (1999) and Booij *et al.* (1999). In addition, the wave-induced setup of the mean sea surface was computed in SWAN.

We ran SWAN in non-stationary mode over a curvilinear grid, employing a 5 minute time step, updating wind input every three hours, and the tides was corrected hourly.

The computational grids are better resolved close to the coast area. The areas of low resolution are around 1.5 km in deep water and those of high resolution are 0.5 km in the coastal areas, rotated by 45°. The final grid contain 275,200 cells, corresponding to an area around

250,000 km², covering all of the coastal zone of Rio Grande do Sul, and part of Uruguay and the state of Santa Catarina.

Every simulation was run over the same grid, considering the ETOPO1¹ bathymetry corrected with nautical charts provided by the DHN/CHM² Brazil Marine through the Oceanographic Modeling and Observation Network (REMO).

2.2.2 Boundary conditions and forcing

The wave boundary conditions and the wind surface used are from the third generation wind wave model WAVEWATCH III (Tolman, 2009), operated by the wave modeling group at the National Center for Environmental Prediction (the wave hindcast database extends from 1999 to 2010 —see <http://polar.ncep.noaa.gov/waves>). They cover the globe in the domain 78°-78°N with a grid resolution of 1° in latitude and 1.25° in longitude. This model outputs the wind speed and direction as well as the integrated spectral parameters such as the significant wave height (Hs), the peak period (Tp), and the mean direction at the peak period (Dp). The temporal data resolution is every three hours.

The data from WAVEWATCH III were nested in SWAN as boundary conditions every three hours. The intensity of the wind components (*U* and *V*) were fit in a computational grid using linear interpolation based on a Delaunay triangulation of the data, then smoothing the wind components over the SWAN grid surface. The spectral waves boundary conditions from WAVEWATCH III were defined with a nonstationary distribution of Jonswap spectrum obtained by the waves' parameters Hs, Tp, Dp and the directional spreading. This wave information came from the global results of WAVEWATCH III and were linearly interpolated to 60 equidistant points along the segments of the computational grid boundaries.

2.2.3 Water level correlation

The sea level exchange can be understood as a combination of the astronomical tide with the influence of the atmospheric level. To better represent the waves in shallow water during the analyzed events, the water levels were corrected by directly employing the data measured by a tide gauge at the Tramandaí inlet from the Brazilian Superintendency of Ports and Waterways. The water levels were interpolated and included in the model each computational hour.

¹ETOPO1 is a 1 arc-minute global relief model of the Earth's surface that integrates land topography and ocean bathymetry, for more information see <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/>

²<https://www.mar.mil.br/dhn/chm/cartas/cartas.html>

2.2.4 Urban occupation

Despite the fact that the Rio Grande do Sul shoreline has long and undeveloped coastal segments, almost one-third of the shoreline has been impacted by human activities, such as urbanization. In order to determine which were the main urban settlement areas, satellite images over the study period from Google Earth public license were used. The most urbanized areas were compared with the wave model's results in order to identify the main sites of coastal risk during extreme wave events.

2.2.5 Cyclone trajectories

To analyze the cyclone trajectories that generated these waves, each cyclone's track and intensity were identified employing the its relative vorticity ($\vec{\zeta}_{10}$) at the cyclone center given by

$$\vec{\zeta}_{10} = \left(\frac{\partial \vec{v}_{10}}{\partial x} - \frac{\partial \vec{u}_{10}}{\partial y} \right) \hat{k} \quad (2.1)$$

where u_{10} and v_{10} are the zonal and meridional wind components from WW3 at 10 m height. The \hat{k} is the versor normal to the surface.

2.3 Results

2.3.1 Model validation

The model results were compared with measurements made by a directional buoy moored from November 2006 to May 2007 close to Tramandaí city (the location of which is indicated in Figure 3.1) in 17 m shallow water (Strauch *et al.*, 2009). This means that the buoy located over shallower water depth could be measuring waves disturbed by the local bathymetry and therefore not representative of the large-scale wave field. This analysis enabled the selection of the significant wave height, the pick period, and the pick direction (Fig. 2.2 shows these two dates at the same period).

Table 2.1 summarizes the statistical correlation between SWAN and the directional buoy data for the same data presented in Figure 2.2.

r represents the Pearson correlation coefficient, measuring the degree of correlation, a and b are the regression line coefficients ($y = ax + b$). The Pearson correlation is +1 in the case of a perfect positive (increasing) linear relationship (correlation), and zero when there is less of a relationship (closer to uncorrelated or independent). According to Triola (2008), for a normal Pearson distribution where $n = 1175$ is the number of samples, the critical value for $|r|$ to exceed the significance levels of 99% and 95%, i.e., that the data has a chance of 1% or 5% of not being

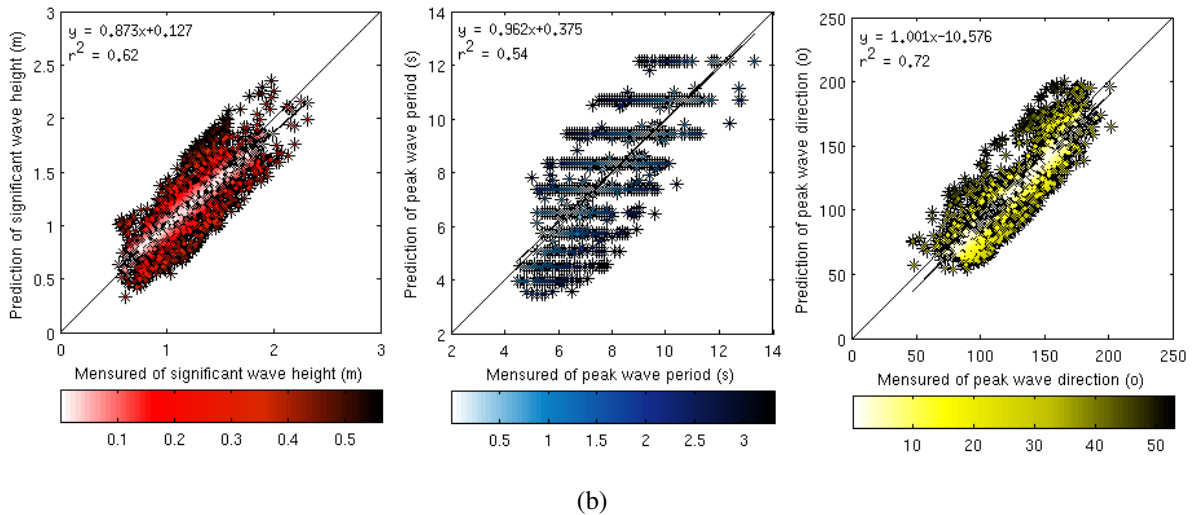
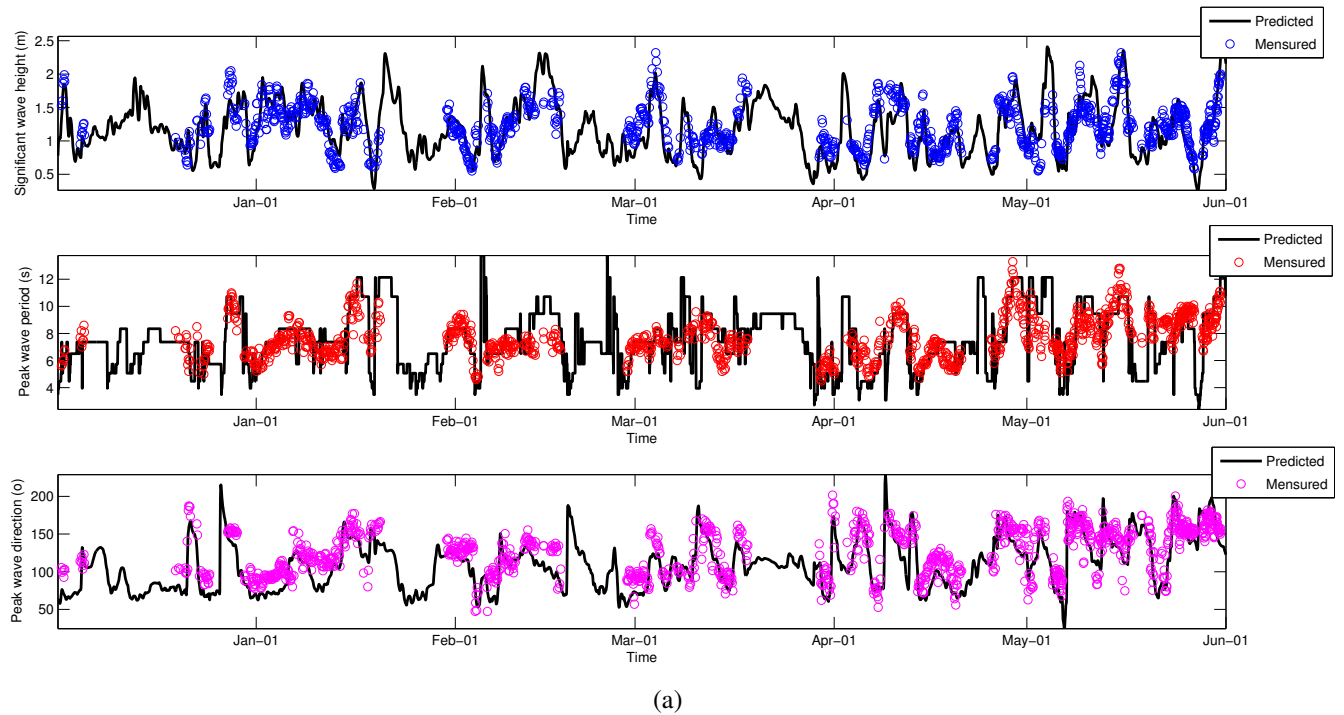


Figure 2.2: Validation of the SWAN wave model with the directional buoy data. a) The SWAN predictions are shown in continuous lines and the buoy data are in circles. b) Scatter plot of the linear correlation, the colors of the dots represent the distance from the regression line.

Tabela 2.1: Model and buoy data statistics

	Hs	Tp	Dp
Adjust equation	$y = 0.87x + 0.13$	$y = 0.96x + 0.38$	$y = 1.00x - 10.58$
b	0.1271	0.3751	-10.5758
a	0.8734	0.9618	1.0009
r^2	0.6178	0.5388	0.7242
r	0.7860	0.7340	0.8510

correlated, are 0.2560 and 0.1960, respectively. For this case, a linear model, the coefficient of determination r^2 is Pearson's product-moment coefficient.

Looking at Figures 2.2 *a* and *b*, it is possible to see that the wave direction errors were near 10° and the r^2 shows that the SWAN could fit the direction in 72% of the cases. But SWAN could not represent more than 53% of the cases of peak wave periods: usually the peaks of the swell period were underestimated and the sea peak waves' periods were overestimated. The significant wave heights were well represented by the model 62% of the time, usually the buoy registers were overestimated, however in some of the higher events, the model predicts something less by 50 cm than that observed.

Overall, the model calibration results were reasonable and satisfactory for shallow water waves. The coefficients of correlation between the model and the observed data were 0.79-0.85. The error statistics showed that all three wave parameters analyzed had a good match with reality in most of the SWAN cases. The model slightly underestimated the significant wave heights. However, it caught the variation pattern of wave oscillation very soon, although small disagreements between the observed and the simulated data exist.

2.3.2 Extreme wave events

The selected six events with waves higher than 5 m between 2000 and 2010 from WW3 point to coordinates 31°S and 50°W . Table 2.2 show some information about these events. The start time represent the time-point where the extreme significant wave height started to appear within the region of the computational grid. The end time-point represents the points where these wave events left the computational grid. The peak time represent the most energetic time-point of each simulation. The difference between the start and the end time-point gives the duration of the event. Table 2.3 shows the max of significant wave height simulated ($H_{s_{max}}$) observed at deep water, Wl_{max} represents the highest water level measured at the Tramandaí coastal point during each event, Tp_{freq} and Dp_{freq} give the period of the most frequent peak waves and the direction of the peak waves for each event in the whole computational domain.

The analysis of Tables 2.2 and 2.3 shows that the event of June 27, 2006 might be one of most energetic that has acted on the Rio Grande do Sul coastal zone for the last ten years: this time, the waves surpassed 9 m in height at offshore places. Figure 2.3 shows a simulation of the most energetic time point of this event. Fig. 2.3a. exhibits in a color scale the significant wave heights over the computational grid, the scale vector representing the peak waves direction. During this event, there was also observed the formation of long wave periods, as was shown in Table 2.3, Figure 2.3b. exemplifies one screen of the peak wave period at these event.

Tabela 2.2: Extreme wave events: The *Start* time gives the time where the waves of these events started to appear in the computational domain. *End* indicates when the waves leave the domain. The *Peak* time gives the most energetic moment in each event, and *Duration* is the time between *End* and *Start*.

Events	Start	End	Peak	Duration
<i>E01</i>	30-Aug-2002 15:00	04-Sep-2002 00:00	02-Sep-2002 15:00	4 days 09:00 h
<i>E02</i>	26-Jun-2006 12:00	28-Jun-2006 18:00	27-Jun-2006 03:00	2 days 06:00 h
<i>E03</i>	02-Sep-2006 19:00	06-Sep-2006 11:00	03-Sep-2006 19:00	3 days 16:00 h
<i>E04</i>	27-Jul-2007 09:00	30-Jul-2007 06:00	28-Jul-2007 13:00	2 days 21:00 h
<i>E05</i>	03-May-2008 04:00	06-May-2008 11:00	03-May-2008 23:00	3 days 07:00 h
<i>E06</i>	09-Jun-2008 22:00	11-Jun-2008 02:00	10-Jun-2008 10:00	1 days 04:00 h

Tabela 2.3: Waves informations for each events: Hs_{max} is the max of significant wave height simulated at deep watter, the Wl_{max} is the higher water level in a Tramandaí coastal point, the Tp_{freq} and the Dp_{freq} are the most frequently of the peak waves period and the peak waves direction in the computational domain.

Events	Hs_{max} [m]	Wl_{max} [m]	Tp_{freq} [s]	Dp_{freq}
<i>E01</i>	7.254	0.83	12-14	SE
<i>E02</i>	8.982	0.84	12-14	E-SE
<i>E03</i>	8.423	1.38	12-14	E
<i>E04</i>	8.351	0.90	12-14	E
<i>E05</i>	7.991	0.76	10-12	S-SE
<i>E06</i>	7.875	0.71	8-10	NE

2.4 Discussion

To closely analyze the selected cases, from the wind's vorticity analysis it was possible to identify the patterns of synoptic situations for these event. Figures 2.4 present the track of each event and the relative vorticity in a color scale. Employing those authors' classification and the observations in Figure 2.4, the majority of the events *E01*, *E02*, *E04*, *E05* and *E06* could be classified in pattern as regional (*RC2*) with cyclogenesis in the south of Uruguay with an eastward displacement and a trajectory between 28°S and 42.5°S . Only the event *E03* occurred at region (*RC3*) with cyclogenesis in the south of Uruguay with a southeasterly displacement and a trajectory between 35°S and 57.5°S .

While only waves over 5 m were analyzed, the high frequency of events with pattern *RC2* suggests that the eastward displacement of Middle Atlantic cyclones best develops the extreme wave events at Rio Grande do Sul coast. The extra-tropical cyclone of event *E03* was well studied by Parise *et al* (2009) and Machado *et al.* (2010): in this case, the meteorological scenario, due to a long wind fetch from S to SW and the association between this wind pattern and the NE-SW orientation of the shoreline, favored the extra high rise in sea level observed on

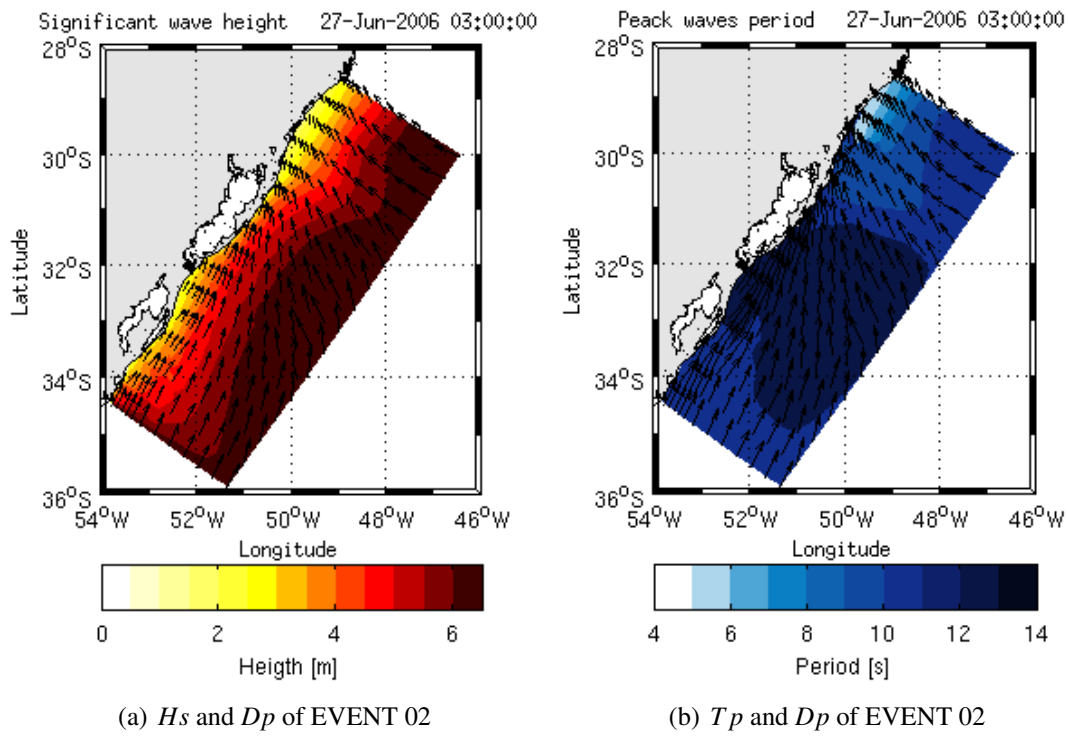


Figure 2.3: Surface of H_s and T_p in color scale, the D_p are presented in scale vectors.

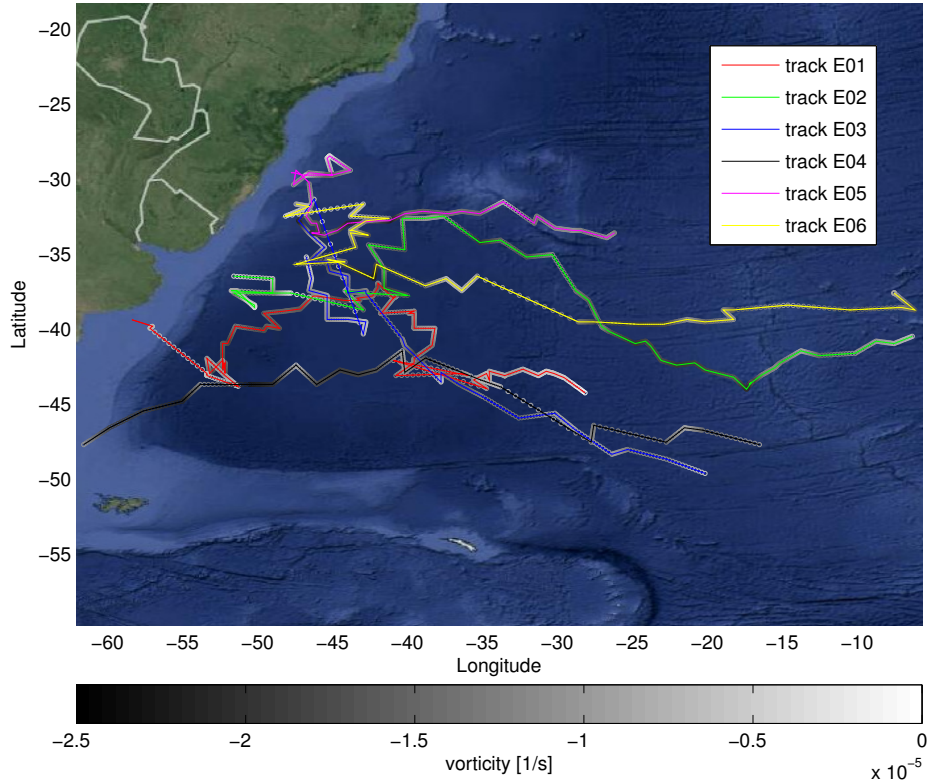


Figure 2.4: In color lines it is possible to identify each anticyclone track per event and the colored balls show the vorticity intensity.

the coast due to the Coriolis effect. The events *E04*, *E05* and *E06* were the stronger systems, characterized by a high frequency of cyclogenesis with $\zeta_{10} \leq -2.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

To better understand how the waves developed during these events, Figure 2.5 presents a Hovmöller diagram for significant wave heights. The diagram plots the wave data in a color scale and the peak wave directions are displayed by vectors. This diagram shows the time as the abscissa (*x*-axis) and the latitude of 50 m isobathymetry as the ordinate (*y*-axis).

From Figure 2.5, it is possible to observe that during these events, the majority of waves energy at 50 m was concentrated between the latitudes 31.5°S and 34°S. Except for the event *E05*, that concentrates the energy to the north of the Rio Grande do Sul littoral. The explication of this phenomenon is in the cyclogenic pattern. While most of the cyclones had displacements closer to the south coast, the *E05* was the event that had the northernmost cyclogenic track. These observations allow us to say that the energy of the deep waves at the Rio Grande do Sul coastal zone during storm events are mostly concentrated in the southern portion of the state, controlled by the cyclone pattern *RC2*, with an eastward displacement between 28°S and 43°S. But an event like *E05* can grow big waves at the northern region too, showing that the wave energy is fully related to the intensity and direction of the cyclone's track. Considering the recent cyclogenetic studies of Parise *et al.* (2009), Machado *et al.* (2010) and Reboita *et al.*, 2012) provide us information to determine that the south of the Rio Grande do Sul region collects most of the waves' energy at 50 m deep water during extreme events.

The wave analysis of the 50 m deep water waves provides important information for evaluating the risk for navigation and offshore operations. But is insufficient for coastal zone studies. So Figure 2.6 presents the same Hovmöller analysis for the waves at 6 m depth.

Unlike the 50 m wave analysis, Figure 2.6 shows that the waves' energy during these extreme events was concentrate to the north of Rio Grande city and at the Hermenegildo beach region. The explication of this fact is not just in the cyclone's pattern, but also in the shoreface morphologies. Fachin (1998) describes the region adjacent to the lagoon's mouth (south) as having completely different shoreface morphologies in the northern and the southern end of Rio Grande do Sul.

The region south of the mouth of the Patos Lagoon presents a wide inner shelf, virtually homogeneous, with isobaths parallel to the coastline until next to Hermenegildo beach (seen also in Figure 3.1). At this region, close to the Hermenegildo beach (33.2°S), the sub-aqueous profile has remnants of sand ridges, though already quite reworked—Fachin (1998).

The region north of the Patos Lagoon inlet (32.2°S) is characterized by a large concentration of sand ridges oriented at shoreline oblique, predominantly in NE–SE directions, and between the 12 m and 30 m isobaths. Also, along with a narrowing of the region of the shoreface where there occur the largest profile slopes, with a predominantly sandy sedimentology. So

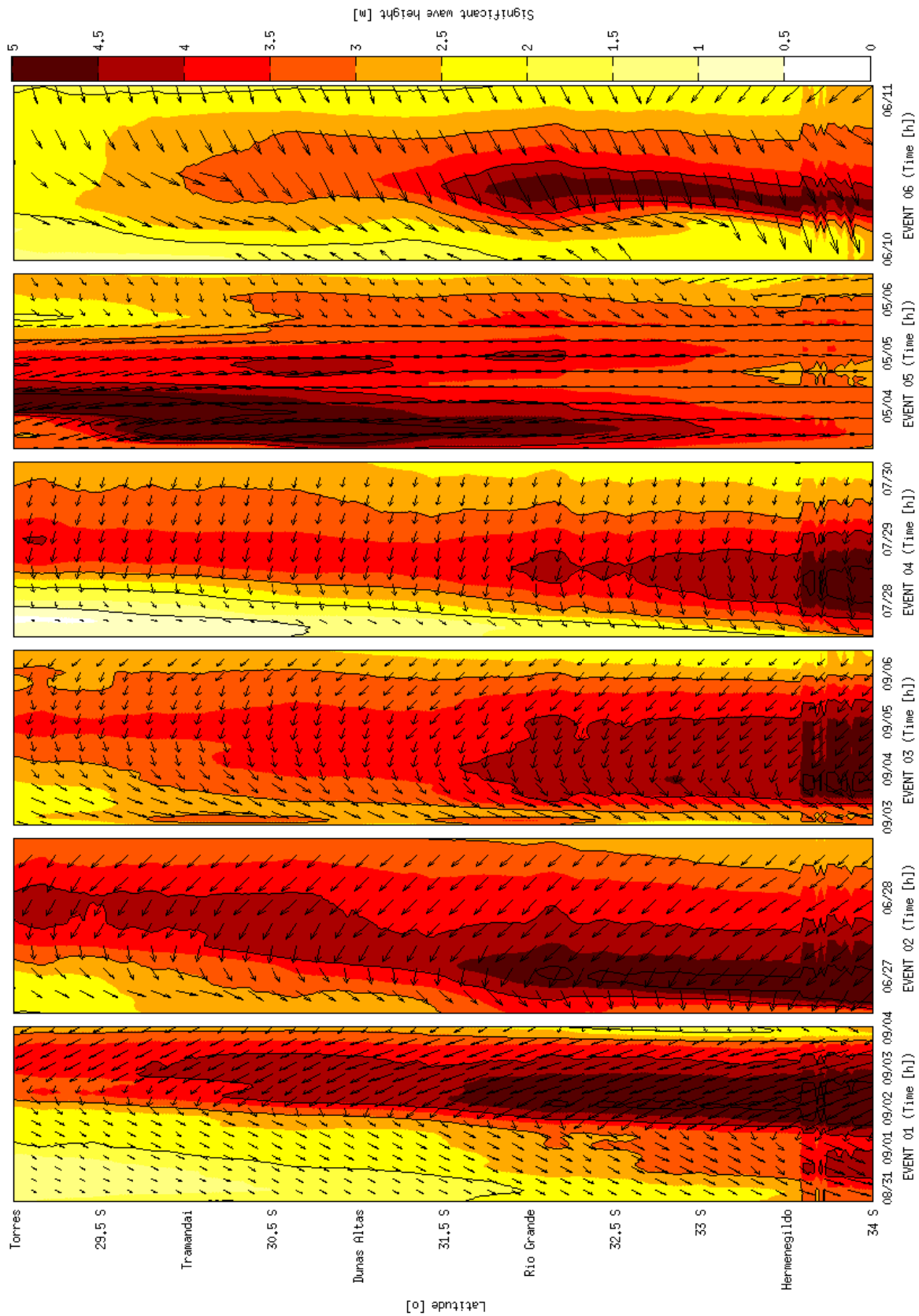


Figure 2.5: Hovmöller diagram for deep water waves. The diagram display the wave parameters (H_s and D_p) for 50 m isobathymetry. The latitude of the wave is displayed along the y-axis, and the time is along the x-axis. The H_s are in a color scale and the D_p as vectors.

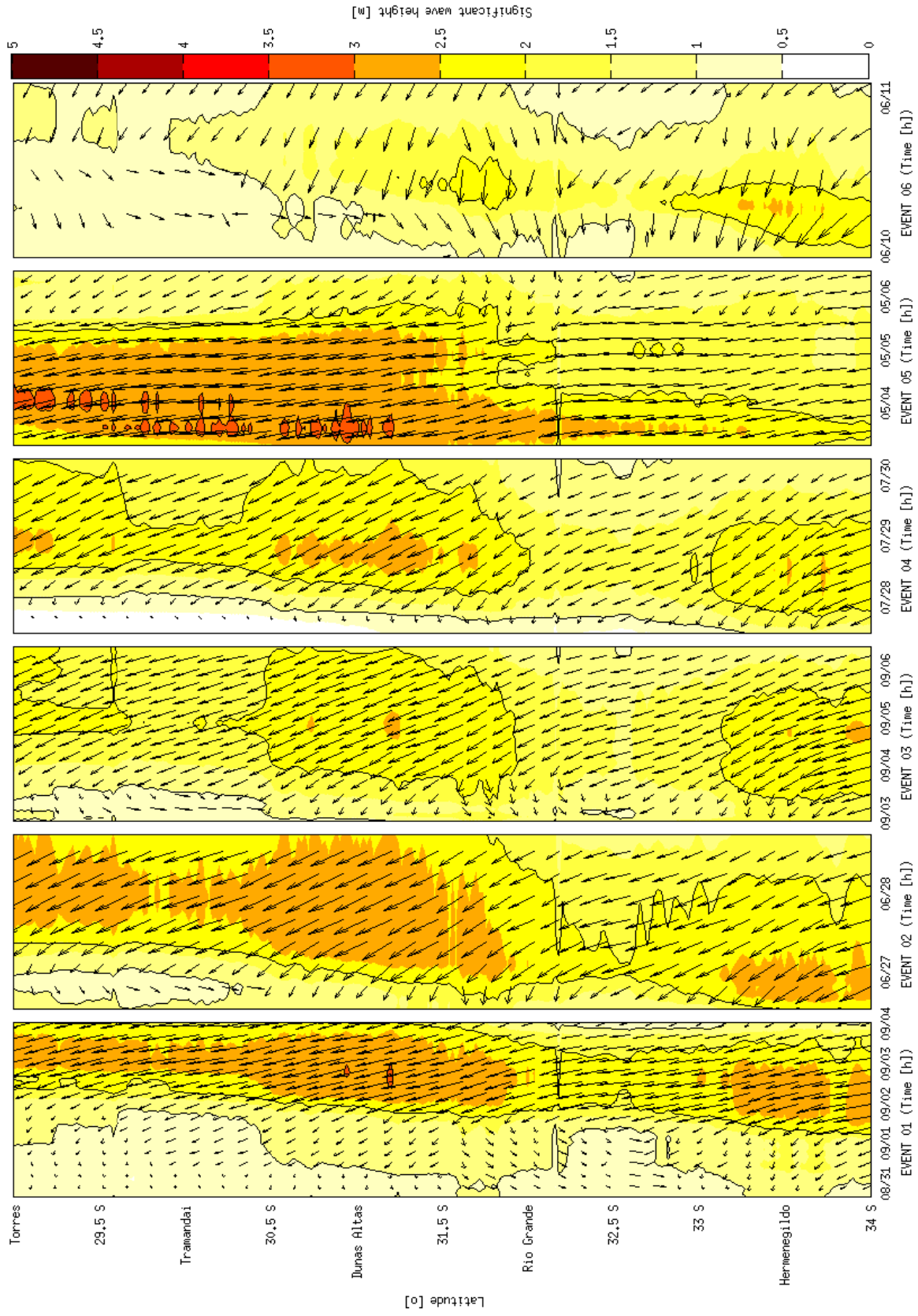


Figure 2.6: Hovmöller diagram for shallow water waves. The diagram displays the wave parameters H_s and D_p for 6 m isobathymetry. The latitude of the wave is displayed along the y -axis, and the time is along the x -axis. The H_s are in a color scale and the D_p as vectors.

these bottom features corroborate the results obtained by the analysis of the waves in shallow water. Due to the gentle and smooth slope in the region south of the Patos Lagoon, most of wave energy is dissipated at the shoreface. The natural features in this region act like a natural submerged barrier to the wave impact during these extreme events. In contrast, the high bathymetric gradients and the different submerged features observed north of the Patos Lagoon outflow showed a tendency to concentrate the energy of the shallow water waves during the analyzed events. In such cases, the phenomena of refraction and friction with the background become more significant, due to the large peak wave periods, more often between 12 and 14 s.

To better understand the interaction between the Rio Grande do Sul shallow water waves and the morphologies, Figure 3.1 shows the nearshore bathymetry between 0 and -60 m. These results support the results of the Hovmöller diagram for shallow water waves (Fig. 2.6), wherein the wave energy has been concentrated by the high slope gradients.

Although the erosion problem in the further south of Rio Grande do Sul at Hermenegildo has been mainly a problem of anthropic occupation, this wave analysis shows that this problem also can be associated to the cyclogenesis pattern and the wave transformation at the shoreface, where the waves' energy has been concentrated in front of Hermenegildo.

However, the trends of the shoreline are established by the extreme erosive and depositional results of the complex interaction between the rates of relative changes in the sea level, the rate of sediment supply, the wave dynamics, and the impacts produced by storm waves. Because of the large energy carried by the waves during extreme events, the sedimentary dynamics during these high wave energy events are an important factor in the sediment budget of the sand beaches.

The results of Toldo *et al.* 2005 about a high coastal retreat from the north of the Patos Lagoon inlet to the Tramandaí region are also related in Figure 2.6, where one can observe a trend in the waves' energy at this part of the littoral. Toldo *et al.* 2013 also classified the sectors in front of Mostardas (31°S) and Dunas Altas (30.5°S) as sediment sink areas. The region of lower wave energy between the Rio Grande and about 33°S was classified by Toldo *et al.* 2005 as an area of progradation and moderate retrogradation. Except for the event E05, which had a different cyclonic trajectory from the others, the analysis of Figure 2.6 also allows observing a small region of lower wave energy just north of Tramandaí beach: at this area the progradation and moderate retrogradation rates were also checked by Toldo *et al.* 2005. Therefore these authors' results conform to the shallow water wave analysis presented in this article, thus showing that the high energy wave events could be one of the causes of some beaches along the coast of Rio Grande do Sul.

However, other factors such as currents, beach profile, sea level, grain size, and others, have been extremely important for the sediment dynamics of the region. The results of this study are directly in agreement with those found by Toldo *et al.* 2005 and Toldo *et al.* 2013, thus

suggesting that the dynamics induced by extreme wave events can be one of the determinants of sediment transport in the region, being one of the major contributors to the large volumes of sedimentary mobilization, moving the sediment from areas of greatest wave height toward offshore areas or towards areas of lesser wave energy. But the waves in these events that hit the coast are mainly controlled by the regional shoreface morphology and by the cyclone pattern that generated these events.

While most of the Rio Grande do Sul has a high tendency to coastal erosion, much of the coast is still preserved with low urbanization. Crossing the results of significant wave height with the urbanization and use, it is possible to determine that the Hermenegildo beach (33.2°S), Cidreira (30.2°S), Pinhal (30.3°S), Tramandaí and Imbé (30.0°S) and Torres (29.3°S) should give more attention to the passage of extreme wave events. The analysis of deep water waves suggests that more attention should be given to the region next to Rio Grande (32.1°S), where is located one of the most important ports of Brazil, and the risks are directly related to navigation and offshore operations.

2.5 Summary conclusion

Employing some of the studies and measured wave data for the Rio Grande do Sul, this paper reviewed the extreme wave events there from 2000 to 2010. Spectral wave modeling with a good spatial resolution (around 1 km) and non-stationary high frequency time resolution (5 min) allowed a good numerical representation of the waves. The high grid resolution employed in the areas of interest allowed well simulating the waves where the buoy data was available for validating this simulation. Overall, the comparison of the measured buoy data with the model results showed there was a reasonable fit, and satisfactory for shallow water waves. The statistical results showed that all three wave parameters analyzed had a good match with reality in most of the SWAN cases, with correlation coefficients between 0.79 and 0.85.

The direct analysis of deep water waves from WW3 identified six events between 2000 and 2010 where the waves surpassed five meters of significant height, on a point of interest. Employing the Middle Atlantic Cyclonic pattern classification, it was possible to detect a high frequency of events of pattern *RC2* among all events with high wave energy. This suggests that the eastward displacement of Middle Atlantic Cyclones develop more intensively the extreme wave events at the Rio Grande do Sul coast.

The pattern *RC2* did better at developing highly energetic events between the latitudes 31.5°S and 34°S, but the simple formation of these events at the north, as for event *E05*, could change the deep water wave pattern. This shows that the highly energetic wave patterns at deep water are mostly controlled by the cyclonic track and intensity.

The Hovmöller diagram for shallow and deep water analysis allows a good description of the time evolution for each event. The wave analysis at 50 m deep water could provide important information for navigation and offshore operations risk, while the shallow water analysis, at 6 m deep, shows where most of the waves' energy was dissipated or concentrated along the Rio Grande do Sul shoreface.

These results agree with the Rio Grande do Sul geomorphological description. The wave energy tends to be concentrated in areas of higher gradients of bathymetry and with heterogeneous bottom morphology, in front of Hermenegildo Beach and to the north of the Patos Lagoon inlet. But to the south of the Patos Lagoon inlet, the gentle and smooth slope dissipates most of the wave energy at the shoreface, acting as a natural submerged barrier to the waves' impact during these extreme events. The wave pattern found during these events in deep water showed a greater concentration of wave energy south of 31.5°S , while in shallow waters, this pattern was inverted, with foci of wave energy mainly to the north of 31°S .

The wave pattern in shallow water during these events is also in accordance with the coastal progradation and retraction areas of this coast, showing that the concentration and the dissipation of the waves' energy at shoreface during extreme events could be one of the main factors responsible for the sediment budget at the Rio Grande do Sul coast.

Finally, another key issue regarding this storm wave analysis involves the snapshots of the risk conditions at that time for each beach. However, beach and nearshore zones are extremely dynamic due to natural and human factors related to human occupation of the coast, which changes over time. As a consequence, this paper could determine the sensitive places during storm wave occurrences for urban occupation, navigation and offshore activities.

Acknowledgement

The first author would like to thank CAPES for a research fellowship and financial support from CNPq. Pedro V. Guimarães and Leandro Farina have done part of the research on this article at the Basque Center for Applied Mathematics (BCAM), while members of the EU project FP7-295217 - HPC-GA. The authors also would like to thank Brazil's Superintendency of Ports and Waterways for making the water level data available.

Bibliography

- Booij, N., Ris, R. C., Holthuijsen, L. H., 1999. A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. *Journal of Geophysical Research* 104 (C4), 7649.
URL <http://doi.wiley.com/10.1029/98JC02622>
- Calliari, L. J., Speranski, N., Boukareva, I., 1998a. Stable focus of waves rays as a reason of local erosion at southern Brazil coast. *Journal of Coastal Research* SI 26, 19–23.
- Calliari, L. J., Tozzi, H. A. M., Klein, A. H. F., 1998b. Beach Morphology and Coastline Erosion Associated with Storm Surges. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 70, 232–247.
- Dillenburg, S. R., Esteves, L. S., Tomazelli, L. J., 2004. A critical evaluation of coastal erosion in Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences* 76 (0001-3765), 611–623.
- Esteves, L. S., da Silva, A. R. P., Arejano, T. B., Pivel, M. A. G., Vranjac, M. P., 2003. Coastal Development and Human Impacts Along the Rio Grande do Sul Beaches, Brazil. *Journal of Coastal Research* SI 35, 548–556.
- Esteves, L. S., Santos, I. R., 2001. Impacto econômico da erosão na praia do Hermenegildo (RS), Brasil. *Pesquisas em Geociências* 28 (2), 393–404.
- Esteves, L. S., Toldo, E. E., Dillenburg, S. R., Tomazelli, L. J., 2002. Long- and Short-Term Coastal Erosion in Southern Brazil. *Journal of Coastal Research* 282 (36), 273–282.
- Fachin, S., 1998. Caracterização do Perfil de Equilíbrio da Antepraia na Costa do Rio Grande do Sul. Ph.D. thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Gan, M. A., 1992. Ciclogêneses e Ciclones sobre a América do Sul. Tese de doutorado, INPE.
- Gan, M. A., Rao, B. V., 1991. Surface cyclogenesis over South America. *Monthly Weather Review* 119, 293–302.

- Holthuijsen, L. H., 1993. *Waves in Oceanic and Coastal Waters*. Cambridge University Press.
- Machado, A. A., Calliari, L. J., Melo, E., Klein, A. H. F., 2010. Historical assessment of extreme coastal sea state conditions in southern Brazil and their relation to erosion episodes. *Pan-American Journal of Aquatic Sciences* 5, 105–114.
- Parise, C. K., Calliari, L. J., Krusche, N., 2009. Extreme storm surges in the south of Brazil: atmospheric conditions and shore erosion. *Brazilian Journal of Oceanography* 57 (3), 175–188.
- Reboita, M. S., da Rocha, R. P., Ambrizzi, T., 2012. Dynamic and Climatological Features of Cyclonic Developments Over Southwestern South Atlantic Ocean. In: *Horizons in Earth Science Research*. Vol. 6. Nova Science Publishers, São Paulo, Ch. 4, pp. 135–160.
- Reboita, M. S. o., da Rocha, R. P., Ambrizzi, T., Sugahara, S., 2010. South Atlantic Ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model (RegCM3). *Climate Dynamics* 35 (7-8), 1331–1347.
- Ris, R. C., Holthuijsen, L. H., Booij, N., 1999. A third-generation wave model for coastal regions: 2. Verification. *Journal of Geophysical Research* 104 (C4), 7667.
URL <http://doi.wiley.com/10.1029/1998JC900123>
- Saraiva, J. M. B., Bedran, C., Carneiro, C., 2003. Monitoring of Storm Surges at Cassino Beach. *Journal of Coastal Research* (0749-0208), 323–331.
- Speranski, N., Calliari, L., 2001. Bathymetric Lenses and Localized Coastal Erosion in Southern Brazil. *Journal of Coastal Research* SI34, 209–215.
- Strauch, J. a. C., Cuchiara, D. C., Júnior, E. E. T., de Almeida, L. E. S. B., 2009. O Padrão das Ondas de Verão e Outono no Litoral Sul e Norte do Rio Grande do Sul. *RBRH — Revista Brasileira de Recursos Hídricos* Volume 14, 29–37.
- Toldo, E., Nicolodi, J., Almeida, L., Corrêa, I., Esteves, L., †, 2006. Coastal Dunes and Shoreface Width as a Function of Longshore Transport . *Journal of Coastal Research* SI39, 390–394.
- Toldo, E. E., da Motta, L. M., de Almeida, L. E. d. S. B., Nunes, J. C. R., 2013. Large Morphological Change Linked to the Sediment Budget in the Rio Grande do Sul Coast. *Coastal Dynamics*, 1687–1696.
- Toldo Jr., E. E., Almeida, L. E. S. B., Nicolodi, J. L., Martins, L. R., 2005. Retração e Progradação da Zona Costeira do Estado do Rio Grande do Sul. *Gravel* 3, 31–38.
- Tolman, H. L., 2009. User manual and system documentation of WAVEWATCH-III. Tech. rep., NOAA / NWS / NCEP / OMB.

Tomazelli, L. J., Villwock, J. A., Sergio, R. D., Bachi, A., Appel, F., Beatriz, D., 1998. Significance of present-day coastal erosion and marine transgression, Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias* 70 (2), 221–229.

Triola, M., 2008. *Introdução à Estatística*, 10th Edition. LCT, São Paulo.

Young, I., 1999. *Wind Generated Ocean Waves*, 1st Edition. Elsevier.

Capítulo	3
----------	---

Numerical simulation of extreme wave runup during storm events in Tramandaí beach, Rio Grando do Sul, Brazil

Pedro Veras Guimarães^{1,3}; Leandro Farina^{2,3}; Elirio Toldo Jr.¹; Gabriel H. Diaz⁴, Elena Akhmatskaya^{3,5}

1. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Campus do Vale Av. Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre, RS, Brasil
2. Instituto de Matemática, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Campus do Vale Av. Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre, RS, Brasil
3. BCAM, Basque Center for Applied Mathematics, Alameda de Mazarredo 1448009 Bilbao, Bizkaia, Spain
4. Instituto de Hidráulica Ambiental, IH Cantábria, Parque Científico y Tecnológico de Cantabria, C/ Isabel Torres nº 15, 39011, Santander, Spain.
5. IKERBASQUE, Basque Foundation for Science, E-48011 Bilbao, Spain

Abstract

Six storm wave events, from deep water to a swash zone on the beach, are simulated by means of mathematical wave models. Modeling extreme wave conditions in shallow water requires a fine resolution. The waves database from the WaveWatchIII model is used as input in the SWAN model, which in turn supplies the data for nesting inside the shoaling zone model SWASH. The LIDAR scanner database is employed to describe the local bathymetry surface in a high resolution, with altimetric accuracy within 15 cm - 25 cm, for the SWASH model. This allowed us

to represent the high resolution waves interactions with natural and urban structures in a swash zone during these extreme events. A temporal analysis of horizontal runup helped to identify three main critical areas vulnerable to overwashing provoked by six studied extreme events. The snapshots taken during the simulated storms events produced a valuable and critical information on flooding zones, which can be used by civil protection agencies and coastal authorities.

keyword: Small scale ocean waves process; Waves runup; Storm events; Coastal hazards

3.1 Introduction

Storms constitute one of the most significant natural threats to coastal communities, representing the world's foremost coastal natural hazard in terms of property damage and lives lost. Storm events can cause coastal erosion, coastal flooding, damage to infrastructure and other undesirable effects, thus creating the need for scientific tools, such as vulnerability maps, predictive techniques or warning systems, that can help to prevent these negative consequences.

In general terms, the impact of storms on the coast is determined by the cumulative effect of waves, winds, currents, tides, topographies and even the anthropic modifications in the local field. All these processes dynamically interact at different time scales. Often, the waves generated by a storm produce increases in water levels. Further, the spring tide can result in dune ridges overtopping and overwashing, causing other types of coastal damage, including destruction of coastal properties and engineering structures. Waves play an important role in these processes by carrying and dissipating large quantities of energy to the beach. Their destructive power presents major challenges for coastal management, and knowledge of their characteristics and associated consequences is therefore of paramount importance.

Historically, many studies have been carried out in order to estimate a maximum waves runup and evaluate a storm waves impact. These include the work by Iribarren and Nogales (1949) on a wave runup in laboratory experiments using regular waves on impermeable slopes. Stockdon *et al.* (2006) calculated the 2% exceedance wave runup and compared it with the field measurements on beaches in the USA and the Netherlands. Callaghan *et al.*, (2009) presented the practical applications in coastal planning and risk assessment of wave runup in storm events. In addition, Nielsen (2009) showed the physical factors (e.g. a beach topography) interfering in the variability of wave runups. While those authors focus on empirical methods to approximate the wave runup, another group of researchers work towards improvement of near-shore numerical models. The numerical approach has the advantage of dynamically computing the sea state, using known boundary conditions. Its limitation lies in the possible large computational demands.

The state of the art non-linear phase-resolving wave numerical models are usually based

on either a Boussinesq-type formulation or on a non-hydrostatic approach. The Boussinesq models are well established (e.g. Madsen *et al.*, 1991; Nwogu, 1994; Wei *et al.*, 1995) and have been very successful in applications for near-shore regions. However, in order to increase accuracy, these models have to be enlarged, thus complicating the numerical implementation. The non-hydrostatic approach is more recent (e.g. Stelling and Zijlema, 2003; Yamazaki *et al.*, 2009; Ma *et al.*, 2012) and uses an implementation of the basic 3D mass and momentum balance equations for a water body with a free surface. In this case, the resulting Euler equations can be supplemented with the second-order shear-stress terms when required, resulting in the Navier-Stokes equations, with a single-valued function of the horizontal plane (Zijlema *et al.*, 2011).

In Brazil, storm events are particularly important in the southern area where they act strongly, sometimes causing surges, overtopping, overwashing and can potentially lead to public and private damages.

The Rio Grande do Sul coast is especially sensitive to a waves impact because of its unconsolidated sedimentary sandy barrier known as one of the longest sandy barrier in the world (615 km long), and presenting only two permanent discontinuity, namely in Tramandaí and at the Patos lagoon inlets (Dillenburg *et al.*, 2004). Rio Grande city, close to the Patos Lagoon mouth, has a strategic port facility for the country and Tramandaí city receives much of the oil by means of the offshore buoy, located in this city. Tramandaí and Imbé, another city in the north, are characterised by a high urban concentration near beaches. Guimarães *et al.* (Chapter 2) found that the northern region of the Patos Lagoon inlet has a shallow water waves energy concentration during extreme waves events and the region between Imbé and Tramandaí are at potential risk from storms at the Rio Grande do Sul state. Imbé and Tramandaí cities are located in the northern part of the Rio Grande do Sul littoral divided by the Tramandaí River tidal inlet (Fig. 3.1). Imbé sits in the north of this inlet, with the economy based on tourism and construction. This is the highest urbanization area in the north of the Rio Grande do Sul littoral (99,95%, according to IBGE, 2010), but only 20% of residences are permanently occupied and the other 80% are second residences for the summer season. Tramandaí is older than Imbé, with the higher population and more permanent residences. Between 1959 and 1961, the Tramandaí's inlet has been fixed by currents guides whereas the outflow mouth position has been changed and dislocated to the south. The Figure 3.1 shows the domain described above and identifies the main beach morphologies presented there.

The Tramandaí beach has been described by Toldo *et al.* (1993) as a wide sandy dissipative beach with a longitudinal bar through the structure. The foreshore of this beach is wide and flat with an outer limit of 10 m depth, where sand deposits predominate (Toldo *et al.*, 2006). The astronomical tide is semi-diurnal with a mean amplitude of 0.25 m. The meteorological tide may reach 1.20 m (Almeida *et al.*, 1997). The closure depth is estimated as of 7.5 m,

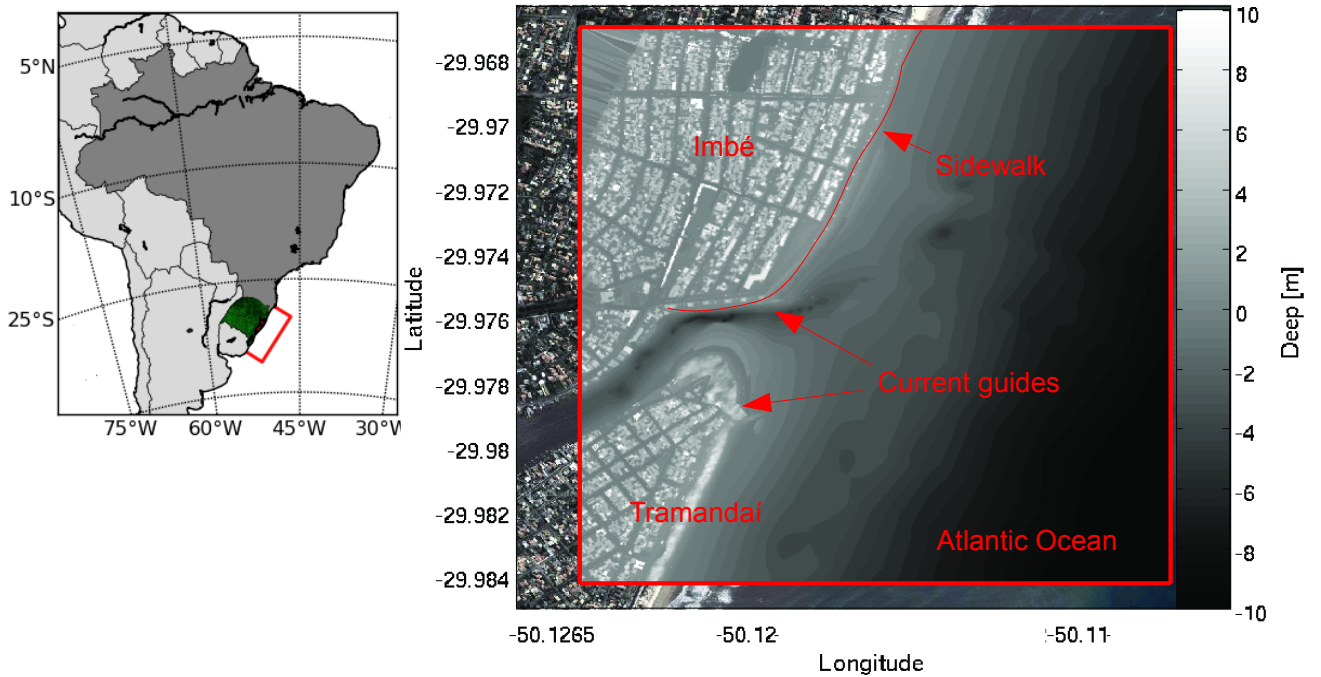


Figura 3.1: The study field representation. Red lines represent the grid boundaries for the SWAN model (left) and for the SWASH model (right). The right image shows the computational bathymetry over a google earth image (grey scale). The positions of two current guides and the Imbé sidewalk are indicated by red arrows (left).

calculated from two sets of the wave data collected in years 1963 and 1996 on the State's northern coast (Almeida *et al.*, 1999). The beach is subject to swells generated in the Southern Atlantic Ocean and the sea and produced by the strong local winds in spring and summer, blowing from the NE. Except for the periods when cold fronts arrive from the S and SE, the sea surface is characterized by waves with medium to high energy with the significant height of 1.5 m and the period between 7 and 9 s. However, during some storm surge events, a waves height in shallow waters can overcome 2.5 m with 14 s of a peak period, as described by Guimarães *et al.* (Chapter 2).

The current work intends to better understand how the local beach morphologies and urban structure respond to the extreme hydrodynamic conditions during storm events. By means of state of the art numerical modeling in deep, intermediate and shallow waters, we expect to assess the wave runup and the flooding areas during extreme events and also to produce the reliable tools for a coastal planning and management.

The outline of the paper is the following. In Section 3.2 we present the numerical models suggested for this study. Section 3.3 discusses the simulations results for six storms events affecting the coast of Rio Grande do Sul, Brazil in 2002-2008. The main conclusions can be found in Section 3.4.

3.2 Numerical approach

Our approach is to use the models WaveWatchIII, SWAN and SWASH to describe the waves very near the shore, including the surfing zone. To simulate waves from the offshore zone till shore, three hindcast numerical simulations with three different nesting schemes have been run. The basic idea was to use the WaveWatchIII hindcast database for nesting in the SWAN model rather than feeding it directly into the SWASH model. The reason for that was the known ability of the SWAN model to generate accurate shallow water spectral waves conditions for SWASH. In this way, we achieve the good representation of the waves processes at global, meso and small scales.

Next, we describe the models features and the implementations employed, focusing more on the model SWASH, as it is less known than the WaveWatchIII and SWAN models.

3.2.1 Action balance equation models

The SWAN is a third-generation wave model that computes random, short-crested wind-generated waves in coastal regions and inland waters to solve the spectral action balance equation, treated in discrete form (Booij *et al.* (1999)).

In this study, the simulations with SWAN were performed in a non-stationary mode over a curvilinear grid, using a time step of 5 minutes, with the waves boundary conditions and the wind input data included every 3 hours. The tide data were corrected hourly. The computational grids had a better resolution close to the coastal areas. The resolution in deep water was around 1.5 km whereas in the coastal areas it was chosen to be 0.5 km. The bottom condition for these experiments were obtained from the ETOPO1¹ corrected bathymetry with nautical charts taken from DHN/CHM² Brazil Marine through the Oceanographic Modeling and Observation Network (REMO). In Figure 3.1 (left), the red line indicates the boundaries of the SWAN computational domain.

To input the wave boundary conditions and the winds surface we used the results from the third generation wind wave model WaveWatchIII (Tolman, 2009) with the wave hindcast database extended from 1999 to the present (see <http://polar.ncep.noaa.gov/waves>). The model is maintained by the wave modeling group at the National Center for Environmental Prediction (NCEP) and covers the globe from 78°-78°N at a 1 degree grid resolution in latitude and 1.25 degree resolution in longitude. The model output data include the wind speed and direction, the bulk spectral parameters, such as Significant wave height (H_s), Peak period (T_p) and Mean Direction at the peak period (D_p). The temporal data resolution is available every 3 hours. The

¹ETOPO1 is a 1 arc-minute global relief model of the Earth's surface that integrates land topography and ocean bathymetry. For more information see, <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/>

²<https://www.mar.mil.br/dhn/chm/cartas/cartas.html>

detailed description of the model and the SWAN validation results for the Rio Grande do Sul coast can be found in Guimarães *et al.* (Chapter 2).

3.2.2 Nonlinear shallow water equations model

The SWASH model (an acronym of Simulating WAVes till SHore) introduced by Zijlema *et al.* (2011) is a non-hydrostatic model governed by the nonlinear shallow water equations with the addition of a vertical momentum equation and non-hydrostatic pressure in horizontal momentum equations. It provides a general basis for describing complex changes to rapidly varied flows. The model uses the explicit, second order finite difference method for staggered grids whereby mass and momentum are strictly conserved at discrete level. As a consequence, this simple and efficient scheme is able to track the actual location of incipient wave breaking. The momentum conservation enables the broken waves to propagate with a correct gradual change of a form and to resemble steady bores in a final stage. The energy dissipation due to the turbulence generated by waves breaking is modeled with the Prandtl mixing length hypothesis.

In the SWASH model, the depth-averaged, non-hydrostatic, free-surface flow can be described by the nonlinear shallow water equations that, in turn, can be derived from the incompressible Navier-Stokes equations that comprise the conservation of mass and momentum and are given below:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial hu}{\partial x} + \frac{\partial hv}{\partial y} = 0 \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{1}{h} \int_{-d}^{\zeta} \frac{\partial q}{\partial x} dz + c_f \frac{u \sqrt{u^2 + v^2}}{h} = \frac{1}{h} \left(\frac{\partial h \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial h \tau_{xy}}{\partial y} \right) \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{1}{h} \int_{-d}^{\zeta} \frac{\partial q}{\partial y} dz + c_f \frac{v \sqrt{u^2 + v^2}}{h} = \frac{1}{h} \left(\frac{\partial h \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial h \tau_{yy}}{\partial y} \right). \quad (3.3)$$

Here t is the time, x and y are located at the still water level and the z -axis points upwards. $\zeta(x, y, t)$ is the surface elevation measured from the still water level, $d(x, y)$ is the still water depth, or the downward measured bottom level, $h = \zeta + d$ is the water depth, or total depth, $u(x, y, t)$ and $v(x, y, t)$ are the depth-averaged flow velocities in x - and y - directions, respectively. $q(x, y, z, t)$ is the non-hydrostatic pressure (normalized by the density), g is the gravitational acceleration, c_f is the dimensionless bottom friction coefficient, and τ_{xx} , τ_{xy} , τ_{yx} and τ_{yy} are the horizontal turbulent stress terms.

In the SWASH simulations we chose a 1000×1000 regular grid, with grid cell size of $1.735 \times 1.889m$ in x and y directions respectively. The simulation length for each test case was assigned to 28 min and the simulation time step was set to 0.1 s. The results were recorded every 5 s and the first 5 min were considered as a spin up. The minimum and maximum Courant num-

bers were kept between 0.4 and 0.8. The total depth, d , was measured using a side scan sonar Humminbird 987C SI Combo with a 200 kHz sensor system. The survey lines were established parallelly and perpendicularly to the shore line with a 200 m average spacing, and with a 2 m bathymetric data interval acquisition. The survey bottom level correction was conducted with a reference situated at the Tramandaí lagoon mouth. The mean water level condition during each simulation was imposed considering the water level at the Tramandaí inlet measured by a tide gauge at the Brazilian Superintendency of Ports and Waterways (SPH).

To complete the system of equations, a wave spectral condition was imposed at the open boundaries of the computational grid domain. We considered 45 different spectral values of waves along the SWASH ocean boundaries. These conditions were taken from the time-dependent energy peak of the SWAN spectral results obtained by Guimarães *et al.* (Chapter 2) and considered as a stationary waves condition during the SWASH simulations.

The Table 3.1 presents the dates of the SWASH events and the main waves parameters extracted from the SWAN spectrum and used in the boundary conditions for all six selected events. While the SWAN runs have been performed in a non-stationary mode, the irregular waves are treated as stationary in SWASH. Using the linear wave theory, the velocity at a depth is found by a linear superposition of N harmonic waves whose amplitudes are determined by sampling a variance density spectrum and whose phases are randomly chosen for each realization of the inflow velocity at the boundary, u_b , given by:

$$u_b(z,t) = \sum_{j=1}^N a_j \left[\omega_j \frac{\cosh k_j(z+d)}{\sinh k_j h} + \sqrt{\frac{g}{h}} \right] \cos(\omega_j t - \alpha_j) - \sqrt{\frac{g}{h}} \zeta, \quad (3.4)$$

where k_j and α_j are the wave number and the random phase, respectively, ω_j is the frequency, and the amplitude of each harmonic is calculated by the wave spectrum $E(\omega)$ as $a_j = \sqrt{2E(\omega_j)\Delta\omega}$, with $\Delta\omega$ is to be the frequency interval.

Tabela 3.1: Simulation parameters for the selected extreme wave events. The $\bar{\zeta}$ is the mean water level used in each simulation, H_s , T_p and Dp represent respectively the main significant waves height, the peak period and the peak direction extracted form the SWAN spectral waves condition in shallow water during each event.

Events	Time	$\bar{\zeta}$ [m]	H_s [m]	T_p [s]	Dp
E01	02-Sep-2002 15:00	0.83	2.75	14	SE
E02	27-Jun-2006 03:00	0.84	2.65	14	E
E03	03-Sep-2006 19:00	1.38	2.23	14	E
E04	28-Jul-2007 13:00	0.9	2.37	14	E
E05	03-May-2008 23:00	0.76	3.72	12	SE
E06	10-Jun-2008 10:00	0.71	1.23	10	NE

In the case of inundation or run-up, the SWASH model considers a moving shoreline. To

calculate the flooded area over the topography a LIDAR remote sensing system database were used to supplied the bottom condition. The system uses near infrared light to image objects which allows a quick collection of topographical and relief data with a high accuracy. In July 2010 the LIDAR survey was conducted by the LACTEC company. It presented the data on the entire northern coast of Rio Grande do Sul, which is now available from the Rio Grande do Sul Secretariat of the Union Assets (RS-SPU). The post processing was carried out and supplied to the Geological Oceanography Laboratory of Rio Grande Federal University (FURG) by Vianna (2013). Vianna (2013) indicates an altimetric accuracy of 15 cm to 25 cm. These data were appended in the survey bathymetry lines and interpolated over a SWASH computational grid using the Delaunay triangulation method. The interpolation over the computational grid is shown in Figure 3.1.

SWASH results for a horizontal runup H_{run} , collected in a binary matrix with the value 0 for land and 1 for water. Thus, the runup line in each result can be identified where the $\nabla.H_{run} \neq 0$ and it is possible to get the run-up frequency f_{run} , from

$$f_{run} = \frac{\sum_{t_i=i}^n 2|\nabla H_{run,t}|}{n-i}, \quad (3.5)$$

where t_i is the time counter, i is the initial time point in the sum after spin up time and n is the final time point.

In SWASH, the wave breaking process is controlled by the free surface vertical speed. When this exceeds a fraction of the shallow water celerity, the non-hydrostatic pressure in the corresponding grid points is being neglected while and it remains so at the front face of the breaker, as follow:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} < \alpha \sqrt{gh}, \quad (3.6)$$

where the parameter $\alpha = 0.6$, as a default, represents the maximum local surface steepness and determines the onset of the breaking process. The wave breaking grid points are labeled for hydrostatic computation if a neighbor grid point has been labeled for hydrostatic computation and the local steepness is still high enough, i.e.,

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} < \beta \sqrt{gh}. \quad (3.7)$$

Here $\alpha > \beta = 0.15$ is the threshold parameter controlling a stop of wave breaking. In all other grid points, the computations are non-hydrostatic. Therefore, this approach combined with a proper momentum conservation leads to a correct amount of energy dissipation on the front face of the breaking wave. Moreover, nonlinear wave properties such as asymmetry and skewness are preserved as well.

3.3 Results and Discussion

As stated above, six storm wave events were studied in this paper (see Table 1). The SWASH computations for Tramandaí and Imbé beaches resulted in 23 minutes of non-hydrostatic simulations representing the hydrodynamic conditions during each stationary wave event described in Table 3.1. The simulations of the events were very computationally demanding. Each simulation of a 28 minutes length took approximately 7 days on 8 cores of a linux workstation with an Intel Core i7 3770k, 3.5 GHz processor using gfortran and mpich2 for the parallel MPI implementations.

In all tested events flooding and overtopping scenarios were observed. However during the events *E01*, *E03*, *E04* and *E05*, these processes were stronger. The event *E05* found to be the most extreme case with the waves overtopping the major part of the sidewalk section and flooding all streets behind. The event *E01* also presented intense flooding, while the events *E03* and *E04* showed overtopping of the sidewalk walls, though with less intensity. Figure 3.2 shows the SWASH water levels during the most extreme waves conditions simulated in the event *E05* and indicates the zones of significant overtopping and overwashing, denoted and shown there as *Z1*, *Z2* and *Z3*. The zones *Z1* and *Z2* have also been flooded during the events *E02* and *E06*

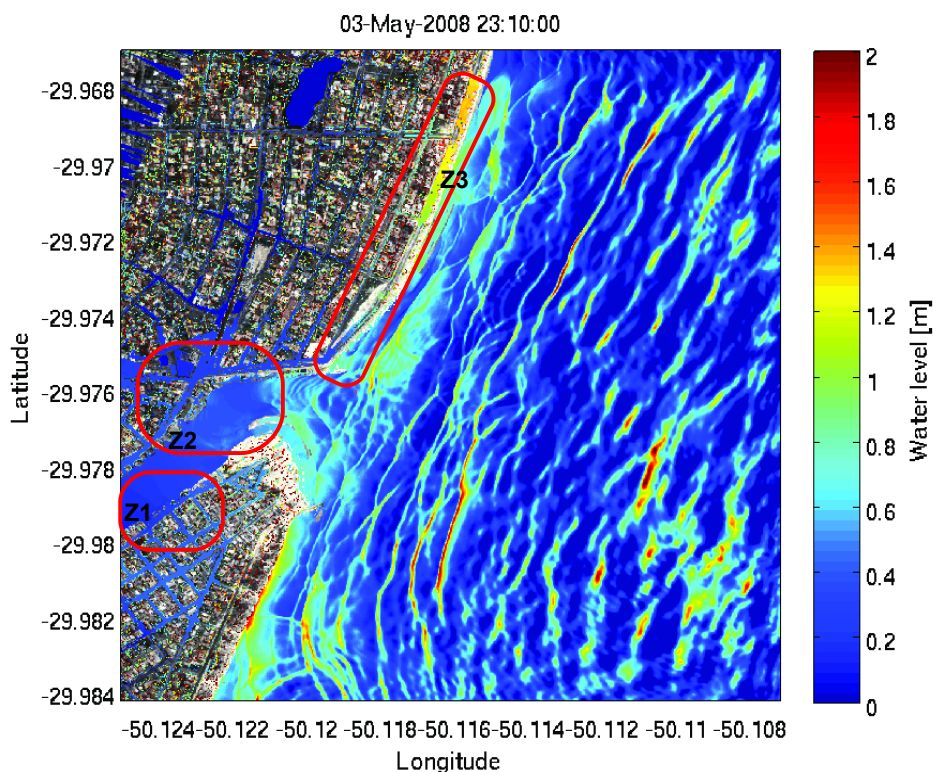


Figura 3.2: Water level observed on May 03, 2008 23:10:00 on the Tramandaí and Imbé beaches as simulated in the *E05* study case. The zones of significant overtopping and overwashing are denoted as *Z1*, *Z2*, *Z3* areas and circled in red.

but the waves and the mean water levels were not high enough to reach the zone Z3. For four other cases, the Z3 region is pointed out as a main vulnerable area to the overtopping process. The zone of the Tramandaí beach is protected by the dunes area and the waves runup does not create the overtopping problems for the urban structures behind the dunes.

Figure 3.3 shows the frequency of the runup line f_{run} , during the *E03* and *E05* simulations in the zone Z3 and thus providing the evolution of the SWASH runup in time. The *E03* event was selected for this analysis as the one with the largest mean water level, whereas the *E05* event demonstrated the highest significant wave height (see Table 3.1). As can be seen from Figure 3.3, the waves runup in *E05* disperses over the sidewalk, invading and flooding many streets unprotected by foredunes systems. On the other hand, in the event *E03*, the most of the waves runup have been focused in the sidewalk, overwashing it sometimes in the southern part of the beach.

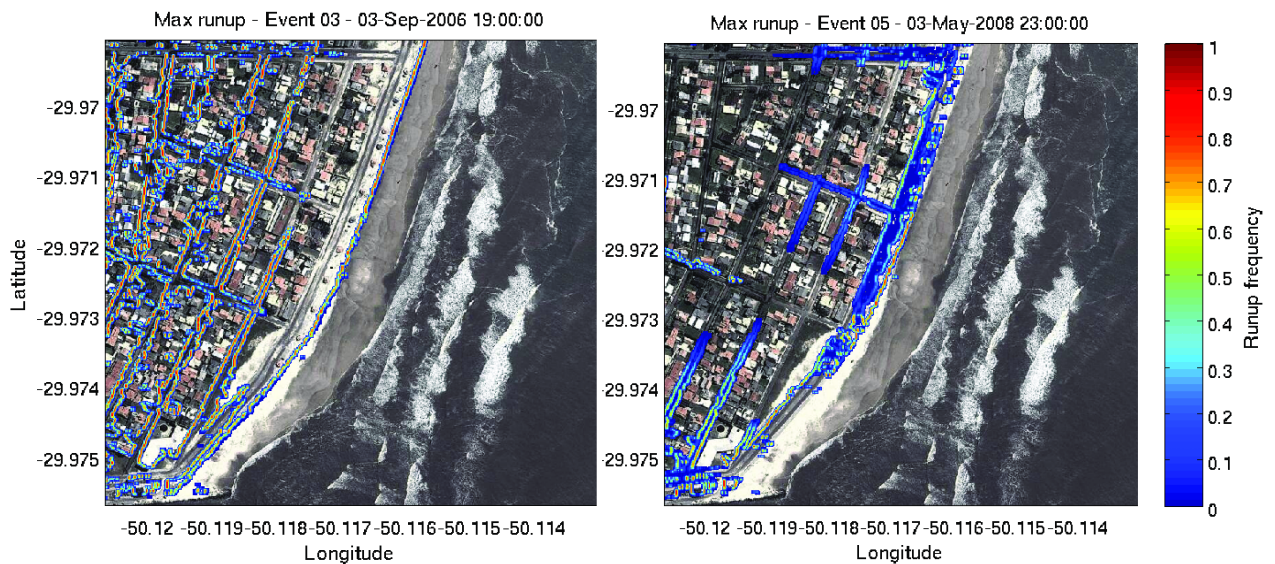


Figura 3.3: Runup frequency in the zone Z3 for the *E03* (left) and *E05* (right) experiments extracted from the SWASH simulations.

The result of the continuous process of the waves reaching the sidewalk wall on the Imbé beach during the event *E03* was also observed by Jacqueline Estivallet and reported by Aguiar (2006). Figure 3.4 shows the destruction caused in the Imbé sidewalk in the Z3 zone.

Our simulated results, shown in Figure 3.3a are compatible with the pictures in Figures 3.4, taken on September 4th, 2006, few hours after the simulated time. We have to stress that the SWASH model demands significant computational resources and thus restricts the storm waves simulations to a short period of analysis. However, despite the relatively short simulated period for each extreme wave event combined with the use of a stationary bottom condition, the results obtained with the SWASH model give a good representation of the phenomena under study.

The simulations with SWASH were able to identify a high variability of water levels in the



Figura 3.4: Picture taken on September 04, 2006 during the passage of the event *E03* reported by Aguiar (2006) in the meteorological group MetSul.

cities of Tramandaí and Imbé. The value of 1.38 m for the water level in the event *E03* was high enough to flood a big part of the Imbé city and a part of Tramandaí. The LIDAR altimetry shows that some streets in these cities are below this water level. The large inundation zone at Imbé beach is probably associated with the urban occupation of this region, which occurred over a depression place where was formerly an estuary zone.

3.4 Conclusion

Six storm waves events that affected the coast of Rio Grande do Sul, Brazil within 2002-2008 were simulated. The zones in the cities of Tramandaí and Imbé most vulnerable to overtopping and flooding were identified. The computational analysis combined three different wave models, WaveWatchIII, SWAN and SWASH. This allowed for the study of waves at different time and spatial scales, from the formation process at deep water until the total energy dissipation in the swash zone. The high computational demands of the SWASH model limited the time of analysis to a short period. However, the comparison of *E03* results with real conditions

observed by the photos suggest a good representation of waves flooding during extreme events. In fact, the choices of the appropriate peak spectral waves and maximum water levels propitiated a good representation of the storm waves and the extreme flooding cases during the studied period. To represent well the hydrodynamic interactions with the beach profile, a high resolution of the subaerial surface is essential. The LIDAR scanner provided a surface map with an altimetric accuracy higher than 25 cm. However, a stationary bottom condition for storm conditions is still a limitation of this methodology, since during these events a high bottom mobility is expected. The time analysis of SWASH runup showed that the dunes zones on the Tramandaí and the Imbé beaches work as a natural protection structure to the waves impact. No overtopping were observed in the simulations in these zones. On the other hand, the area without dunes protection in the region Z3 on the Imbé beach have been exposed to waves flooding in urban areas in the most analyzed cases. The zones inside of the estuary Z1 (in Tramandaí) and Z2 (in Imbé) were also identified as critical zones of overwashing, in these two cities.

The SWASH results raised yet another issue. They confirmed that the urban occupation in the former estuary zone in Imbé produced a large susceptibility of flooding risk due to water level variations.

In summary, this work provided the information on risk conditions during six storm events in the cities of Imbé and Tramandaí, by simulating the highly dynamic zones during extreme hydrodynamic events over natural and urban structures. The methodology proposed and employed in this study can be used as a practical tool for identification of the potential critical flooding zones during storms on the coast of Rio Grande do Sul, thus providing a valuable information for civil protection agencies and coastal authorities.

Acknowledgement

The first author would like to thank CAPES for the research fellowship and the financial support. Pedro V. Guimarães and Leandro Farina have done a part of the research on this article in the Basque Center for Applied Mathematics (BCAM), as members of the EU project FP7-295217 - HPC-GA. The authors also would like to thank the Brazil's Superintendency of Ports and Waterways for making the water level data available, the Rio Grande do Sul Secretariat of the Union Assets (RS-SPU) and professor Dr. Lauro Calliari for the access to the LIDAR database.

Bibliography

Aguiar, A. A., 2006. Ressaca histórica no litoral gaúcho.

URL http://www.metsul.com/secoes/visualiza.php?cod_subsecao=28&cod_texto=245

Almeida, L., Rosauero, N., Toldo Jr., E., Gruber, N., 1999. Avaliação da profundidade de fechamento para o litoral norte do Rio Grande do Sul. In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Belo Horizonte, p. 13.

Almeida, L. E. S. B., Rosauero, N. M. L., Toldo, E., 1997. Análise preliminar das marés na barra do Rio Tramandaí, RS. In: XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Vitória, pp. 560–566.

Booij, N., Ris, R. C., Holthuijsen, L. H., 1999. A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. *Journal of Geophysical Research* 104 (C4), 7649.

URL <http://doi.wiley.com/10.1029/98JC02622>

Callaghan, D. P., Roshanka, R., Andrew, S., 2009. Quantifying the storm erosion Hazard for coastal planning. *Coastal Engineering* 56 (1), 90–93.

URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383908001622>

Dillenburg, S. R., Esteves, L. S., Tomazelli, L. J., 2004. A critical evaluation of coastal erosion in Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences* 76 (0001-3765), 611–623.

IBGE, 2010. Censo demográfico.

URL <http://www.ibge.gov.br/>

Iribarren, C., Nogales, C., 1949. Protection des Ports. In: XVIIth International Navigation Congress. Section II, Communication, pp. 31 – 80.

- Ma, G., Shi, F., Kirby, J. T., Jan. 2012. Shock-capturing Non-hydrostatic Model for Fully Dispersive Surface Wave Processes. *Ocean Modelling* 43-44, 22–35.
URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1463500311001892>
- Madsen, P. A., Murray, R., Sorensen, O. R., 1991. A new form of the Boussinesq equations with Improved linear dispersion characteristics. *Coastal Engineering* 15 (4), 371–388.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/037838399190017B>
- Nielsen, P., 2009. *Coastal and estuarine processes*, 1st Edition. World Scientific Publishing Company, Singapore.
- Nwogu, O., 1994. Alternative form of Boussinesq equation for nearshore wave propagation. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 119 (6), 618–638.
- Stelling, G., Zijlema, M., 2003. An accurate and efficient finite-difference algorithm for non-hydrostatic free-surface flow with application to wave propagation. *International Journal for Numerical Methods in Fluids* 43 (1), 1–23.
- Stockdon, H. F., Holman, R. A., Howd, P. A., Jr., A. H. S., 2006. Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering* 53 (7), 573–588.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383906000044>
- Toldo, E., Dillenburg, S., Almeida, L., Tabajara, L., Martins, R., Cunha, L., 1993. Parâmetros morfodinâmicos da Praia de Imbé, RS. *Pesquisas em Geociências* 20 (1), 27–32.
- Toldo, E., Nicolodi, J., Almeida, L., Corrêa, I., Esteves, L., 2006. Coastal dunes and shoreface width as a function of longshore transport . *Journal of Coastal Research* SI39, 390–394.
- Tolman, H. L., 2009. User manual and system documentation of WAVEWATCH-III. Tech. rep., NOAA / NWS / NCEP / OMB.
- Vianna, H. D., 2013. Variabilidade do Sistema Praia-Dunas para o Litoral Norte do Rio Grande do Sul (Palmares do Sul a Torres -Brasil) Apoiado em Dados Laser Scanner – Lidar. Ph.D. thesis, Universidade Federal do Rio Grande.
- Wei, G., Kirby, J. T., Grilli, S. T., Subramanya, R., 1995. A fully nonlinear Boussinesq model for surface waves . Part 1 . Highly nonlinear unsteady waves. *Journal of Fluid Mechanics* 294, 71–92.
- Yamazaki, Y., Kowalik, Z., Cheung, K. F., 2009. Depth-integrated, non-hydrostatic model for wave breaking and run-up. *International Journal for Numerical Methods in Fluids* 61 (5), 473–497.

Zijlema, M., Stelling, G., Smit, P., Oct. 2011. SWASH: An operational public domain code for simulating wave fields and rapidly varied flows in coastal waters. *Coastal Engineering* 58 (10), 992–1012.

URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0378383911000974>

Capítulo 4

Considerações Finais

Este trabalho analisou os seis principais eventos extremos de ondas ocorridos entre os anos de 2000 e 2010 no estado do Rio Grande do Sul. A utilização de três modelos numéricos aninhados, WaveWatch III, SWAN e SWASH, permitiram analisar a propagação e geração de ondas em diferentes escalas temporais e espaciais, desde sua geração até a dissipação total de sua energia na zona de espraiamento.

A análise de ondas em águas profundas e da trajetória dos seus sistemas geradores permitiram identificar o padrão de circulação dominante nos casos analisados. Nesses casos o padrão dominante durante os eventos extremos foi o sistema Ciclônico do Meio do Atlântico com deslocamento para leste (*RC2*), sendo esse padrão o responsável por gerar os casos mais significativos de ondas na costa do Rio Grande do Sul. O padrão *RC2* tendeu a concentrar a energia de ondas entre as latitudes de 31.5°S até 34°S mas o deslocamento desses eventos mais para o norte, como no caso do evento *E05*, pode modificar totalmente o padrão de ondas em águas profundas. Isso explicita que os padrões de ondas em águas profundas são basicamente controlados pela intensidade e trajetória de seus sistemas geradores.

A escolha por analisar os resultados por meio de diagramas de Hovmöller para águas rasas e profundas permitiram uma boa representação da evolução do campo de ondas no tempo. Enquanto a análise de ondas para a profundidade de 50 m permitiu identificar importantes situações de risco para navegação e operações *offshore*, o estudo de ondas em águas rasas (6 m) permitiu identificar zonas de maior concentração e dissipação de energia na região da antepraia riograndense.

O principal agente controlador da energia de ondas em águas rasas foi a geomorfologia da antepraia presente. As ondas tenderam a concentrar energia em áreas que possuem um alto gradiente batimétrico e morfologias mais heterogêneas, em frente a praia do Hermenegildo e no setor ao norte da desembocadura da Lagoa dos Patos. Por outro lado, na região ao sul da desembocadura da Lagoa dos Patos, a antepraia atua como uma barreira natural submersa ao impacto

das ondas, absorvendo grande parte da energia das ondas durante os eventos extremos. De formas gerais, em águas profundas foi possível identificar uma maior concentração de ondas ao sul da latitude de 31.5°S , enquanto que em águas profundas esse padrão se inverte concentrando a energia de ondas ao norte de 31°S .

Os padrões de ondas durante os eventos extremos identificados corroboram com os padrões de progradação e retração da linha de costa. Isso mostra que a concentração e dissipação de energia durante eventos extremos pode ser um dos principais responsáveis pelo balanço sedimentar na costa do Rio Grande do Sul. Seguindo essa análise, também foi possível comparar esses resultados com uso e ocupação das áreas e assim identificar os possíveis locais de maior sensibilidade à eventos extremos de ondas no Rio Grande do Sul.

Essa análise de risco incentivou o estudo de ondas em pequena escala para as praias de Imbé e Tramandaí, uma vez que essa região possui alta densidade populacional e maior energia de ondas durante os eventos extremos. Como resultado desta análise foi possível identificar que na maior parte dos casos simulados ocorreram alagamentos e inundação devido ao impacto das ondas. A região sem proteção de dunas frontais, Z3, na praia do Imbé foi a região mais atingida pelo impacto direto das ondas, onde as ondas conseguiram superar o muro de proteção do calçadão em quatro dentre os seis casos analisados. A região de dunas na praia de Tramandaí não apresentou casos de sobre elevação, no qual em nenhum dos casos as ondas conseguiram superar o cordão de dunas frontais. Outras duas regiões (Z1 em Tamandaí e Z2 em Imbé), ambas dentro do estuário do Rio Tramandaí, apresentaram riscos à inundação devido a sua baixa cota em relação ao nível de mar.

O dentre os cenários estudados o evento *E05* se mostrou o mais impactante, sendo aquele em que as ondas superaram de forma mais significativa o muro de proteção do calçadão da praia de Imbé alagando grande parte das ruas da próximas à beira mar. Durante o evento *E03*, foi identificada a maior situação de alagamento interior devido a uma maior elevação do nível do mar, somado a baixa cota da cidade de Imbé, grande parte das ruas ficaram alagadas.

Apesar do alto custo computacional e da consideração de fundo estacionário para todos os casos simulados, o modelo SWASH se mostrou ideal para estudar esse tipo de evento em pequena escala. Uma representação acurada da topografia submersa e principalmente emersa fornecida pelos dados de LIDAR, foram fundamentais para conseguir resolver os complexos processos de interação entre a hidrodinâmica local e a estrutura urbana presente.

De forma geral este trabalho foi capaz de reconstruir cenários ocorrido durante os eventos extremos mais significativos na costa do Rio Grande do Sul. Permitiu assim, identificar e quantificar as principais zonas de risco e casos de inundação costeira frente a casos causados por eventos extremos. É esperado que estes resultados sirvam de alerta para autoridades, gestores de risco, agências civis e serviços públicos.

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
“AVALIAÇÃO NUMÉRICA DO COMORTAMENTO DAS ONDAS DURANTE EVENTOS EXTREMOS NA REGIÃO COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL”	
Área de Concentração: Geologia Marinha	
Autor: PEDRO VERAS GUIMARÃES	
Orientador: Prof. Dr. Leandro Farina	
Examinador: Profa. Dra. Carla de Abreu D'Aquino	
Data: 02 de junho de 2014	
Conceito: A (EXCELENTE)	
PARECER:	
<p>A dissertação foi desenvolvida no formato de artigo conforme normatização do PPGGEO. Esta bem redigida, com poucos erros. Parabéns aos envolvidos no seu desenvolvimento. As considerações do presente parecer serão descritas conforme os capítulos e os subtópicos da dissertação avaliada.</p> <p>Capítulo 1 Deixo como sugestão modificar o objetivo geral para descrever e avaliar, ao invés de “estudar e descrever”, como esta no primeiro parágrafo do item 1.2.1. Na página 23 no quarto parágrafo, onde diz “observando a equação 1.32...”, deveria ser: “observando a equação 1.31...”. Gostaria de salientar a clareza com a qual o tema foi abordado e desenvolvido, ficou muito bom.</p> <p>Capítulo 2 Caso haja oportunidade para revisão deste artigo, no início da página 39 na segunda linha aparece duas vezes a palavra “there”. No item 22.1, sugiro retirar a terceira pessoa do terceiro parágrafo, alterando de “We ran SWAN...” para “SWAN model was run...”. No item 2.3.2. no primeiro parágrafo faltou abrir o parênteses antes do H_{smax}. Na página 47 Figura 2.4, fica como sugestão, destacar com um ponto maior ou outro símbolo o início da trajetória do ciclones para chamar mais atenção. A única critica ao artigo é que senti falta de destaque ao fato de que o caso E05 apesar de estar dentro do grupo de região mais frequente RC02 foi o único que apresentou maior concentração de energia em águas rasas próximo a Tramandaí (figura 2.6).</p> <p>Capítulo 3 Artigo muito interessante, porém se houver oportunidade de revisão, senti falta de falar mais sobre a calibração do modelo, e destacar as dificuldades para tal, até mesmo para valorizar o trabalho realizado.</p> <p>Capítulo 4 Faltou falar das dificuldades e desafios do trabalho e deixar sugestões para trabalhos futuros.</p>	
Assinatura:	Data: 04/06/2014
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	

ANEXO I

Título: Avaliação numérica do comportamento das ondas durante eventos extremos na região costeira do Rio Grande do Sul

Área de Concentração: Geologia Marinha

Autor: Pedro Veras Guimarães

Orientador: Prof. Dr. Leandro Farina

Examinador: Prof. Felipe M. Pimenta

Data: 08 Junho 2014

Conceito: A (Excelente)

A) INTRODUÇÃO

Antes de tudo gostaria de agradecer ao Prof. Dr. Leandro Farina e a Pedro Vera Guimarães pelo convite na avaliação desta dissertação. Foi um prazer ler o trabalho.

Desde meados de 2000 a região do Rio Grande do Sul aguardava novos trabalhos de modelagem em processos costeiros, envolvendo ferramentas mais avançadas de modelagem. Este trabalho veio atender esta demanda de maneira bastante satisfatória. Fiquei feliz de ver a riqueza dos resultados. O trabalho reflete o talento do aluno, bem como a energia e o empenho dedicado.

O texto está bem organizado e redigido. Somente no Capítulo 2 detectei a necessidade de uma maior revisão do texto (sugestões mais detalhadas estão descritas nas próximas seções deste parecer).

Por fim, gostaria de mencionar que o formato da dissertação do Programa de Pós-Graduação em Geociências é inteligente e deve ser seguido por outras instituições. Sinto, entretanto, por não poder encontrar os autores do trabalho pessoalmente numa defesa pública. Seria rica a discussão do trabalho com os professores Leandro Farina, Lauro Calliari, Carla D'Aquino e com o aluno.

Espero que Pedro tenha planos de continuar sua carreira na área acadêmica de processos costeiros, seguindo com doutorado e pós-doutorado na área. Seria uma importante adição ao corpo de pesquisadores e professores do Brasil.

B) PARECER DA DISSERTAÇÃO

A presente dissertação de mestrado refere-se a um trabalho de modelagem numérica desenvolvido para entender os processos de formação, propagação e transformação de ondas geradas pelo vento. A pesquisa inclui a modelagem em pequena escala dos impactos destas ondas sobre regiões costeiras. O trabalho mais que atende o esperado para uma dissertação de mestrado.

A dissertação é inovadora e utiliza o estado da arte em modelagem numérica (i.e. Wave Watch III, SWAN e SWASH). O uso de um modelo de terreno 3D da praia de Tramandaí e Imbe, derivado de um LIDAR e medições side-scan é um aspecto bastante original. O trabalho também utiliza dados in-situ (maré, ADCP) e analisa a trajetória e características de tempestades (ciclones) através de dados de reanálise atmosférica.

A pesquisa aborda um tema importante, a modelagem de eventos extremos. Embora relativamente pouco frequentes, tais eventos possuem grande potencial de danos, através do alagamento e erosão de regiões costeiras.

A modelagem de ondas em águas rasas foi realizada através de um modelo não-hidrostático (SWASH). O uso desta ferramenta (acredito inédito para costa Brasileira) possibilitou simulações da inundação na Praia de Imbé e Tramandaí, incluindo dos processos de maré astronômica, maré meteorológica e set-up das ondas.

O trabalho demonstra por que alguns ciclones atmosféricos possuem um resultado mais devastador sobre as regiões costeiras. Ele envolve a combinação de fatores como a trajetória da tempestade, a interação com a batimetria o efeito da maré meteorológica. Meu é **favorável** e atinge a nota máxima atribuída no programa, **Conceito A**.

C) SUGESTÕES AO CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

Está muito bem escrito e resume em poucas páginas a temática da dissertação. Também descreve de maneira sucinta os objetivos e aspectos teóricos (teoria linear das ondas, equação de energia, conceito de espectro, a equação do balanço de ação). Obviamente os conceitos teóricos envolvidos na dissertação são amplos e seria impossível cobrir todos aspectos. A seleção dos tópicos teóricos foi adequada.

Na leitura do texto percebi alguns possíveis erros de digitação, listados abaixo:

- Pg 8, última linha: Corrigir “mair” para “maior”
- Pg. 17, eq. 1.3: Incluir sinal negativo e o Δt ?
- Pg. 17, eq. 1.4: Incluir sinal negativo e o Δx ?
- Pg. 17, eq. 1.5: Incluir sinal negativo e o Δy ?
- Pg. 17, eq. 1.6: Incluir sinal negativo e o Δz ?
- Pg 19, 1º parágrafo: Talvez mudar o texto: “Assim para obter a equação de conservação de momento, utilizamos ...”
- Pg 20, 3º parágrafo: Talvez “força gravitacional por unidade de massa”
- Pg 21, 2º parágrafo: Incluir ponto “.” Entre “Laplace” e “Em”
- Pg 24, eq. 1.33. Checar os limites de integração. Explicar o que a barra horizontal no topo significa (média em comp. de onda?).
- Pg 24, sugestão: Com mais 2 ou 3 linhas seria possível incluir a importante definição de “fluxo de energia”, com as equações 1.31 e 1.36.

D) SUGESTÕES AO CAPÍTULO 2

Dentre os capítulos de resultados, o capítulo 2 é o que merece maior atenção, tanto em organização quanto gramática. Isto não diminuí o conteúdo da pesquisa que é muito interessantes e também fornecem importantes subsídios ao capítulo 3.

Na revisão do artigo, sugiro os autores reduzirem a Introdução de quatro para cerca de duas ou três páginas. Atualmente o texto está longo e realiza uma revisão muito detalhada de estudos antecedentes. O trabalho se beneficiaria de maior foco nesta seção.

Outro aspecto é que a seção dos resultados está curta e não difere muito da seção seguinte. Talvez unir as seções 2.3 e 2.4 chamando tudo de “Results and discussion”?

Vale a revisão de um nativo de língua inglesa para o Capítulo 2. Foi notável a diferença

de redação entre os capítulos 2 e 3. Outros comentários específicos ao texto e figuras seguem abaixo.

-Pg 37, 2º parágrafo, 2ª linha: Talvez invés de “lives lost” usar “loss of lifes”.

-Pg 38, 1º par., 5ª linha: Conferir o valor do “slope” para plataforma continental (continental shelf), em geral é menor que o slope da *inner-shelf* e do *nearshore*. O valor aqui rão seria da ordem de $h/L=(100\text{ m}/100\text{ km}) \sim 10^{-3}$?

-Pg 33, figura 2.1. Mudar texto de “study field” para “study region”. Incluir texto para isóbatas ou indicar na legenda o intervalo das linhas plotadas.

-Pg 38, 7ª linha. Deletar “textit” após Toldo Jr.

-Pg 39, 2º par., 2ª linha. Sugiro modificar de “short-term” para “long-term” ou “lower frequency sea-level variations”. Efeitos atmosféricos em geral ocorrem em menores frequências (maiores períodos) que as marés astronômicas.

-Pg 42, título da subseção. Talvez modificar de “Water level correlation” para “Water level” simplesmente.

-Pg 42, 5º par., 1ª linha. Sugiro modificar de “The sea level exchange...the atmospheric level” para “Sea level variations are a combination of...the atmospheric forcing”

-Pg 43, 3º par, 2ª linha. Deletar “of which”. Mudar de “in 17 m” para “at 17 m”.

-Pg 43, 4º par., 6ª linha. Modificar de “pick” para “peak”.

-Pg 44, figura 2.2. Um ponto bastante forte dos resultados e vale investir mais tempo. Tenho algumas sugestões. Fontes maiores nos painéis da fig.2.2a. Conferir labels referentes a data, no texto é referido como Nov 2006 a May 2007, aqui aparece 2001... Porque não incluir um painel ilustrando também a série temporal do nível médio do mar? (utilizado no SWAN, seção 2.2.3). Explicar no texto o porque dos gaps.

No painel 2.2b, sugiro omitir símbolos em preto e utilizar pontos coloridos somente, para visualizar melhor a distância. Outra possibilidade seria plotar a densidade dos pontos (i.e. um histograma 2D com cores indicando a pdf).

-Pg 45, 1º e 2º par. Revisar o significado de r^2 , que pode ser entendido como porcentagem da variância explicada e não % dos casos cobertos (e.g. “could not fit the direction in 72% of the cases”).

-Pg 45, 3º par. Sugiro modificar “calibration” para “comparison”, ao menos que o modelo tenha sido “sintonizado/ajustado” para reproduzir melhor os resultados. Se foram feitos testes de sensibilidade, o artigo merece algumas linhas descrevendo o processo.

-Pg 45, 4º par, linha 7. Retirar o “)” após Hsmax.

-Pg 45, última linha. Retirar o ponto após 2.3b.

-Pg 47. Figura 2.3. Sugiro incluir barras de cores com mais tons (e.g. colormap, ‘jet’ ou ‘hsv’ no matlab). Talvez aumentar o tamanho dos mapas e incluir contornos também.

-Pg 47, figura 2.4. Aumentar o tamanho dos pontos para visualizar melhor a variação da vorticidade ao longo da trajetória dos ciclones. Neste caso, retirar linhas coloridas e legenda, inserindo “labels” E01 a E06 para cada trajetória. Indicar sentido da trajetória com uma seta. A fig 2.4 também seria enriquecida com um painel 2.4b, com a imagem da cobertura de nuvens ou campo de velocidades do Evento 05.

-Pg 49, figura 2.5 e 2.6. A localização espacial dos pontos selecionados na criação do diagrama de Hovmoller, poderia ser indicada na fig. 2.1 ou 2.4. Incluir também o nome das cidades citadas nesta figura (e.g. Torres, Tramandaí, Dunas Altas, Hermenegildo).

Pg 51, 1º par., 7ª linha. Invés de “background” utilizar “bottom”?

Pg 51, 5º par, 7ª linha. Mudar “with” para “which”.

Pg 51, 5º par, 11ª linha. Incluir “erosion in” entre “causes of” e “some”.

E) SUGESTÕES AO CAPÍTULO 3

O capítulo em questão corresponde ao corpo central do trabalho, está bem escrito e condensado. Alguns aspectos dos métodos e resultados, entretanto, poderiam ter sido explorados em maior detalhe, sem comprometer seu tamanho. Por exemplo, uma descrição mais detalhada do modelo de terreno (parte aérea e subaquosa) ficou faltando. Os detalhes do processamento (merging) da topografia LIDAR e batimetria multifeixe também. No que concerne os resultados, possivelmente explorar o caráter temporal e espacial dos resultados. Sugiro figuras em perfil (perpendiculares a costa ou através do canal). Estas poderiam ilustrar melhor a topografia e os efeitos das ondas (alagamento) na mesma figura.

Título: Corrigir o texto de “Rio Grando” para “Rio Grande”.

Pg 58, 1º par., “loss of lifes”?

Pg 58, 2º par., 4 linha. Substituir “produce increases” para “are associated with high”

Pg 48, 3º par. Talvez substituir “a maximum waves runup” para “the wave runup”. Mudar “a storm waves impact.” para “the storm impact.”

Pg 59, 3º par., 3ª linha. “two permanent discontinuities, namely the Tramandaí...”

Pg 59, 3º par., 7ª linha. “characterized”

Pg 60, figura 3.1. Difícil visualizar a topografia. Se a figura é colorida, porque não utilizar uma em cores com mais tons (e.g. tons vermelhos, amarelos a azuis no colormap ‘jet’ do matlab)? Iria valorizar o modelo digital do terreno. Sugiro incluir linhas batimétricas na figura para parte submersa também. Possivelmente o nível 0 m com cor distinta demarcando partes emersas e submersas.

Pg 60, 2º par., 6ª linha. Mudar de “a waves” para “waves”.

Pg 61, 2º par.. Talvez mudar de “less known” para “less commonly described in the

literature”.

Pg 62, equações 3.1 a 3.3. Seria interessante uma descrição em como o termo não hidrostático “q” é estimado. Esta é uma componente central do modelo utilizado.

Pg 65. Belíssima a figura 3.2 !! Valeria incluir figuras para outros eventos (e.g. E03, complementando fig. 3.3 e 3.4). Se for possível incluir vídeos no jornal Coastal Engineering, seria didático ter uma animação temporal da propagação das ondas e set-up pelo menos para um dos eventos.

Outros aspectos para Fig. 3.2: Inserir uma escala espacial (km). Possivelmente explicar na legenda o que “water-level” significa. Para áreas offshore, isto refere-se a elevação da superfície do mar acima do nível médio ($z=0$), correto? O mesmo vale para áreas emersas (pós-praia)? E se a topografia emersa é $z \geq 0$ nesta região? Se positivo, não seria melhor plotar espessura da lâmina d’água inundada para áreas emersas?

Talvez vale pintar áreas não alagadas de branco nesta mesma figura (e.g. entre 0 e 0.5 cm), a definição da escala em cores entre 0 e 0.2 fica subjetiva (tudo em azul). É difícil verificar quais partes estão alagadas na fig. 3.2. O campo de ondas, entretanto, está muito bem representado.

F) COMENTÁRIOS FINAIS

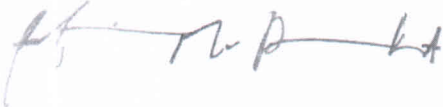
Ambos artigos possuem informações valiosas para o entendimento dos processos costeiros e previsão de catástrofes. Uma vertente que poderá ser explorada futuramente é o papel de campos hipotéticos de dunas contra inundações. Seria uma importante informação para defesa da conservação de dunas e desapropriação de áreas invadidas em diversas praias do país. A metodologia merece ser estendida para outras regiões do Brasil.

Por fim, se algumas destas sugestões forem incorporadas ao texto, gostaria de receber a versão final em PDF da dissertação. Esta será uma importante referência para alunos da recém criada Pós-Graduação em Oceanografia da UFSC. Ambos artigos também deverão receber um saudável número de citações após publicados.

Parabéns e boa sorte na sua carreira Pedro.

Prof. Leandro, novamente obrigado pelo convite. Espero poder conhecê-los pessoalmente um dia.

Florianópolis, 8 de Junho de 2014.



ANEXO I
Titular ad Dissertação/Tese
“AVALIAÇÃO NUMÉRICA DO COMPORTAMENTO DAS ONDAS DURANTE EVENTOS EXTREMOS NA REGIÃO COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL”
Área de Concentração: Geologia Marinha
AUTOR: PEDRO VERAS GUIMARÃES
Orientador: Prof. Dr. Leandro Farina
Examinador: Prof. Dr. Lauro Júlio Calliari
DATA: 07 de maio de 2014
Conceito: B
<p>Aspectos gerais:</p> <p>Forma:</p> <ul style="list-style-type: none"> - A forma é adequada e apresenta uma continuidade lógica no encaminhamento do efeito de eventos extremos na costa do RS. -A apresentação em inglês do primeiro trabalho apresenta problemas graves na ortografia e concordância os quais prejudicam substancialmente o trabalho. Assim por exemplo: Na página 42 item 2.2.3 The sea level <i>exchange</i> (com relação a Changes in sea level...está mal empregado ;exchange é relativo a troca de alguma coisa por outra—câmbio por exemplo) ; na página 46 item 2.4 Employing those authors'classification— <i>employing</i> é usado para empregar alguém em um trabalho—o termo correto seria o relativo a aplicar (applying)- Nesse ponto recomenda-se que o nestes casos (quando escrito em ingles) o trabalho tenha uma boa revisão de gramática, concordância e ortografia antes de chegar a banca caso contrários erros fundamentais ficarão no mesmo. Assim trabalhos que apresentam um bom conteúdo como nesse caso particular ficam muito prejudicados. Nota-se uma nítida diferença no inglês entre a parte metodológica (mais bem escrita) e a parte de resultados e discussão (bastante prejudicada). Adicionalmente nota-se que o segundo artigo está mais bem escrito do que o primeiro. Teria sido melhor apresentar os dois artigos em Português. Tal metodologia teria propiciado a expansão das discussões e conclusões enriquecendo assim a dissertação. -As figuras são boas, mas seria interessante colocar a orientação (norte) e uma escala gráfica. - A parte em Português está bem escrita, entretanto alguns erros de concordância aparecem. Chamamos atenção para alguns termos que não entendemos o significado tais como “sorrobamento”de embarcações”(página 10. Não seria soçobramento (naufrágio!) de embarcações? <p>Título: O título reflete o conteúdo da dissertação entretanto deve ficar claro que os eventos extremos estudados são relativos a década de 2000 a 2010. Muitos outros eventos extremos ocorreram em outros anos com padrões , ciclogenéticos diferenciados , inclusive com anticiclones que também geram eventos extremos mais danosos que os ciclones extra-tropicais. Assim, seria importante adicionar no título depois de RS: década de 2000-2010.</p> <p>Resumo Geral: O Resumo Geral é adequado e permite ao leitor ter uma visão geral do trabalho</p>

Capítulo 1

Introdução do capítulo 1 : Indica muito bem o contexto em que o trabalho está inserido como também os motivos que levaram a efetuar a pesquisa.

Objetivos :estão bem definidos e explicitados.

O Referencial sobre mecânica dos fluidos e as equações básicas das transformação das ondas em águas rasas bem como a característica do espectro das ondas são bastante pertinentes e acredito abrangentes.

Capítulo 2

Título—mesmo aspectos salientados no geral---falta a indicação do período de estudo

Resumo – Indica claramente o que se encontra no trabalho

Introdução- A pesquisa está bem contextualizada,bem como o objetivo do capítulo bem enunciado no fim da mesma. A revisão do assunto é pertinente entretanto alguns trabalhos tanto locais (RS) como no estado vizinho (SC) deveriam ser consultados a título de expandir o trabalho e dessa forma valorizá-lo. Referenciamos alguns abaixo:

Trabalhos

- *Condições extremas de agitação marítima ao largo de Rio Grande a partir do modelo WW3*. Eloi Melo Filho, Marco Romeu e Guilherme Hammes. Seminário e Workshop em Engenharia Oceanica, FURG, Rio Grande/RS, novembro / 2010

- *Estimativa dos cenários característicos de agitação marítima para a região oceânica do RS utilizando dados de reanálise do modelo WW3*. Marco A.R. Romeu, Jose.A.S. Fontoura, Eloi Melo, Guilherme Hammes.Laboratório de Engenharia Costeira - FURG, Rio Grande, RS 4º Seminário e Workshop em Engenharia Oceânica, FURG, Rio Grande/RS, novembro / 2010

Teses

- *Teste e aplicação de Modelos Parabólicos de Refração-Difração com ênfase na propagação de ondas sobre parceiros*. 2006. Tese (Doutorado em Engenharia Ambiental) - Universidade Federal de Santa Catarina. Rodrigo do Carmo Barletta

-*Análise numérica da propagação de ondas na costa do RS entre Torres e Mostardas no RS*. 2008. Dissertação de mestrado de Jair Vignoli da Silva. Programa de Pós-Grad. Engenharia oceânica da FURG.

-*Análise numérica da propagação de ondas na costa do Rio Grande do Sul entre arroio Chuí e Sarita* - Tese de mestrado 2012—Samanta da Varas-Pó Graduação em Engenharia Oceânica-FURG.

-*Método operacional para determinação do estado de mar próximo a costa: aplicação para a ilha de Santa Catarina*. UFSC PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA SANITÁRIA E AMBIENTAL-2007
MARCO ANTÔNIO RIGOLA ROMEU

- *Um Estudo sobre o Clima de Ondas e o Transporte de Lama ao Largo da Praia do Cassino, RS., Ano de obtenção: 2013*. Tese (Doutorado em Programa de Engenharia da COPPE - UFRJ) Débora Machado- Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Da mesma forma trabalhos produzidos no exterior (EUA) e Europa poderiam fazer parte da essência do estado da arte no assunto abordado.

Item 2.2 Material and Methods

Todos os itens bem colocados. Acreditamos que no item 2.2.4 (urban occupation) houve um engano onde coloca que 30% (1/3) da costa do RS estão impactadas por atividades antrópicas. Isso representaria quase 180 km de costa. Acreditamos que este valor seja bem menor.

Item 2.3 Resultados

-Muito bom, uma contribuição importante na validação do modelo trazendo os dados de águas profundas para águas rasas e obtendo bons resultados. Também uma característica inovadora no aspecto de apresentação dos dados—Diagramas de Hövmoller para águas profundas e águas rasas.

--Um erro de referência na página 43 que deve ser figura 2.1 e não a 3.1.

Alguns aspectos que gostaríamos de ressaltar na exceção morfologia da plataforma interna só é homogênea entre Norte de Rio Grande até o farol do Sarita---Já um pouco mais ao sul temos a presença de bancos arenosos lineares—na região do Albardão (extremamente acidentada) daí até o Chuí passando pelo Hermenegildo (não como diz no texto referente na página 48 —*as isobatimétricas na região do Albardão até o Chuí não homogêneas e paralelas*). As complexidades da batimetria na região do Albardão, Hermenegildo e Chuí—produzem padrões de refração distintos. Situações indicam que tanto bancos como depressões próximas na antepaia e plataforma interna podem causar concentração de energia de ondas.

Na página 51—erosão no Hermenegildo e mesmo ao sul do Hermenegildo Chuí e mais ao sul ainda no Uruguai no balneário de Águas Claras— Ver [PIVEL, M. A. G.](#) ; SPERANSKI, N. ; **CALLIARI, L. J.** . A Erosão Praial na costa atlântica Uruguia. Pesquisas em Geociências (UFRGS), Porto Alegre, v. 28, n.2, p. 447-451, 2001.

-Perguntas relativa a discussão: Como os diagramas de Hövmoller corroboram a região entre Dunas Altas e Mostardas como um sumidouro de sedimentos? (sink) . Perguntamos pelo fato de os diagramas em águas rasas indicam alta energia de ondas nesses locais---Os gradientes laterais de fluxo de energia conforme indicado pela maioria dos diagramas apresentados tendecia a exportar sedimentos desta zona.

-Acho que existe um erro na discussão/referência usada -- também da página 51—Como pode ser a região de Rio grande classificada como “área of progradation and moderate retrogradation” ou está progradando ou retrogradando!!!—seria progradation and moderate progradation? —O trabalho de Lelis R.e Calliari, L.J. 2006 . *Historical shoreline changes near lagoonal and River Stabilized Inlets in Rio Grande do Sul State, Southern Brazil. Journal of Coastal Research*, v. 39, p. 301-305, 2006 o qual analisou o comportamento da linha de costa usando fotografias aéreas decadais mostra que existe uma intensa progradação no local---trabalhos mais recentes Goulart , E Calliari, L. 2013 *Medium-term morphodynamic behavior of a multiple sand bar beach* Journal of Coastal Research Special Issue No. 65, 2013 mostram que o sistema todo da praia do Cassino incluindo os bancos estão sob intensa progradação- Tal situação é bem representada pelos diagramas apresentados.

-Entretanto os padrões de águas rasas indicariam/corrobোরariam que Tôres estaria em retração. Na verdade isso não acontece. Conforme indica a história evolutiva da praia Grande e (Também em Lélis, 2006—o sistema progradou muito ---a praia aumentou após a fixação pelo molhe do Mampituba —o sistema todo ganhou areia.

Capítulo 3

O abstract/resumo permite uma idéia geral do trabalho, entretanto poderia ser mais específico citando os locais críticos de inundação e alguns aspectos quantitativos com os dados obtidos de elevação.

No abstract—O LIDAR nesse caso não determinou a batimetria--- como indica no resumo.

Introdução

--O problema foi bem estabelecido. No entanto em ambos os níveis, regional e geral não foi feita uma revisão crítica do problema - Faltaram referencias anteriores em ambas as escalas, a exemplo do citado abaixo, existem varios trabalhos que descrevem situações de inundação em. Balneários do sul do Brasil. Exemplo abaixo.

Avaliação da elevação do nível do mar e riscos de inundação costeira associados a marés meteorológicas no balneário do Hermenegildo- Natan Zamboni Maia.

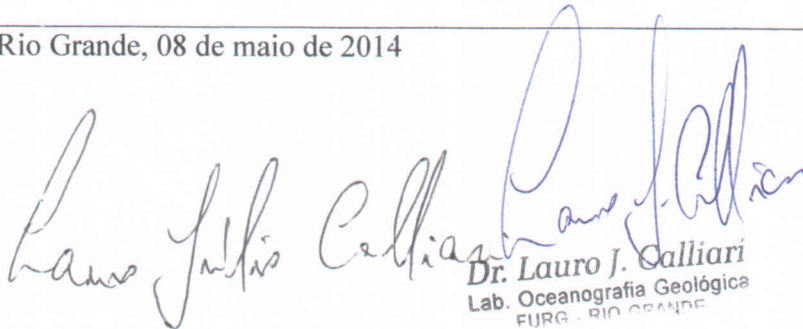
2011-Dissertação de mestrado-Programa de Pós Graduação em oceanografia Física, Química e Geológica

Os itens 3.2, 3.2.1 e 3.3 que compreendem a metodologia ,os resultados e a discussão estão bem fundamentados mas poderiam ser expandidos.

Como avaliação geral, o trabalho preenche perfeitamente os requisitos para o mestrado.

Essas são as nossas considerações

Rio Grande, 08 de maio de 2014



Dr. Lauro J. Calliari
Lab. Oceanografia Geológica
FURG - RIO GRANDE

Prof. Dr. Lauro Júlio Calliari

Ciente do aluno: