



Universidade Federal do Rio Grande
Instituto Oceanográfico
Programa de Pós-Graduação em
oceanografia Química, Física e Geológica



Variabilidade morfodinâmica temporal e eventos de inundação em um sistema praiial com múltiplos bancos

Elaine Siqueira Goulart

Tese apresentada ao Programa de
Pós-Graduação em Oceanografia Física,
Química e Geológica, como requisito
parcial à obtenção do título de Doutor.

Orientador Prof. Dr. Lauro Júlio Calliari

Outubro de 2014

“O mar não é um obstáculo, é um caminho.”

Amyr Klink

RESUMO

Os ambientes costeiros estão entre os mais energéticas do planeta, onde os processos de modificação do relevo podem ser continuamente observados, como resultado da ação integrada dos processos marinhos (ondas, correntes e marés) atmosféricos (ventos e tempestades) e dos atuantes sobre os continentes. Estes processos envolvem diferentes escalas temporais e espaciais que vão desde segundos a séculos e de milímetros a quilômetros, da turbulência à variabilidade interanual, respectivamente.

Com o objetivo de melhor compreender a variabilidade temporal dos bancos arenosos e da linha de praia e paralelamente analisar o comportamento do nível e dos eventos de inundação na praia do Cassino, foram utilizados dados de posição dos bancos e da linha de praia, obtidos de vídeo imagens diárias, ondas incidentes na costa geradas através do modelo SWAN, além de perfis topo batimétricos e batimetrias obtidas no banco de dados do LOG/IO.

Foi realizada a análise da variabilidade temporal das posições dos bancos arenosos e da linha de praia, além da influência dos depósitos de lama em tal variabilidade. A análise mostrou que a tendência de migração em direção a offshore domina a variabilidade de todas as feições. Já a presença da lama afetou somente a variabilidade dos bancos nas componentes de curto prazo (semanal e mensal).

O comportamento do nível, na praia e na Lagoa dos Patos, e a ocorrência de eventos de inundação e suas características básicas também foram investigadas. Além disso, foi proposta uma classificação para eventos de inundação de acordo com sua amplitude. Foram investigadas também as características dos sistemas meteorológicos associados aos eventos de inundação.

Não foi possível utilizar o nível da Lagoa como referência para o nível na praia, pois a resposta às forçantes em cada ambiente difere muito em intensidade. Os eventos de inundação na Praia do Cassino se mostraram altamente ligados às ondas, ventos e gradiente local de pressão, e não apresentaram relação com a maré astronômica. Foram ainda classificados de acordo com a amplitude da inundação em: eventos de pequena (57,5%), média (34%) e grande amplitude (8,5%). Todas as classes foram associadas a ciclones formados nas diversas latitudes, porém os sistemas de cavas foram associados somente a eventos de baixa amplitude, e os anticiclones foram mais presentes nos eventos de média amplitude, associados a ventos de E.

Foi apresentada ainda a utilização de uma metodologia que possibilita estimar a batimetria da zona de surfe através da posição dos bancos estimada através das imagens e um exemplo de sua aplicação na questão de alterações morfológicas durante eventos de inundação. A metodologia se mostrou propícia na avaliação de variações morfológicas, mas não apresentou precisão suficiente para investigações relativas às diferenças de volume.

ABSTRACT

Coastal environments are among the most energetic of the planet, where the relief modification processes can be observed continuously as a result of the integrated action of marine processes (waves, currents & tides) atmospheric (winds & storms) & acting on the continents . These processes involve different temporal & spatial scales ranging from seconds to centuries & millimeters to kilometers, from turbulence to inter-annual variability, respectively.

In order to better understand the temporal variability of sandy bars & water line & parallel to analyze the flood events on Cassino Beach, position data of bars & the water line were used, obtained from video images, incident waves on the coast generated through the SWAN model & topo-bathymetric profiles & bathymetry obtained from the LOG / IO database.

The analysis of the temporal variability of the positions of sandbars & water line showed that the migration trend toward offshore dominates the variability of all features. The presence of mud only affected the variability of bars in short-term components (weekly & monthly).

The water level behavior, on the beach & in the Patos Lagoon, & the occurrence of flood events & their basic characteristics were also investigated. In addition, we proposed a classification for flood events according to their amplitude. Also investigated the characteristics of weather systems associated with flood events.

The water level of the lagoon couldn't be used as a reference for the level on the beach because the response to forcing processes in each environment differs greatly in intensity. Flood events in Cassino Beach were highly related to waves, winds & local pressure gradient, & not associated with the astronomical tide. Were also classified according to the extent of flooding in: Small events (57.5%), medium (34%) & large amplitude (8.5%). All classes were associated with cyclones formed in different latitudes, but the diggings systems were associated only low amplitude events, & anticyclones were much more common in middle-amplitude events associated with E winds

Yet was presented the use of a methodology that allows to estimate the bathymetry of the surf zone by the estimated bars position through images & an example of its application in the matter of morphological changes during flood events. The methodology proved to be favorable in the evaluation of morphological variations, but did not provide sufficient accuracy for investigations of the volume differences.

Sumário

Resumo	iii
Abstract	iv
Lista de Figuras.....	viii
Lista de Tabelas	xiv
Lista de Equações	xvi
1. Introdução.....	1
1.1. organização da tese	5
2. Área de estudo	6
2.1. Geomorfologia da costa do Rio Grande do Sul	6
A Lagoa dos Patos	8
O Estuário	9
A Plataforma Continental	10
2.2. Caracterização do clima de Ondas	12
2.3. Caracterização morfodinâmica	14
2.4. Marés	15
3. Preparação do Conjunto de dados e métodos utilizados.....	16
3.1. Vídeo Imagens	16
Posição das feições	18
3.2. Ondas	20
Verificação de desempenho	21
WWIII.....	21
SWAN.....	23
3.3. Perfis Topográficos.....	26
3.4. Batimetrias	27
4. O comportamento morfodinâmico a curto e médio prazo.....	28
4.1. Metodologia	29
Taxas de migração	29
Decomposição das séries temporais	29
Ondaletas	30
4.2. Resultados e Discussão	31
Ativação dos bancos	31

Posição dos bancos e linha d'água e taxas de migração	37
Variabilidade de médio prazo (tendência)	39
Variabilidade a curto prazo	44
Efeitos da lama	48
4.3. Conclusões	53
5. Variações do nível d'água	55
5.1. Metodologia	56
Estimativa do nível na praia	56
Nível na Lagoa	56
Maré Astronômica	57
Identificação e classificação dos eventos de inundação	57
Dados de Vento	58
Modelagem Analítica	58
Caracterização da situação sinóptica	60
5.2. Resultados e Discussão	61
Comportamento do nível	61
Eventos de Inundação	69
Situações meteorológicas	74
Classificação dos eventos	76
5.3. Conclusões	91
6. Estimativas de batimetria	93
6.1. Metodologia	94
Estimativa da batimetria	94
Geração das batimetrias e análise das variações morfológicas	96
6.2. Resultados e Discussão	97
Estimativa dos perfis e batimetrias	97
Validação	100
Principais fontes de erro	102
Evolução morfológica durante eventos de inundação	103
6.3. Conclusões	110
7. Considerações finais	111
Bibliografia	113

Anexo I 123

LISTA DE FIGURAS

Figura 1-1 - Escalas espacial e temporal dos processos costeiros. Fonte: Thornton <i>et al.</i> (2000) modificado por Pereira (2010).	2
Figura 2-1- Localização da área de estudo.	6
Figura 2-2 – Barreiras Holocênicas do RS. Fonte: Dillenburg <i>et al.</i> (2000).	8
Figura 2-3- Fragmento da carta náutica nº 90 da Marinha do Brasil, mostrando a forma ondulada do litoral do Rio Grande do Sul. O retângulo vermelho representa a região de batimetria homogênea adjacente à desembocadura da Lagoa dos Patos.	11
Figura 3-1 -Exemplos de imagens do tipo <i>Snap</i> (a), <i>timex</i> (b) e <i>variance</i> (c) da estação Argus na Praia do Cassino no dia 26 de maio de 2005.Fonte: Banco de dados de imagens do Argus Cassino.	17
Figura 3-2 - Exemplo de imagens <i>timex</i> das quatro câmeras e o mosaico resultante após as transformações fotogramétricas. Fonte: Pereira (2010).	18
Figura 3-4- Hs medido pela bóia da marinha (em azul) e Hs simulado pelo WWIII disponível no NCEP (em vermelho).	22
Figura 3-5 - Correlação linear entre Hs medido na bóia (eixo x) e Hs simulado pelo WWIII (eixo y).	22
Figura 3-6 - Grades aninhadas utilizadas na simulação do SWAN.	23
Figura 3-7 - Batimetria na malha detalhada. Curvas de nível em m. O círculo vermelho indica a posição do ADP e a posição dos dados utilizados no trabalho.	24
Figura 3-8 – Batimetria da grade de menos detalhe.	24
Figura 3-9 - Comparação entre as alturas de onda significativa simuladas (em azul) e medidas com o NDP (em vermelho).	25
Figura 3-10 - Correlação linear entre Hs medido na bóia (eixo x) e Hs simulado pelo SWAN (eixo y).	26
Figura 4-1 – Exemplo da EMD. Linha azul é a série temporal, linhas verdes são as interpolações feitas para os extremos, linha vermelha é a média feita entre as duas linhas interpoladas. Fonte: Huang <i>et al.</i> (1998).	30
Figura 4-2 - Posição do banco externo durante a ativação(m) versus Hs (m). ...	32
Figura 4-3 - Posição do banco intermediário durante a ativação(m) versus Hs (m).	34
Figura 4-4 - Posição do banco interno durante a ativação(m) versus Hs (m).	35
Figura 4-5- Representação da profundidade (em preto), Hs (em azul) e dissipação da ondulação (em vermelho).	35

Figura 4-6 - Profundidade de quebra (em preto) e Hb (altura de onda no ponto de quebra, em azul) obtidos do resultado do modelo SWAN.	36
Figura 4-7. Série temporal da posição das feições identificadas nas imagens: linha d'água (LP) em vermelho, banco interno (B1) em verde, banco intermediário (B2) em azul e banco externo (B3) em preto.	37
Figura 4-8 - Série temporal (acima) e tendência (abaixo) das posições relativas ao banco interno (B1).	40
Figura 4-9- Série temporal (acima) e tendência (abaixo) das posições relativas ao banco intermediário (B2).	40
Figura 4-10- Série temporal (acima) e tendência (abaixo) das posições relativas ao banco externo (B3).	41
Figura 4-11- Série temporal (acima) e tendência (abaixo) das posições relativas à linha de praia (LP).	41
Figura 4-12- Comparação entre os perfis médios de 2006 (linha sólida) e 2012 (linha pontilhada) realizados na EMA. A linha tracejada indica o nível médio do mar.	42
Figura 4-13- Posição da base da duna frontal (linha em vermelho) em março de 2005 (painel esquerdo) e maio de 2012 (painel direito). As distâncias nos eixos x e y têm como referência a posição do marco geodésico.	43
Figura 4-14- A) Componentes interanual, B) sazonal, C) mensal e D) semanal relativas às posições do banco interno.	44
Figura 4-15- A) Componentes interanual, B) sazonal, C) mensal e D) semanal relativas às posições do banco intermediário.	45
Figura 4-16- A) Componentes interanual, B) sazonal, C) mensal e D) semanal relativas às posições do banco externo.	45
Figura 4-17- A) Componentes interanual, B) sazonal, C) mensal e D) semanal relativas às posições da linha de praia.	46
Figura 4-18 - Acima - Mapa batimétrico obtido em 28 de março de 2009. Em bordô está destacada a região coberta por lama fluida. Abaixo – Registro da ecossonda evidenciando registro típico de presença de lama fluida sobre o fundo.	49
Figura 4-19 – Nos quatro painéis superiores: mosaicos do sistema Argus Cassino evidenciando a ausência de arrebentação entre 14 e 18 de março de 2009. No painel inferior: Hs incidente entre 13 e 19 de março de 2009.	50
Figura 4-20 - Análises de ondaletas da série de posições do banco interno e suas componentes. A) Série completa. B) Componente semanal. C) Componente Mensal. D) Componente Sazonal.	51

Figura 4-21 - Análises de ondaletas da série de posições do banco intermediário e suas componentes. A) Série completa. B) Componente semanal. C) Componente Mensal. D) Componente Sazonal.	51
Figura 4-22 - Análises de ondaletas da série de posições do banco externo e suas componentes. A) Série completa. B) Componente semanal. C) Componente Mensal. D) Componente Sazonal.	52
Figura 4-23- Análises de ondaletas da série de posições da linha de praia e suas componentes. A) Série completa. B) Componente semanal. C) Componente Mensal. D) Componente Sazonal.	53
Figura 5-1 - Localização da Estação Marinha de Aquacultura (EMA) e Estação de Praticagem da Barra do Rio Grande.	57
Figura 5-2. Painel superior nível estimado através das vídeo-imagens e dos perfis praias. Painel Central: maré astronômica. Painel Inferior, nível medido no estuário da Lagoa dos Patos (Estação da Praticagem).....	62
Figura 5-3 - Variações de nível na praia (azul) variações de nível na Lagoa(vermelho).	63
Figura 5-4 - Variações de nível na praia (azul) variações de nível na Lagoa somados ao efeito das ondas (vermelho).....	64
Figura 5-5 - Correlação linear entre a componente V do vento (componente longitudinal à costa) e o nível estimado.	65
Figura 5-6 - Correlação linear entre a componente V do vento (componente longitudinal à costa) e o nível observado na Lagoa.....	66
Figura 5-7 - Correlação linear entre o gradiente de pressão e o nível estimado na praia.	66
Figura 5-8 - Correlação linear entre o gradiente de pressão e o nível na lagoa..	67
Figura 5-9 - Correlação entre nível na praia e estimativa utilizando gradiente de pressão, componente longitudinal do vento e altura de onda incidente.	68
Figura 5-10 - Correlação entre nível na Lagoa dos Patos e estimativa utilizando gradiente de pressão e componente longitudinal do vento.	68
Figura 5-11. Eventos de inundação identificados através do nível estimado pelas vídeoimagens.	69
Figura 5-12 – Ocorrência dos eventos de inundação por mês/ano.	70
Figura 5-13 - Distribuição da direção e intensidade dos ventos nos eventos de inundação. À esquerda ventos durante todo o período de estudo, e à direita ventos durante os eventos.	70

Figura 5-14 - Direção e altura significativa das ondas incidentes na costa durante os eventos de inundação. À esquerda ondulação incidente total, e à direita ondulação incidente durante os eventos.....	71
Figura 5-15 - Maré meteorológica calculada através da correlação múltipla em azul e estimada através das imagens em vermelho. As barras de erro representam 20% do nível observado, representando a margem de erro aceitável para mais ou para menos.	71
Figura 5-16 - Correlação linear entre o nível observado e estimado através da regressão múltipla.....	72
Figura 5-17 – Detalhamento das componentes do nível modelado, vento onda e pressão (barras) e o nível estimado pelas imagens (em vermelho). As barras de erro representam 20% do nível observado, representando a margem de erro aceitável para mais ou para menos.	73
Figura 5-18 - Correlação linear entre Nível estimado nas imagens e nível estimado pelo modelo analítico.	73
Figura 5-19 – Exemplos dos sistemas atmosféricos observados. A) ciclone extratropical, B) Anticiclone e C) Cava. As setas são vetores de vento e as cores representam a pressão na superfície.	75
Figura 5-20- Distribuição temporal da ocorrência dos eventos de pequena amplitude entre 2005 e 2011.	78
Figura 5-21 - Nível máximo alcançado (amplitude) durante os eventos de pequena amplitude.....	78
Figura 5-22 - Duração (em dias) dos eventos de pequena amplitude ao longo do tempo.	79
Figura 5-23 - Trajetórias dos sistemas meteorológicos associados aos eventos de pequena amplitude. Em vermelho os eventos do padrão 1, em azul padrão 2, em preto padrão 3, em amarelo padrão 5 e em ciano o padrão 7.	80
Figura 5-24 – Distribuição da direção e intensidade dos ventos nos eventos de inundação de pequena amplitude.....	81
Figura 5-25 - Direção e altura significativa das ondas em águas profundas (A) e incidentes na costa (B) durante os eventos de inundação de pequena amplitude.....	82
Figura 5-26 - Distribuição temporal da ocorrência dos eventos de média amplitude entre 2005 e 2011.	83
Figura 5-27 - Distribuição temporal da amplitude dos eventos de média amplitude entre 2005 e 2011.	83
Figura 5-28- Distribuição temporal da duração dos eventos de média amplitude entre 2005 e 2011.	84

Figura 5-29- Trajetórias dos sistemas meteorológicos associados aos eventos de média amplitude. Em vermelho os eventos do padrão 1, em azul padrão 2, em preto padrão 3, em verde o padrão 4, em amarelo padrão 5, em rosa o padrão 6 e em ciano o padrão 7.	85
Figura 5-30– Distribuição da direção e intensidade dos ventos nos eventos de inundação de média amplitude.	85
Figura 5-31 - Direção e altura significativa das ondas incidentes na costa durante os eventos de inundação de média amplitude. À esquerda ondulação em águas profundas e à direita incidente na costa.	86
Figura 5-32 - Distribuição temporal da ocorrência dos eventos de grande amplitude entre 2005 e 2011.	87
Figura 5-33 - Distribuição temporal da amplitude dos eventos de grande amplitude entre 2005 e 2011.	87
Figura 5-34 - Distribuição temporal da duração dos eventos de grande amplitude entre 2005 e 2011.	88
Figura 5-35- Trajetórias dos sistemas meteorológicos associados aos eventos de grande amplitude. Em azul padrão 2, em preto padrão 3, em amarelo padrão 5 e em ciano o padrão 7.	89
Figura 5-36 – Distribuição da direção e intensidade dos ventos nos eventos de inundação de grande amplitude.	89
Figura 5-37 - Direção e altura significativa das ondas incidentes na costa durante os eventos de inundação de grande amplitude.	90
Figura 5-38 - Imagens da praia do Cassino, na região da Ema, durante o evento de grande amplitude de setembro de 2006. À esquerda inundação da via de acesso ao balneário e à direita a água nas dunas. Foto de Dariano Krummenauer.	90
Figura 6-1 - Imagem do sistema Argus Cassino do dia 14 de março de 2009 às 19 horas GMT. O retângulo vermelho representa a área onde as batimetrias foram estimadas. A linha azul representa o alinhamento dos perfis monitorados.	96
Figura 6-2 – À esquerda, curvas exponenciais que descrevem a largura dos bancos, em azul a curva utilizada por Holman et. Al. (2014) e em vermelho a curva utilizada no presente trabalho. À direita, curvas gaussianas que descrevem a amplitude dos bancos, em azul a curva utilizada por Holman et. Al. (2014) e em vermelho a curva utilizada no presente trabalho.	99
Figura 6-3 – Exemplo de perfil medido <i>in situ</i> (em azul), perfil modelado (em vermelho) e diferença entre os perfis (residual, em verde).	100

Figura 6-4 – Batimetrias estimadas. A – representação 2D da batimetria e das posições dos bancos observadas na imagem. B – representação 3D. Valores em metros.	102
Figura 6-5 - Exemplo de perfil medido <i>in situ</i> (em azul), perfil modelado (em vermelho) e diferença entre os perfis (residual, em verde).	103
Figura 6-6 – Exemplo de variação morfológica devido um evento. Os tons quentes representam acumulo de sedimentos, e os frios perda. Valores em metros. ...	104
Figura 6-7 – Variação morfológica no alinhamento do perfil devido um evento.	105
Figura 6-8 - Resultado da CPCA. Acima, os dois primeiros modos de variabilidade espacial. Escala em metros. Abaixo, a variabilidade temporal dos modos espaciais.....	106
Figura 6-9 - Variabilidade temporal do primeiro modo reconstruído através da regressão múltipla (em azul) e a variabilidade original em vermelho.....	108
Figura 6-10 - Variabilidade temporal do segundo modo reconstruído através da regressão múltipla (em azul) e a variabilidade original em vermelho.....	109

LISTA DE TABELAS

Tabela 3-1 - Parâmetros estatísticos relativos ao desempenho do modelo WWIII.	23
Tabela 3-2 - resumo das características das grades.	25
Tabela 3-3- Parâmetros de performance do modelo. Bias, RMS, SI e MPI. * Situações consideradas satisfatórias na bibliografia (Ris <i>et al.</i> , 1999).....	26
Tabela 4-1 - Altura de onda e profundidade no ponto de máxima dissipação no SWAN.	36
Tabela 4-2 - Profundidade média de ativação dos bancos observada.....	37
Tabela 4-3- Posições das feições em relação ao marco de referência. Valores em metros.	38
Tabela 4-4- Taxas de migração (m/dia) médias e máximas para todas as feições	38
Tabela 4-5 - Taxas de migração offshore (m/ano).....	40
Tabela 4-6- Variações na largura e volume do perfil da EMA.....	42
Tabela 4-7- Percentuais de variância relativa de cada componente com relação a variância total das feições. Tend. se refere à tendência, Ia. à componente inter anual, Saz à componente sazonal, Men. à mensal e Sem. à semanal.....	46
Tabela 5-1 - Resumo dos coeficientes de correlação (r) entre nível e variáveis meteorológicas.....	67
Tabela 5-2 – Percentuais de contribuição de cada componente do modelo analítico ao nível modelado. Valores baseados somente nos eventos que as estimativas se mantiveram dentro do limite de erro aceitável (20% do valor estimado nas imagens).	74
Tabela 5-3 – Descrição dos padrões atmosféricos observados.....	76
Tabela 5-4 - Resumo da classificação dos eventos de inundação e as médias de suas principais características. ¹ MA – maré astronômica, ² MM – maré meteorológica. 77	
Tabela 5-5- Número de sistemas classificados a cada padrão e as velocidades de propagação em km/h associados aos eventos de pequena amplitude. Em parêntesis junto a região de formação o número total de sistemas relacionados a tal região.	79
Tabela 5-6 - Número de sistemas classificados a cada padrão e as velocidades de propagação em km/h associados aos eventos de média amplitude. Em parêntesis junto a região de formação o número total de sistemas relacionados a tal região.....	84
Tabela 5-7 - Número de sistemas classificados a cada padrão e as velocidades de propagação em km/h associados aos eventos de grande amplitude. Em parêntesis junto a	

região	de	formação	o	número
total de sistemas relacionados a tal região.....				88
Tabela 6-1 - Tabela de parâmetros utilizados no modelo, na coluna do meio os valores originais propostos por Holman <i>et al.</i> , (2014) e Ruessink <i>et al.</i> , (2003) e na coluna da direita os calores utilizados neste trabalho.....				98
Tabela 6-2 – Média e desvios padrão das diferenças entre as cotas e os volumes perfis modelados e observados.				100
Tabela 6-3 – Erros associados a estimativas de perfis em diversas praias.				101
Tabela 6-4 - Percentual de variabilidade explicado por cada modo da CPCA.				106

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 4-1 - Função ondaleta geradora em função de ψ_0	31
Equação 4-2- Ondaleta filha gerada pela translação.....	31
Equação 4-3- Ondaleta filha gerada pela mudança de escala.....	31
Equação 5-1 - Modelo analítico para o cálculo da elevação do nível do mar durante tempestades.....	58
Equação 5-2 - Elevação do nível induzido pelo vento.	58
Equação 5-3 - Cálculo do Parâmetro de Coriolis.	59
Equação 5-4 - Cálculo da velocidade de propagação (celeridade) de ondas em águas rasas.	59
Equação 5-5 - Cálculo do Raio de deformação de Rossby.....	59
Equação 5-6 - Stress do vento na superfície da água.....	59
Equação 5-7 - Cálculo da tensão de cisalhamento do vento.....	59
Equação 5-8 - coeficiente de arrasto do vento	60
Equação 5-9 - Cálculo da elevação pela ação da quebra das ondas de Stockdon <i>et al.</i> (2006).	60
Equação 5-10 – Equação do comprimento de onda em águas profundas, da teoria linear.	60
Equação 6-1 - Equação de descreve o perfil da zona de surf.	94
Equação 6-2 –Perfil de equilíbrio proposto por Holman <i>et al.</i> , (2014).	94
Equação 6-3 – Perfil dos bancos.....	94
Equação 6-4 – Equação das amplitudes do banco em função da profundidade .	94
Equação 6-5 – Termo que modela a forma dos bancos.	95
Equação 6-6 – Equação que descreve os comprimentos de onda dos bancos com relação à profundidade.....	95
Equação 6-7 – Termo que define a fase do perfil.	95

1. INTRODUÇÃO

O litoral brasileiro compreende cerca de 8,000 km de extensão, abrangendo os mais variados tipos de sistemas costeiros, como praias arenosas, falésias ígneas e sedimentares, estuários, dunas e manguezais. Essas variadas paisagens possuem um valor incalculável e são muitas vezes ameaçadas por intervenções antropogênicas, ou por causas naturais associadas a variações relativas do nível do mar (Teixeira et al. 2009).

Os ambientes costeiros são as áreas de contato entre as zonas emersas do planeta, continentes e ilhas, e os mares e oceano. Estas regiões estão entre as mais energéticas do planeta, onde os processos de modificação do relevo podem ser continuamente observados, como resultado da ação integrada dos processos marinhos (ondas, correntes e marés) atmosféricos (ventos e tempestades) e dos atuantes sobre os continentes (Teixeira et al. 2009).

Com a crescente utilização e ocupação da zona costeira, é de fundamental importância o estudo das ocorrências de variações súbitas do nível do mar devido a agentes meteo-oceanográficos, conhecidos no Brasil como marés meteorológicas e internacionalmente como *storm surges*. No sul e sudeste brasileiros esses eventos de inundação estão relacionados à passagem de sistemas frontais e ciclones extratropicais.

Os processos costeiros envolvem diferentes escalas temporais e espaciais que vão desde segundos a séculos e de milímetros a quilômetros, da turbulência à variabilidade interanual, respectivamente (Figura 1-1) (Thornton et al. 2000). Somados as diferentes escalas existentes, os processos costeiros podem ainda interagir mutuamente assumindo formas cada vez mais complexas e de difícil compreensão.

As ondas de gravidade são a principal fonte de energia para as alterações de forma e textura observadas nos ambientes praias (Pinet 2009). Ao se propagarem em de águas profundas em direção a zona de surfe, as ondas vão adentrando águas cada vez mais rasas, sofrendo transformações antes da quebra que envolvem mudanças em L (comprimento de onda), e C_g (velocidade de fase), entre outras. Os principais processos de transformação de ondas em águas rasas incluem: o empolamento, a refração, a difração e a dissipação por atrito com o fundo. Esses processos são particularmente importantes por causarem aumentos e diminuições na altura de onda (Wright et al. 1987).

A refração é a reorientação dos raios de onda, que tendem a se posicionar normais aos contornos batimétricos com a diminuição da profundidade e a diminuição da velocidade de fase (C_g), segundo a lei de Snell (Komar 1998).

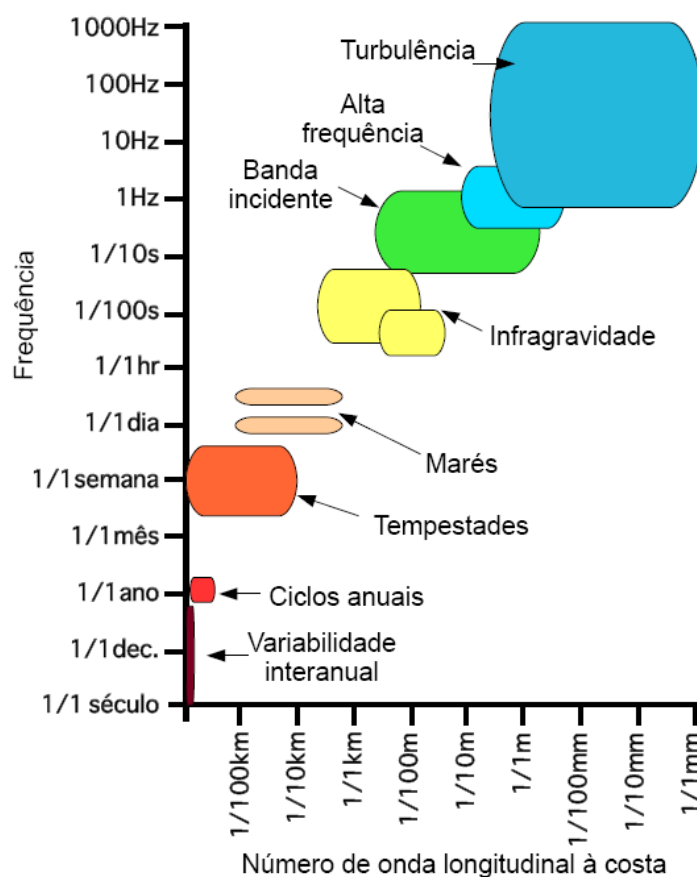


Figura 1-1 - Escalas espacial e temporal dos processos costeiros. Fonte: Thornton *et al.* (2000) modificado por Pereira (2010).

A difração é um fenômeno que ocorre quando há um gradiente de altura muito pronunciado ao longo da crista da onda (perpendicularmente aos raios de onda) e a energia é transferida lateralmente das áreas com alta concentração de energia (maiores alturas) para as regiões com menos energia concentrada (menores alturas) (Wright *et al.* 1987).

O empolamento, ou em inglês *shoaling*, trata-se do aumento da altura de onda, devido à diminuição do comprimento de onda em função da diminuição da profundidade, ou do comprimento da frente de onda, segundo a lei conservação do fluxo de energia (Komar 1998). Tal processo tende a aumentar a altura de onda até que chega um momento em que esta se torna instável e tende a arrebentar, causando ao mesmo tempo dissipação e transferência de energia.

Na maioria das praias arenosas distribuídas ao redor do mundo, a quebra das ondas ocorre sobre feições geomorfológicas conhecidas como bancos arenosos. Os bancos arenosos tendem a concentrar sedimentos organizando-os em padrões que podem variar quanto à forma e amplitude. A morfologia e o comportamento dos bancos são de suma importância na identificação e definição de estágios praias. Wright & Short (1984) classificaram morfodinamicamente costas de micromaré com a presença

de um banco em três estados: dissipativo, intermediário e refletivo, sendo o estado intermediário portador de quatro estados praias, totalizando seis configurações de praia.

Uma praia dissipativa possui uma zona de surfe bem desenvolvida com ondas de alta energia e arrebentação deslizante, uma granulometria geralmente fina, uma pente suave. Uma praia refletiva possui uma zona de surfe pouco desenvolvida com a arrebentação das ondas (normalmente ascendente ou mergulhante) ocorrendo na face praial, um perfil subaéreo com alta declividade, granulometria. Praias com conformações intermediárias representam uma transição do estado dissipativo para o refletivo. Ambientes neste estado praial apresentam moderada granulometria, ondas moderadamente altas. As conformações intermediárias são denominadas: banco e cava longitudinal (LBT), banco e praia rítmicos (RBB), banco transversal e corrente (TBR) e terraço de baixa maré (LTT). O primeiro estágio intermediário, LBT, é o estágio de transição para uma praia dissipativa, possui um banco mais pronunciado e uma cava mais profunda. O segundo estágio, RBB, possui bancos rítmicos ou crescentes separados por canais de maior profundidade; a linha de costa é rítmica com cúspides praias desenvolvidos e uma célula de circulação domina a zona de surfe. O estágio TBR é semelhante ao anterior, no entanto os bancos estão ligados ao cúspides formando regiões que fortalecem formação de correntes de retorno. O quarto estágio, LTT, possui uma faixa de areia relativamente baixa, sendo dissipativa em maré alta e refletiva em maré baixa; há presença de correntes de retorno fracas (aproximadamente 0,3 m/s, MacMahan *et al.*, 2005).

Baseados na classificação proposta por Wright & Short (1984), Aagaard (1991), Short (1992) e Short & Aagaard (1993) propuseram uma classificação para praias de múltiplos bancos onde cada banco é classificado individualmente. Segundo os autores, a frequência da ocorrência dos estágios intermediários a refletivo é mais frequente nos bancos mais próximos à praia, sendo que os bancos mais distantes da praia tendem a apresentar estágios com mais tendência à dissipativos. Além disso, segundo os autores, os bancos mais externos tendem a migrar de estágios dissipativos para rítmicos de maneira mais lenta que os internos. Neste trabalho, as referências à estágios morfodinâmico praias seguirão estas classificações.

Além das diferentes escalas nas quais os processos costeiros se manifestam, é fato que a maioria das regiões costeiras ao redor do mundo (entre 60% e 80%) apresentam alguma forma de heterogeneidade nos sedimentos que são fisicamente significantes em termos de fricção com o fundo e atenuação de ondas (Holland & Elmore 2008). Um tipo de ambiente que chama atenção nesse caso são as praias com presença de lama. Normalmente, praias são ambientes costeiros compostos por areia e cascalho formados pela ação das ondas. Porém, em algumas regiões, os fundos arenosos das praias episodicamente são cobertos por espessas camadas de lama, como documentado em praias localizadas a norte do rio Amazonas (Augustinus *et al.* 1989; Wells & Coleman 1977; Calliari *et al.* 2009); na costa sudoeste da Índia (Mathew *et al.*

1995); e também na costa no extremo sul do Brasil (Calliari et al. 2007). Quando estes eventos ocorrem, uma interface brusca existe entre a areia e a lama. Estudos teóricos e observações em campo mostram que quando a lama se encontra de forma fluida sobre o fundo, as ondas são atenuadas rapidamente ao se propagarem sobre esta, resultando numa forte diminuição da altura de onda em algumas frequências (Gade 1958; Mathew et al. 1995; Rocha 2010).

Pereira *et al.* (2011), através da combinação de perfis de praias, medições de material em suspensão e vídeo-imagens analisou a evolução a curto prazo do processo deposicional da lama e seus efeitos na zona de surf. Segundo os autores, no início, logo após a ressuspensão da lama, esta é transportada em direção a praia, e se mantém em toda a coluna d'água através da energia de ondas de fora da zona de surfe. Ao passo que esta energia diminui, a lama tende a decantar e migrar em direção ao oceano, num fluxo de densidade, gerando um Sistema de duas camadas, no qual uma camada de lama fluida se encontra sob a coluna d'água e sobre o fundo arenoso. Este sistema leva à atenuação de quase 100% da energia de onda inicial.

1.1. OBJETIVO GERAL

O presente trabalho visa investigar a variabilidade das feições praias, e seu comportamento em médio prazo, além da ocorrência dos eventos de inundação e seu impacto nas feições batimétricas na zona de surfe da praia do Cassino.

1.2. ORGANIZAÇÃO DA TESE

A tese apresentada está organizada da seguinte maneira: o primeiro capítulo apresenta uma breve introdução aos assuntos abordados. O segundo capítulo faz uma descrição da área de estudo, incluindo características geomorfológicas e meteoceanográficas.

No terceiro capítulo estão apresentados os conjuntos de dados e informações utilizados nos capítulos subsequentes.

Do quarto ao sexto capítulos, cada um terá sua hipótese e objetivos específicos, assim como material e métodos, resultados e discussão e conclusões.

O quarto capítulo contém a análise da variabilidade temporal das feições estudadas além da influência dos depósitos de lama em tal variabilidade.

O quinto capítulo traz uma análise da ocorrência de eventos de inundação e suas características básicas. Neste capítulo também é proposta uma classificação para eventos de inundação de acordo com sua amplitude. São investigadas também as características dos sistemas meteorológicos associados aos eventos de inundação.

No sexto capítulo apresentamos a utilização de uma metodologia que possibilita estimar a batimetria da zona de surfe através da posição dos bancos estimada através das imagens e um exemplo de sua aplicação na questão de alterações morfológicas durante eventos de inundação.

E finalmente, o sétimo capítulo apresenta as considerações finais.

2. ÁREA DE ESTUDO

Neste capítulo serão apresentadas as características geológicas e oceanográficas da área de estudo, que compreende a Praia do Cassino, localizada a sul da desembocadura da Lagoa dos Patos, no sul do estado do Rio Grande do Sul, Brasil.

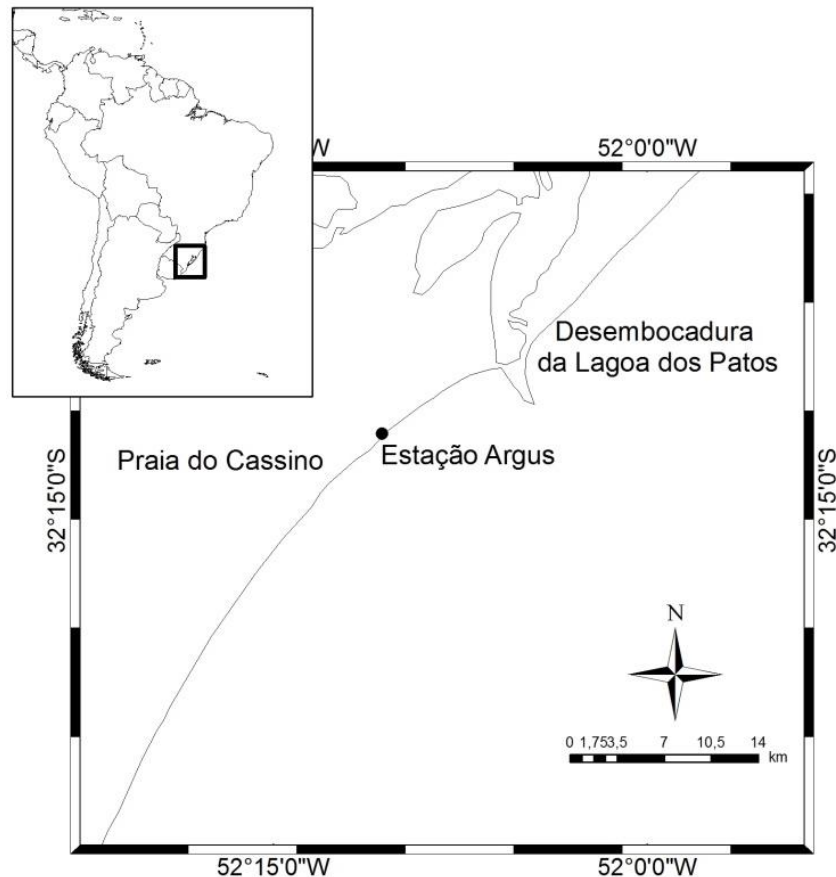


Figura 2-1- Localização da área de estudo.

2.1. GEOMORFOLOGIA DA COSTA DO RIO GRANDE DO SUL

A linha de costa do Rio Grande do Sul se caracteriza por uma barreira arenosa de 620 km, que apresenta forma suavemente ondulada, orientada a sua maior parte no sentido NE-SW composta principalmente por praias dissipativas a intermediárias, caracterizadas por areia fina (Calliari et al. 2006). Em muitos pontos a linha de costa é recoberta por extensos campos de dunas os quais progradam sobre banhados e um conjunto de lagoas e lagunas costeiras. A associação entre a morfologia da plataforma continental, altura significativa de ondas em torno de 1,5 m e o regime micromaré, proporciona um bom exemplo de uma barreira dominada por ondas, razão pela qual existem somente cinco desembocaduras fluviais, uma das quais, efêmera ao longo de 620 km de costa (Calliari *et al.*, op. cit.).

Os trabalhos de síntese da geologia e geomorfologia da Planície Costeira do Rio Grande do Sul Villwock e Tomazelli (1995), Tomazelli e Villwock (2000), entre outros mostram que a mesma se desenvolveu, durante o Quaternário, através do retrabalhamento dos depósitos de leques aluviais acumulados na parte mais interna da planície, junto às terras altas adjacentes. Estes depósitos foram retrabalhados durante os vários ciclos transgressivo-regressivos glacio-eustáticos do Quaternário, levando à geração de pelo menos quatro sistemas deposicionais do tipo laguna-barreira, denominados, do mais antigo ao mais moderno, de sistemas I, II, III e IV (VILLWOCK *et al.*, 1986). Os estudos mostraram que os sistemas I, II e III são de idade Pleistocênica, enquanto o sistema IV é de idade Holocênica tardia.

De acordo com Dillenburg *et al.* (2000) a Barreira IV evoluiu de forma diferenciada ao longo da costa, em resposta à topografia antecedente à transgressão pós-glacial. Onde a topografia antecedente era mais íngreme, se desenvolveram as projeções costeiras, e onde a declividade era menor, a costa se desenvolveu na forma de reentrâncias (Figura 2-3). Desde então, as projeções têm apresentado comportamento retrogradacional, enquanto as reentrâncias se mostram progradantes.

Partindo do extremo norte do RS, Dillenburg *et al.* (2000) dividiu a costa em setores de acordo com o tipo de barreira apresentada. No primeiro setor, os 85 km de Torres a Tramandaí (Figura 2-2 – I), a costa é levemente côncava e consiste numa barreira Holocênica progradante composta por uma planície de praias e dunas frontais com 2 a 5 km de extensão e que apresenta campos de dunas transgressivas relíquias e atuais. De Tramandaí a Mostardas (Figura 2-2 – I e II), segundo setor, a costa é levemente convexa, a barreira tem de 2 a 6 km de largura, apresenta comportamento retrogradante e é coberta completamente por dunas transgressivas. O terceiro setor, que vai de Mostardas ao Estreito (110 km, Figura 2-2 – II e III) apresenta uma convexidade mais abrupta, a barreira Holocênica é mais estreita (2 km) e apresenta dunas transgressivas. Na região mais a norte a barreira é retrogradante do tipo dunas transgressivas, na região mais ao sul a barreira é extremamente retrogradante, chegando ao extremo de ter sido completamente erodida em uma região ao sul de Bojuru.

Entre o Estreito até aproximadamente o Verga (150 km, Figura 2-2 – III e IV), região do quarto setor, que inclui a área de interesse deste trabalho, a barreira é côncava novamente apresenta um comportamento extremamente progradante. Nesta área são encontradas as maiores planícies de cordões litorâneos do estado. No último setor, que vai do Verga ao Chuí (100 km, Figura 2-2 – IV), a barreira é extremamente convexa e tem de 2 a 5 km de largura. A barreira é retrogradante e apresenta dunas transgressivas. Em sua porção mais ao sul a barreira é extremamente retrogradante e fica cada vez mais estreita.

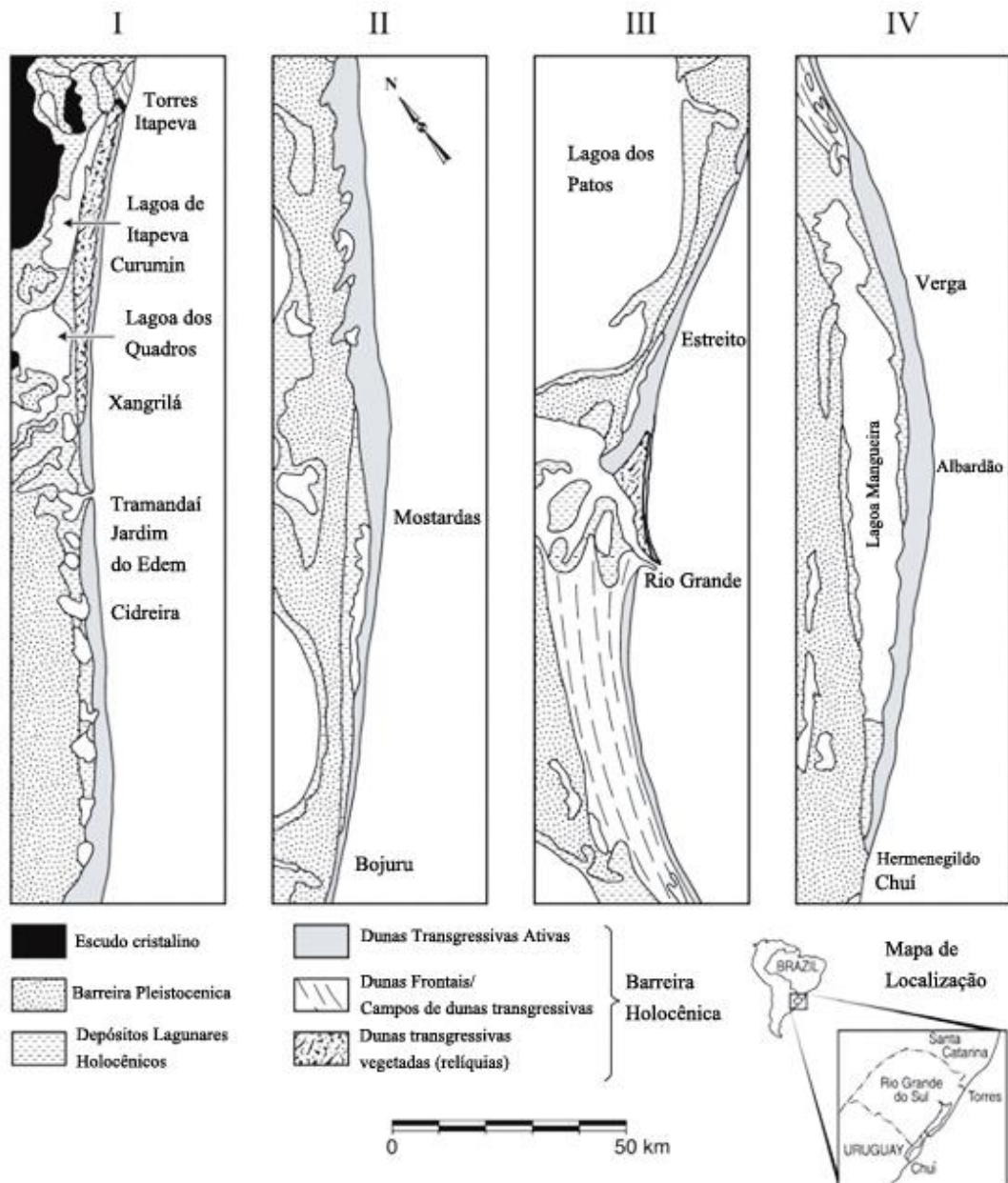


Figura 2-2 – Barreiras Holocênicas do RS. Fonte: Dillenburg *et al.* (2000).

A Lagoa dos Patos

A Lagoa dos Patos (Figura 2-3) é um corpo de águas bastante rasas, com profundidade média de 5 metros. Possui aproximadamente 250 km de comprimento, com largura média de 40 km (Castelão & Möller 2003). Sua comunicação com o oceano adjacente se dá através do Canal do Norte que possui 22 km de extensão, 2 km de largura e 12 metros de profundidade, sendo considerada a maior lagoa do tipo estrangulada do mundo (Kjerfve & Magill 1986)

Destaca-se por atuar como uma bacia de compensação, pois representa, no contexto da costa sul-brasileira, uma zona de convergência de duas grandes bacias de

drenagem: a Bacia do Uruguai, cujas águas alcançam o estuário do Rio da Prata e a Bacia do Sudeste, onde a lagoa se insere, juntamente com a Lagoa Mirim (Hartmann & Schettini 1991). Juntos, estes dois subsistemas, Patos-Mirim (Figura 2-3), compreendem uma área de drenagem de aproximadamente 200.000 km².

Sua hidrodinâmica depende principalmente das relações entre a ação dos ventos e a descarga fluvial. Segundo Möller *et al.* (2001), a principal forçante da circulação na lagoa é o vento. Sua ação produz dois efeitos distintos: um efeito local, que corresponde à circulação induzida pelo estresse do vento sobre a lagoa; e um não local ou remoto, que corresponde à elevação/rebaixamento do nível do mar devido ao transporte de Ekman.

Como a direção predominante dos ventos para a região coincide com a direção do eixo longitudinal da lagoa (NE-SW), ventos de NE provocam como efeito local, um rebaixamento do nível da água na parte norte da lagoa e uma elevação na parte sul. O mesmo vento em seu efeito não local, devido ao transporte de Ekman, rebaixa o nível da água na costa. O resultado destes dois efeitos é a geração de um gradiente de pressão barotrópico, que força o sistema a exportar água para o oceano através do estuário (Möller *et al.*, 2001). Em condições de vento SW, a lagoa sofre um rebaixamento do seu nível em sua porção sul e uma elevação na porção norte (efeito local). No oceano, o vento SW causa um acúmulo de água junto à costa (efeito não local). A composição destes dois efeitos produz um gradiente de pressão, que transporta água do oceano para o interior da lagoa, em períodos de descarga fluvial fraca ou moderada.

Os sedimentos encontrados no piso lagunar mostram um domínio síltico/arenoso em quase toda a lagoa. Na porção norte, o sedimento lamoso (argila) predomina na margem leste, junto à restinga. Na porção sul, a textura argilosa representa uma porcentagem mais significativa, chegando, em alguns locais, a ser maior que o índice de sedimento síltico/arenoso, tendo origem na floculação das partículas trazidas em suspensão (Hartmann 1996).

O Estuário

A região estuarina compreende toda a área que pode receber alguma influência de água marinha. Usualmente delimita-se o estuário da Lagoa dos Patos à área que vai desde a embocadura da lagoa, em Rio Grande, até uma linha imaginária que liga a Ilha da Feitoria à Ponta dos Lençóis, localizada a 60 km da entrada.

Entretanto, dependendo dos ventos atuantes e da pluviosidade, este limite pode deslocar-se mais para o norte, em ocasiões de estiagem e ventos do quadrante sul, ou para o sul, no caso de grande descarga fluvial e ventos do quadrante norte, transferindo a região estuarina para a entrada do canal, próximo ao oceano (Calliari *et al.* 2009; Möller & Fernandes 2010).

Os regimes de fluxo no sistema estuarino estão relacionados aos desníveis que ocorrem dentro da lagoa e na costa oceânica, mecanismo já descrito anteriormente. A descarga fluvial está diretamente relacionada à pluviosidade da região, apresentando um padrão sazonal. Períodos com alta descarga fluvial, acima da média histórica de 2,400 m³s⁻¹ (Möller & Fernandes 2010), ocorrem no final do outono, inverno e início da primavera, favorecendo o regime de vazante e, portanto, de exportação de material em suspensão. Baixas descargas lagunares (abaixo da média histórica) ocorrem no final da primavera e no verão e permitem que outras variáveis possam agir, modificando o regime do fluxo.

Mapas texturais da região estuarina (Calliari & Fachin 1993) demonstram que a distribuição faciológica predominante é a arenosa, sendo a presença de finos restrita aos ambientes de baixa energia como as regiões mais profundas dos canais e as zonas mais abrigadas do estuário (enseadas). Tais fatores demonstram que a deposição de sedimentos finos dentro do estuário é limitada aos períodos em que a hidrodinâmica é fraca, permitindo a consolidação desses sedimentos, floculados ou não. Assim, grande parte dos sedimentos finos escapa para as regiões adjacentes à plataforma interna.

A Plataforma Continental

Através da observação de cartas e mapas batimétricos, é possível constatar também a existência de regiões distintas ao longo da parte mais interna da plataforma continental do Rio Grande do Sul. Em algumas partes da plataforma continental gaúcha a monotonia do relevo domina a paisagem submarina, enquanto em outras, há um relevo submarino mais complexo marcado pela presença de feições como bancos e depressões (Figura 2-3).

Duas regiões apresentam-se bem homogêneas, com topografia suave, plana e sem maiores irregularidades topográficas. A primeira delas, do Cabo de Santa Marta Grande a Mostardas (a norte da latitude 31°, Figura 2-3), é caracterizada por isóbatas paralelas entre si e à linha de costa. A segunda delas é a região compreendida entre o sul da desembocadura da Laguna dos Patos e o Farolete Verga (região do retângulo vermelho na Figura 2-3). Nesta área, a plataforma interna adjacente a desembocadura da Laguna dos Patos, foi caracterizada por Calliari e Fachin (1993), como uma zona de inter-relação entre o estuário e o oceano, sob influência direta da laguna. Borzone e Griep (1991) enfatizam o fato de que parte do sedimento síltico-argiloso e argilo-síltico proveniente da laguna seria depositado na região costeira adjacente à desembocadura, formando importantes depósitos de lama, inclusive na cava dos bancos arenosos. Segundo Calliari e Fachin (op. cit.), os depósitos lamíticos provenientes da laguna são recentes e possuem uma maior distribuição ao sul da desembocadura, dada a predominância dos ventos do quadrante NE na região, que quando associados a uma alta precipitação pluviométrica propiciam a formação de uma pluma de sedimentos na direção SW. Os sedimentos finos transportados por esta pluma, floculariam e se

depositariam nas adjacências da desembocadura sob a forma de lama fluída, podendo se estender até a latitude do Farolete Verga, ao sul.

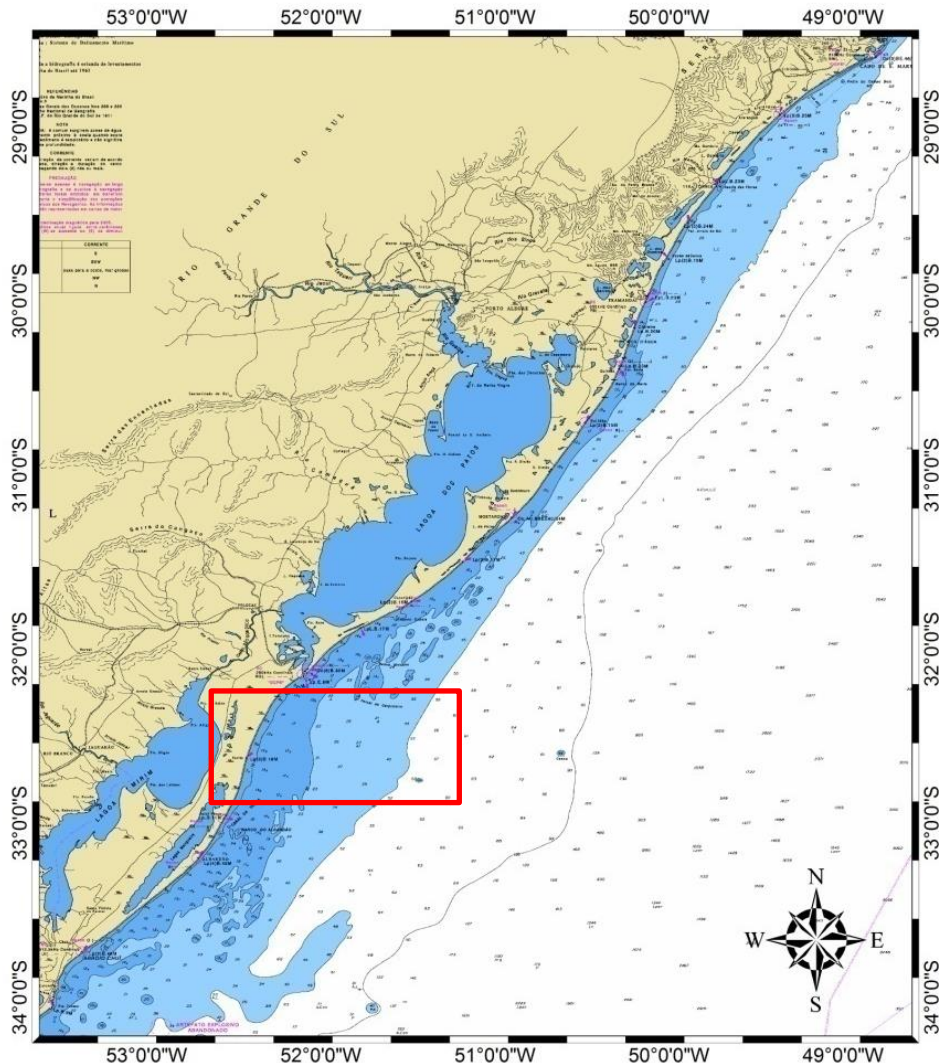


Figura 2-3- Fragmento da carta náutica n° 90 da Marinha do Brasil, mostrando a forma ondulada do litoral do Rio Grande do Sul. O retângulo vermelho representa a região de batimetria homogênea adjacente à desembocadura da Lagoa dos Patos.

Destoando completamente deste relevo monótono e suave, as regiões dominadas por um complexo relevo submarino encontram-se caracterizadas pela marcante presença de grandes bancos lineares, afloramentos de arenitos e grandes depressões (a norte e sul do retângulo vermelho na Figura 2-3).

Martins & Urien (1969) em um estudo sobre as plataformas sul-brasileira e uruguaia, delimitaram as principais províncias faciológicas como sendo constituídas por uma sequência arenosa interna, ocorrendo entre 20 e 40 metros de profundidade, composta predominantemente por sedimentos recentes constituídos por areias quartzosas, sendo interrompida apenas na altura da desembocadura lagunar pela Fácies Patos, de composição predominantemente lamítica, de expressão local; uma sequência

transicional mista, composta de areia e lama e uma sequência lamítica externa, cujos componentes se acham desvinculados dos depósitos finos lançados pelo Rio da Prata e da costa sul-rio-grandense, mas teriam sido depositados quando a rede fluvial proveniente do ocidente se distribuía sobre o platô continental.

A exportação de sedimentos finos através da lagoa é principalmente observada durante períodos de alta pluviosidade associados com os ventos de nordeste, sendo transportados na forma de uma pluma costeira. Marques *et al.*, (2009), com base em resultados de modelagem numérica e análise de EOF (Função Ortogonal Empírica), mostraram que os efeitos de rotação da pluma, provocados pelas correntes de maré e sua interação com o fundo, juntamente com ventos do quadrante sul, contribuem para que o transporte de água doce se dê em direção ao norte, espalhando essa água sobre a plataforma. Já a predominância dos ventos de norte e nordeste faz com que a pluma costeira se desloque para sudoeste, longe da costa. Setenta por cento (70%) da variabilidade da pluma está associada com a intensidade da descarga de água doce da lagoa e com a direção predominante dos ventos. Essa pluma pode apresentar alta concentração de material em suspensão que, ao encontrar as águas salgadas, floclula, formando extensos depósitos de lama, chamado Fácies Patos (Martins & Urien, 1969).

A Fácies Patos é constituída por sedimentos areno-sílticos e areno-argilosos, provenientes da drenagem atual que desemboca na Lagoa dos Patos, misturada com as areias da plataforma continental interna. Essa fácies é mais abrangente na foz da desembocadura lagunar e pode chegar até a isóbata de 22,0 metros com extensões de até 16 milhas (Borzzone & Griep 1991; Calliari & Fachin 1993; Fachin 1998; Villwock & Martins 1972). A mesma foi mapeada por Calliari e Fachin (1993), que observaram a presença de “bolsões de lama” ao sul da desembocadura, entre as isóbatas de 15 e 17 metros. Os autores mapearam a lama superficial, detectando espessuras com até 0,80 metros, sendo que as maiores espessuras encontravam-se entre 14 e 20 metros de profundidade.

2.2. CARACTERIZAÇÃO DO CLIMA DE ONDAS

As ondas que atingem a costa do Rio Grande do Sul podem ser classificadas em três tipos, cuja ocorrência se dá muitas vezes concomitantemente: ondulações (*swell*), vagas (*sea waves*) e ondas de tempestade (*storm waves*).

As ondulações, que são as ondas de maior período, menos esbeltas e com maior poder de transporte de sedimentos, formadas geralmente no cinturão tempestuoso subpolar, são predominantemente provenientes de SE (Tomazelli & Villwock 1992). As vagas, que são geradas pelos ventos locais, provêm principalmente de NE, concordando com os ventos dominantes na região. As ondas de tempestades têm menor frequência de ocorrência, são formadas por fortes ventos durante tempestades que ocorrem dentro ou próximo à região costeira (Motta 1969).

As principais medidas de ondas em águas rasas/ intermediárias na costa do RS são resultado de dois estudos: na região de Tramandaí Motta (1963) e em Rio Grande Strauch (1998).

Motta, (*op. cit.*) determinou a altura máxima de ondas em Tramandaí baseado em dados obtidos entre outubro de 1962 e setembro de 1963, usando um medidor de ondas não direcional fixado na isóbata de 17,5m. A altura máxima observada foi de 7m em abril de 1963, e a altura significativa máxima (durante tempestades) de 4,8m.

Strauch, (1998) estudou as ondas na desembocadura da Lagoa dos Patos com um ondógrafo direcional fundeado a 15m de profundidade. Os dados obtidos mostraram altura significativa média de 1,0 m na direção 100° SE, correspondendo a um estado do mar do tipo vaga, e altura significativa média de 1,5 m na direção 160° SE, correspondendo a ondulações. Nesta direção foram observados os maiores picos de energia de ondas. Ainda foram observados em abril de 1998 os valores máximos de altura significativa alcançando 4,2 m, com direção de propagação de 140°.

Coli (1994) combinou a análise de dados de altura e direção de ondas obtidos através de navios de oportunidade (entre 1946 e 1979), com dados altimétricos do satélite Topex/Poseidon (ano de 1993), e determinou a variação espacial e temporal na altura e direção das ondas na região costeira e oceânica do Rio Grande do Sul. Seus resultados mostram que as ondas de inverno são maiores que as de verão. As ondas de nordeste, leste e sudeste possuem maior ocorrência na primavera e verão, enquanto que as de oeste e sudoeste se amplificam no outono e inverno. Os valores mais expressivos de altura média correspondem à direção sudoeste e, secundariamente as direções sul, oeste e norte. Quanto à média anual para cada um dos quadrantes de direção de propagação das ondas, os dados demonstraram uma grande diversidade nas direções, possuindo como ocorrência principal ondas provenientes de nordeste, seguidas pelas ondulações de sul. Através da análise dos dados do satélite Topex/Poseidon, foi possível averiguar que na porção oceânica sul da área de estudo predominam as maiores ondas em relação à porção norte da mesma. Abaixo da latitude de 33°S, os mapas históricos demonstram a permanência de núcleos de maiores alturas de ondas, os quais aumentam espacialmente e se intensificam no outono, atingindo um máximo no inverno.

Coli (2000) descreveu o clima de ondas de superfície para a região próxima aos Molhes da Barra de Rio Grande, com base em um arquivo histórico (1949 e 1979) composto por ondas estimadas visualmente a partir de navios de oportunidade, e dados de onda adquiridos por um ondógrafo direcional entre outubro de 1996 e agosto de 1997. A partir destes dados foi realizada uma estatística de curto e longo prazo. O autor concluiu que a onda característica de curto prazo teve altura significativa entre 1,0 e 1,5 m, período médio entre 5 e 6 s e direção predominante sudeste. Não foram encontradas alturas significativas de ondas maiores que 4 m e não houve período médio maior do que 12 s nos registros do arquivo instrumental. Embora os parâmetros de altura e

período não tenham apresentado variações significativas entre as estações do ano, foram encontradas diferenças na forma do espectro da onda. Nos meses de verão a posição do pico espectral foi mais frequente na porção das vagas (8 a 10 s), enquanto que no inverno esteve nos períodos característicos de ondulação (10 a 14 s).

De forma complementar, Machado (2000) estimou a altura de ondas para um determinado tempo de recorrência, com dados coletados na região sul da Praia do Cassino (RS). O objetivo principal deste trabalho foi determinar a onda de projeto máxima para períodos de retorno de 1, 10, 20, 30,50 e 100 anos, visando fornecer subsídios para futuros trabalhos de engenharia costeira. O autor concluiu que as ondas em Rio grande apresentam dois regimes distintos. O primeiro corresponde a ondas locais ou vagas, com direção predominante SE, em torno de 100°, e o segundo também com direção predominante SE, mas em torno de 140°, correspondendo a ondas provenientes de tempestade ou swell. A maior onda significativa medida durante o período foi de 5,5 m e a onda máxima registrada foi de 7,6 m. A altura média significativa de 1,2 m e máxima de 2,0 m.

Com o objetivo de realizar uma comparação do campo de ondas oceânicas entre o litoral sul e norte do Rio Grande do Sul Strauch *et al.* (2009) analisaram séries de dados adquiridos com ondógrafo direcional waverider da Datawell, fundeado em outubro de 1996 nas proximidades da desembocadura da Lagoa dos Patos, em Rio Grande, e em novembro de 2006 na praia de Tramandaí, ambos na profundidade de 17 m. Neste trabalho são apresentados os dados medidos envolvendo altura significativa, período significativo, energia e direção de pico das ondas registradas. Os resultados indicam uma grande semelhança entre o comportamento do regime ondulatório de outono e de verão para estas duas localidades. As alturas significativas no verão em Tramandaí e Rio Grande se distribuíram com valores proporcionais entre 1,5 e 3,0 m de ESE a SSE, com predominância para a direção de SE em Tramandaí e SSE em Rio Grande. No outono em Tramandaí, os resultados indicaram alturas significativas com predominância para a direção de SSE, atingindo as maiores frequências os valores entre 1,0 e 2,0 m. Em Rio Grande as alturas significativas ocorrem no quadrante SE, atingindo valores máximos de 5,0 m com um progressivo aumento de frequência da direção E para SSE.

2.3. CARACTERIZAÇÃO MORFODINÂMICA

Os estudos morfodinâmicos da região começaram na década de 90 com os trabalhos de Calliari & Klein (1993), que através de perfis praias sazonais e análise dos parâmetros morfométricos (Short & Hesp 1982) caracterizaram as praias no entorno da desembocadura da lagoa dos Patos como dissipativas.

Tozzi & Calliari (2000) também estudando a morfodinâmica da praia do Cassino, porém com perfis semanais no outono de 1995 caracterizaram a praia como predominantemente dissipativa, porém apresentando oscilações entre os estados

secundários intermediários e máximo dissipativo de acordo com o regime energético do Oceano Atlântico Sul.

Mais recentemente trabalhos utilizando videoimageamento também caracterizaram a zona de surfe da praia do Cassino como predominantemente dissipativa com estágios intermediários, apresentando preferencialmente 3 bancos arenosos, com a eventual presença de um quarto banco (Guedes *et al.* 2010; Pereira *et al.* 2012).

Utilizando as ritmicidades apresentadas na forma em planta dos bancos como indicativo de estágios morfodinâmicos intermediários, Oliveira (2014) observou que tais estruturas tendem a estar presentes com mais frequência no banco interno, com essa frequência diminuindo em direção ao banco externo. A autora mostra que os bancos tendem a apresentar tais estruturas entre 30 e 40% do tempo.

2.4. MARÉS

A maré astronômica observada é mista com predominância diurna e tem altura máxima de 0,31 m (Möller *et al.* 1996), sendo assim considerada como sendo do tipo micro-maré.

Apesar de a maré astronômica ser pouco expressiva, a região de estudo conta com a significativa influência das marés provocadas por agentes meteorológicos, que podem elevar o nível do mar em até 1,80 m segundo Calliari *et al.* (1998).

No capítulo 5 desta tese esse tipo de evento será abordado de maneira mais detalhada.

3. PREPARAÇÃO DO CONJUNTO DE DADOS E MÉTODOS UTILIZADOS

3.1. VÍDEO IMAGENS

A rede de câmeras Argus consiste em câmeras de vídeo instaladas em torres ou lugares altos em diversos locais pelo globo (Holman & Stanley 2007). As câmeras são conectadas a computadores, responsáveis por receber e processar as imagens (frames) que são capturadas durante intervalos e em frequências de amostragem determinadas. A área rastreada por sistemas deste tipo é função do número de câmeras, da distância focal das lentes, da altura onde estão posicionadas com relação ao nível médio do mar e do ângulo de visada com relação à região monitorada (Holland et al. 1997).

O sistema Argus instalado na Praia do Cassino, RS consiste em quatro câmeras posicionadas sobre uma torre, a aproximadamente 20 m de altura do nível médio do mar, e foi instalado em 2005 como parte de um experimento costeiro realizado no local (Calliari *et al.* 2005). O Sistema Argus Cassino se caracteriza pela versão Argus II (Holman & Stanley 2007), composta por câmeras que adquirem imagens RGB de 8 bits com resolução de 640 x 480 pixels.

Holman & Stanley (2007) ressaltam que o armazenamento contínuo de vídeos não é possível em longo termo (anos) em função da imensa quantidade de dados gerados, de forma que apenas amostras de imagens são obtidas. Estas imagens são denominadas imagens instantâneas (*Snap shots*), e são adquiridas pelo Sistema Argus Cassino durante intervalos de 10 minutos a cada hora de luz do dia, na frequência de 1 Hz, o que resulta em 600 imagens adquiridas por cada câmera durante os intervalos. A média e o desvio padrão das intensidades de brilho de cada pixel correspondente nas 600 imagens são calculados, de forma separada em cada uma das três bandas das imagens. Como resultado, imagens médias, denominadas *Timex* (Figura 3-1b) e dos desvios (*Variance*, Figura 3-1c), ambas em RGB, são geradas e armazenadas. Ao final do processamento, apenas duas (a primeiro e a última) das 600 imagens instantâneas adquiridas são armazenadas. Estas imagens são fotos oblíquas tiradas da região monitorada por cada câmera, às quais permitem a visualização qualitativa da hidrodinâmica e morfologia subaérea da praia no momento da amostragem (Figura 3-1a). Imagens do tipo *Timex* e *Variance*, entretanto, guardam determinados padrões, os quais fornecem uma série de informações acerca da morfologia subaquosa e da dinâmica do sistema praial (Guedes 2008)



Figura 3-1 -Exemplos de imagens do tipo *Snap* (a), *timex* (b) e *variance* (c) da estação Argus na Praia do Cassino no dia 26 de maio de 2005.Fonte: Banco de dados de imagens do Argus Cassino.

Os sinais visíveis que vêm sendo explorados pelo sistema de sensoriamento remoto por vídeo descrito acima se baseiam principalmente na quebra das ondas e geração de espuma na zona de arrebentação.

Quando as ondas alcançam a praia e adentram em águas que possuem profundidades aproximadamente iguais à alturas das ondas, estas se tornam instáveis e quebram, com sua crista ‘lançada à frente’ enquanto a onda se desintegra em bolhas e espuma (Komar 1998).

O potencial de aquisição de dados na zona de arrebentação através de sensoriamento remoto como este por vídeo é bastante grande, e tem permitido que séries longas de dados sejam coletadas em intervalos horários, como as séries de aproximadamente 20 anos obtidas pelo Sistema Argus na Praia de Duck, na Carolina do Norte, EUA (Holman & Stanley 2007). Contudo, este tipo de sistema também apresenta restrições, dentre as quais se podem destacar a impossibilidade de amostragens durante os períodos noturnos e a má qualidade das imagens durante períodos de chuva e de neblina, como já observado por (Lippmann & Holman 1989), o que impossibilita a obtenção contínua de dados (na periodicidade menor que 12 h). É necessário, ainda, que haja dinâmica suficiente na zona de arrebentação (ex. quebra das ondas sobre os bancos) para que sinais visíveis possam ser observados. Os períodos de baixa dinâmica, entretanto, são os mais favoráveis para que as amostragens diretas sejam realizadas, como foi argumentado anteriormente. Desta forma, métodos diretos e indiretos podem ser utilizados de forma complementar para estudar a dinâmica dos bancos arenosos. Kingston *et al.* (2000) demonstraram que séries incompletas de dados de posição dos bancos arenosos podem ser completadas por meio de dados obtidos a partir das imagens corrigidos através de um modelo empírico. As faixas brancas contínuas que são observadas nas imagens planas podem ser utilizadas como uma boa indicação para a posição dos bancos subaquosos, e podem ser identificadas nas imagens através da localização de pontos de máximo brilho ao longo da praia (van Enckevort & Ruessink 2001).

A Figura 3-2 traz exemplos de imagens do tipo *timex* para cada uma das quatro câmeras instaladas na praia do Cassino. Através do conhecimento de parâmetros intrínsecos e extrínsecos das câmeras, bem como do uso de equações colineares e de pontos de controle no solo, é possível converter as imagens oblíquas em mosaicos contendo as imagens planas de cada câmera (Holland et al. 1997). Esse processo, conhecido como retificação, resulta em uma imagem plana com resolução variada, de acordo com a resolução do sensor digital de cada câmera e do zoom das lentes (para maiores detalhes sobre a metodologia de retificação, consultar Pereira (2010), apêndice A). No Cassino a resolução varia desde um metro próximo a linha de praia a 20 metros no ponto mais afastado da costa (canto norte da C1).

A imagem retificada do Cassino apresenta um grid de 1m x 1m com o eixo paralelo à costa sendo chamado de y e o transversal à costa de x, de acordo com um sistema local de coordenadas. A cobertura máxima das câmeras ao longo da praia atinge 750 metros no limite mais externo das imagens e cerca de 350 m próximo a linha de costa (x=190m na Figura 3-2) (Pereira 2010)

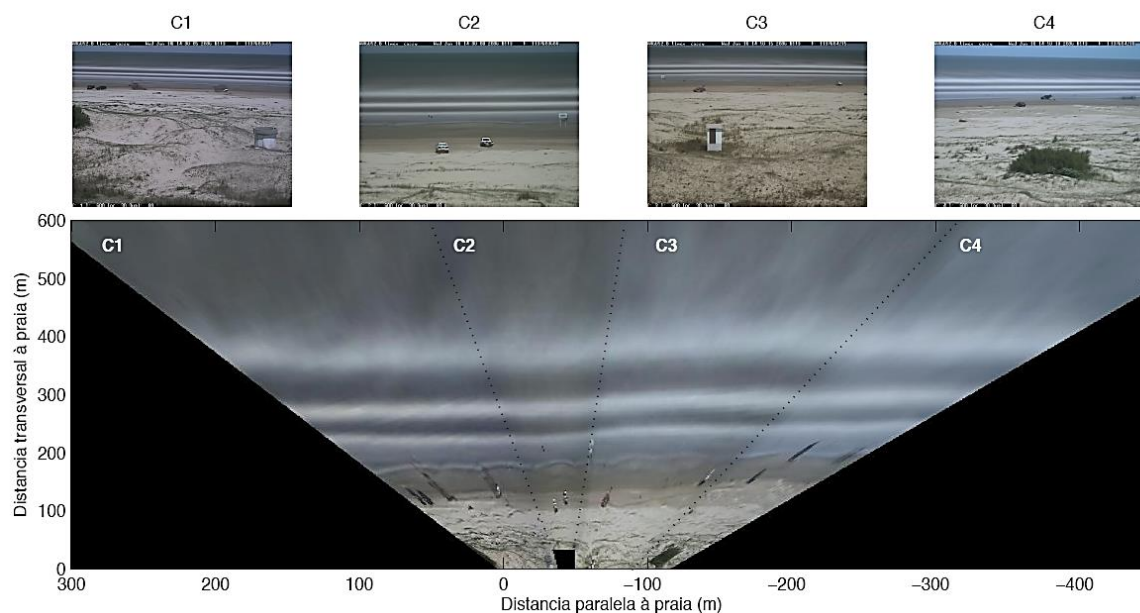


Figura 3-2 - Exemplo de imagens *timex* das quatro câmeras e o mosaico resultante após as transformações fotogramétricas. Fonte: Pereira (2010).

Posição das feições

Depois de serem coletadas, as imagens oblíquas são armazenadas e posteriormente retificadas e unidas lateralmente na forma de mosaicos. A partir desses mosaicos, a posição dos bancos pode ser determinada através da análise dos picos de intensidade luminosa das imagens.

Lippmann e Holman (1989), em um estudo pioneiro, mostraram que os picos de intensidade luminosa encontrados sobre os bancos em imagens de longa exposição são indicativos da posição dos bancos. Para chegarem a tal conclusão, os referidos pesquisadores levaram em conta o fato de que as ondas, ao encontrarem regiões mais rasas, como os bancos arenosos, tendem a arrebentar. O padrão produzido pela arrebentação de ondas em áreas rasas tende a ser representado por uma coloração branca de alta intensidade luminosa nas imagens de longa exposição devido a presença da espuma resultante do processo de dissipação.

Para identificar as posições das feições foi aplicado um algoritmo que identifica as máximas intensidades dos pixels em uma determinada região de interesse (Barline Intensity Mapper – BLIM) desenvolvido por van Enckevort & Ruessink (2001). O algoritmo foi aplicado a imagens diárias das imagens *timex* e *variance* para cada dia

disponível de março de 2005 a fevereiro de 2011 através da ferramenta *BLIM Toolbox* criada por Pape (2008). A posição de cada banco foi calculada como uma combinação das posições encontrada na *timex* e na *variance*. Essa metodologia foi baseada nas conclusões do trabalho de (Guedes et al. 2011) que comparando as posições dos bancos em perfis topográficos e as posições extraídas de imagens *timex* e *variance* concluíram que dependendo da condição hidrodinâmica as posições identificadas nas imagens *timex* subestimam a posição da crista do banco e as derivadas da *variance* superestimam ou vice-versa. Assim, a combinação dos valores extraídos das duas imagens leva a uma estimativa mais acurada da posição dos bancos submersos.

As posições da linha d'água foram extraídas diariamente das imagens *timex* utilizando a metodologia descrita em Aarninkhof *et al.*(2003), onde os pixels da imagem são agrupados em subaquoso e subaéreo de acordo com suas cores no espaço HSV (Hue-Saturation-Value). A interface entre os dois grupos é identificada como a linha d'água. Esta metodologia já foi aplicada por (Sobral et al. 2013) em dados da praia do Cassino. O autor encontrou erros médios quadráticos de aproximadamente 10m e coeficiente de correlação de 0,82 entre dados extraídos das imagens e perfis praias coletados simultaneamente às mesmas.

Como a amplitude da maré astronômica na área de estudo é muito pequena, e uma vez que estamos usando imagens médias, estamos extraindo dados médios da posição das feições, o que minimiza ao máximo o efeito da maré nos dados.

Após extraídas as posições (tanto dos bancos como da linha d'água), foi feita a média ao longo da praia, para obtermos uma posição de cada feição por dia.

3.2. ONDAS

Informações sobre as ondas incidentes na costa do Brasil, principalmente na costa do Rio Grande Sul são raras. A partir de 2011, a Marinha do Brasil, através do Programa Nacional de Bóias (PNBOIA, mais informações no link: <http://goosbrasil.org/tiki-index.php?page=Info+PNBOIA>) instalou uma bóia ondógrafo ao largo da cidade de Mostarda, RS (lat: 31°34' S e long: 049°53' W) cujas informações estão no link: http://www.mar.mil.br/dhn/chm/meteo/prev/dados/pnboia/boia_rg.htm. Porém dados de longo prazo para períodos anteriores são inexistentes. Para suprir essa carência de dados, trabalhos que necessitem de informações sobre as características ondas incidentes em períodos onde não existem medições têm recorrido à modelagem numérica.

O modelo da NOAA Wave Watch III (WWIII) foi desenvolvido no National Center for Environmental Prediction (NCEP) do National Oceanic & Atmospheric Administration (NOAA) dos Estados Unidos da América (Tolman 1999). O modelo inclui os seguintes processos físicos: refração e deformação do campo de ondas devido variações espaciais e temporais na profundidade e corrente médias, crescimento e decaimento das ondas devido a ação do vento, interações ressonantes não-lineares, dissipação por ‘*white capping*’ e fricção com o fundo. Mais detalhes sobre o modelo podem ser encontrados em Tolman (1999).

O banco de dados da NOAA (NCEP), disponibiliza gratuitamente no link: <http://polar.ncep.noaa.gov/waves> resultados de simulações globais do modelo WWIII que têm como forçante de entrada resultados de reanálise de vento geradas pelo próprio NCEP. Porém, o ponto mais próximo a Rio Grande se encontra em águas profundas (aproximadamente 100m).

Assim, a fim de obter informações sobre a ondulação incidente na zona de surfe foi necessário realizar simulações numéricas para propagar as características das ondas geradas pelo modelo WWIII para um ponto a 9 metros de profundidade, adjacente à zona de surfe em frente à estação Argus, detalhada na seção anterior. O modelo numérico escolhido para tal foi o SWAN (Simulating Waves Nearshore).

O modelo SWAN foi desenvolvido na Holanda, na Delft University of Technology. É um modelo de ondas não-estacionário, de terceira geração, que descreve a evolução do espectro de duas dimensões em condições arbitrárias de vento, corrente, e batimetria. O modelo engloba todos os processos relevantes de geração, dissipação e interações onda-onda não lineares (Ris et al. 1999).

Verificação de desempenho

A fim de quantificar a performance de modelos numéricos, além das correlações lineares, alguns parâmetros são comumente utilizados na bibliografia (Ris et al. 1999; Barletta 2006; Melo et al. 2010) e serão utilizados neste trabalho. São eles:

Bias: Erro médio – Média do resultado do modelo menos dado observado.

RMS_e: Erro médio Quadrático -

$$rms_e = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_n (X_n - Y_n)^2}$$

Onde X_n corresponde aos valores observados, Y_n aos valores simulados, N o número de observações.

SI: Scatter Index – Índice de espalhamento, definido como o erro médio quadrático normalizado pelo valor médio observado:

$$SI = \frac{rms_e}{\bar{X}}$$

Onde \bar{X} é a média dos valores observados.

MPI: Model Performance Index – Indica em que grau o modelo reproduz as modificações observadas nas ondas:

$$MPI = 1 - \frac{rms_e}{rms_c}$$

A definição de rms_c (de *changes*, alterações em inglês) é idêntica à do rms_e , porém, ao invés de utilizar Y_n (valor simulado), utiliza X_i (onda incidente).

Para um modelo perfeito (rms_e igual a 0), o valor de MPI seria 1, enquanto para um modelo que errôneamente prediz nenhuma alteração no campo de ondas MPI seria 0.

WWIII

Para quantificar a qualidade dos dados simulados através do WWIII e justificar sua utilização como dados de entrada para o SWAN foi realizada uma comparação entre 4 meses de dados do WWIII no ponto (lat = -32,5° e long = -50°) e da bóia da marinha (Figura 3-3).

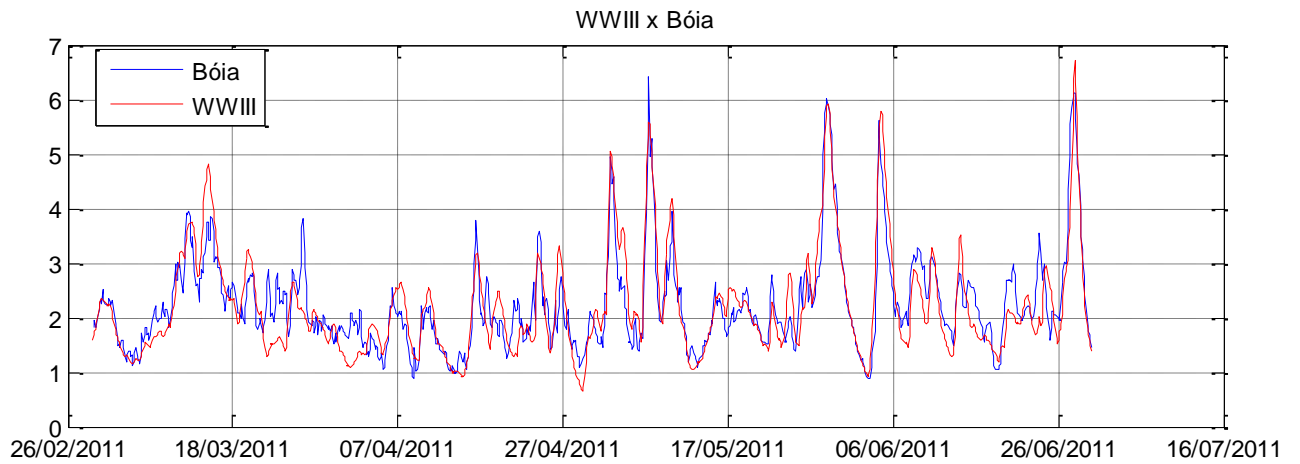


Figura 3-3- Hs medido pela bóia da marinha (em azul) e Hs simulado pelo WWIII disponível no NCEP (em vermelho).

A correlação linear entre os dados está ilustrada na Figura 3-4, o resultado se mostrou muito satisfatório, com coeficiente de correlação de 0,88.

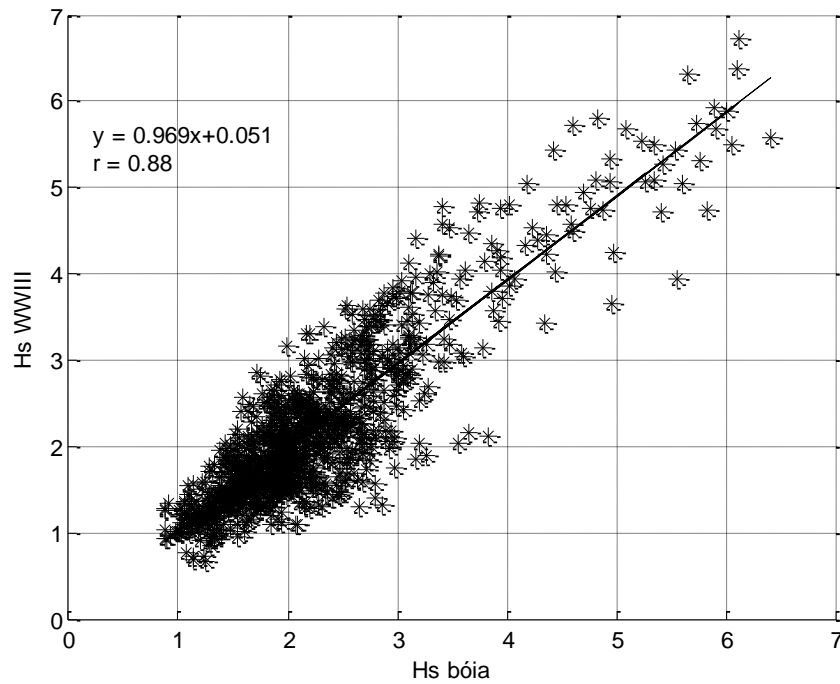


Figura 3-4 - Correlação linear entre Hs medido na bóia (eixo x) e Hs simulado pelo WWIII (eixo y).

Na

Tabela 3-1 estão apresentados os parâmetros de erro e índice de correlação entre os dados de Hs modelados e medidos. Apesar de os valores de Bias e RMS_e não serem tão pequenos, o valor de SI se mostrou bastante satisfatório.

Tabela 3-1 - Parâmetros estatísticos relativos ao desempenho do modelo WWIII.

	Bias	RMS_e	SI	r
WWIII x Bóia	0,35	0,45	0,20	0,88

Assim, levando em conta o alto coeficiente de correlação e os valores dos índices de erro numa margem aceitável, foi considerado válido utilizar o dado do modelo como representação da situação da ondulação em ondas profundas durante o período do estudo.

SWAN

Para a simulação foram usadas duas grades aninhadas (Figura 3-5 a Figura 3-7). As características das grades estão resumidas na Tabela 3-2.

A batimetria utilizada foi uma junção de cartas batimétricas da Marinha do Brasil, dados do Banco de Dados do Laboratório de Oceanografia Geológica do IO-FURG para dados mais costeiros e o Banco de Dados GEBCO (disponível em: http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/) para dados no continente e dados offshore.

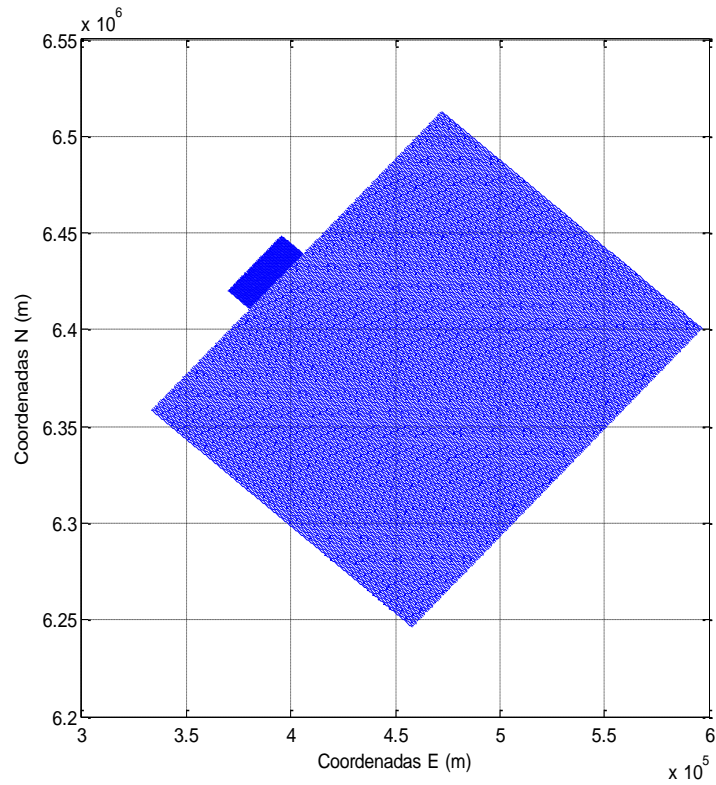


Figura 3-5 - Grades aninhadas utilizadas na simulação do SWAN.

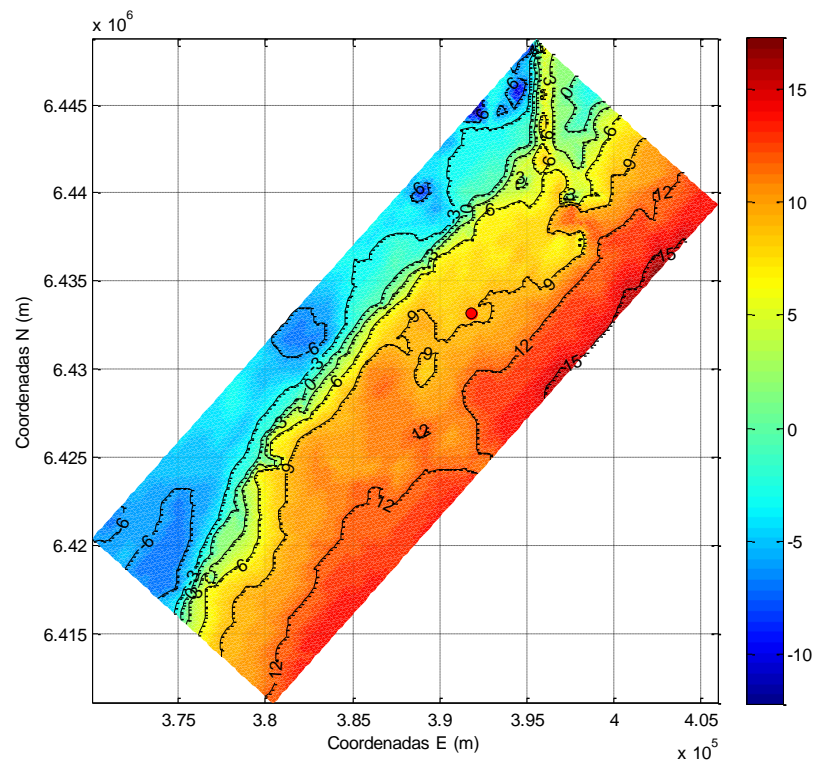


Figura 3-6 - Batimetria na malha detalhada. Curvas de nível em m. O círculo vermelho indica a posição do ADP e a posição dos dados utilizados no trabalho.

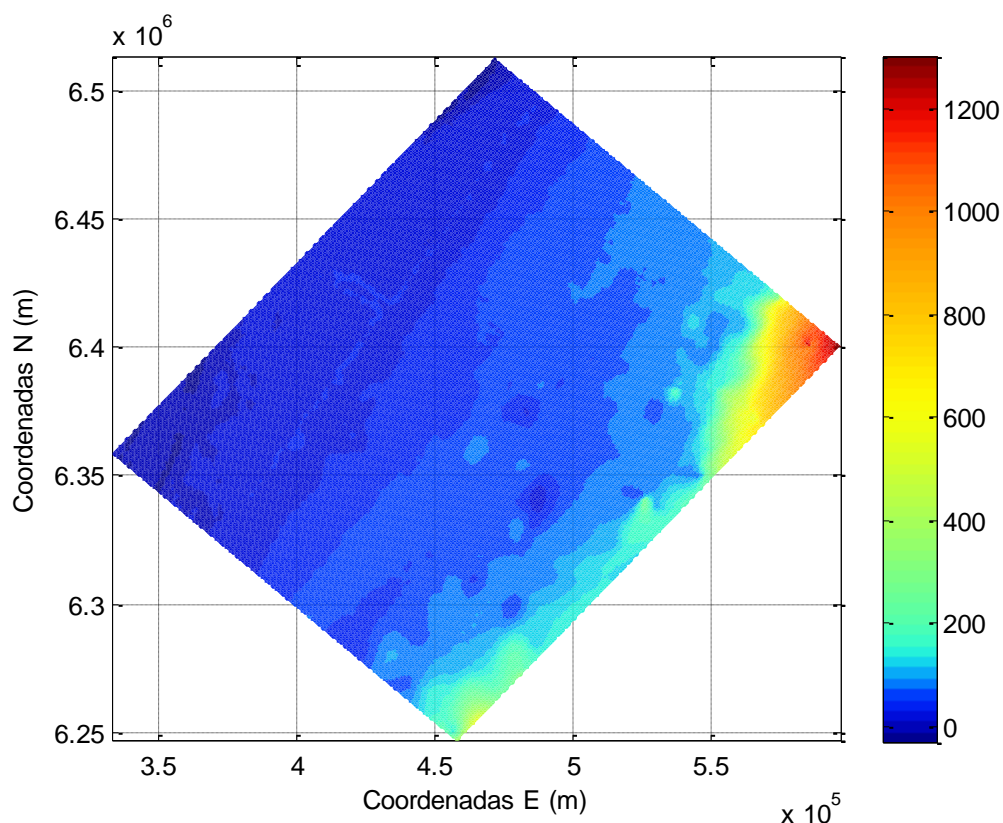


Figura 3-7 – Batimetria da grade de menos detalhe.

Tabela 3-2 - resumo das características das grades.

	Número de células longitudinal à costa	Número de células transversal à costa	Tamanho das células longitudinal à costa (m)	Tamanho das células transversal à costa (m)
Grade detalhe	137	71	200	280
Grade externa	241	248	700	840

Além dos dados do WWIII foram utilizados dados de vento de reanálise também disponibilizados *online pelo National Center for Atmospheric Research & National Centers for Environmental Prediction (NCAR/NCEP)*, no link: <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/reanalysis.shtml>.

A simulação foi feita no modo não-estacionário, e utilizou o passo de tempo de três horas (compatível com os dados do WWIII) e foi feita para o período de 15/05/2005 a 31/12/2011.

Para a validação das simulações foi utilizado um conjunto de dados coletados por um Nortek Doppler Profiler (NDP), que ficou fundeado durante 3 meses no início do ano de 2005, durante o chamado *Experimento Cassino* (Holland et al. 2009) exatamente no ponto onde nos interessa saber as características das ondas, adjacente à estação ARGUS Cassino, aproximadamente a 9 m de profundidade (circulo vermelho na Figura 3-6).

A validação do modelo foi feita através da comparação entre o resultado da simulação do SWAN com os dados medidos pelo NDP (Figura 3-8).

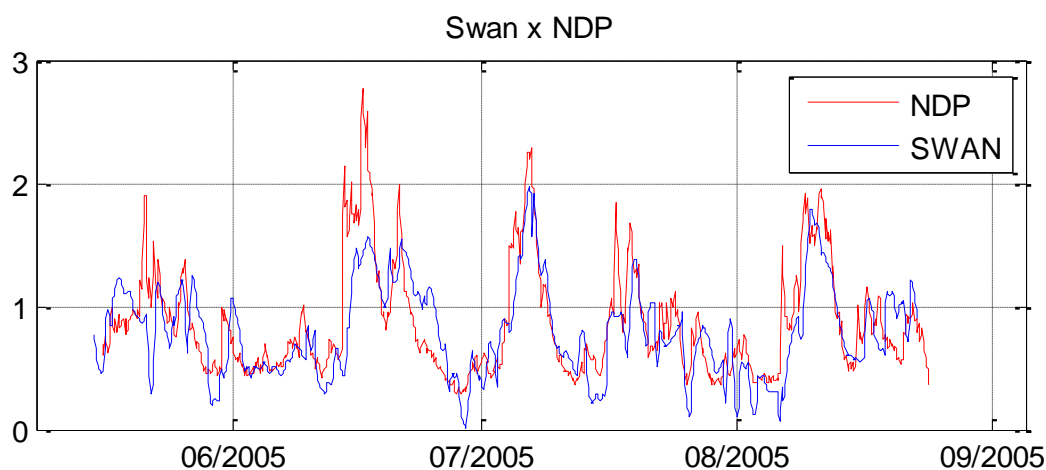


Figura 3-8 - Comparação entre as alturas de onda significativa simuladas (em azul) e medidas com o NDP (em vermelho).

A partir da Figura 3-8 é possível notar que os valores simulados estão em boa concordância com os dados observados, apesar de não acompanhar alguns valores mais extremos.

Na Figura 3-9 está apresentada a correlação linear entre os dados medidos pelo NDP e os simulados pelo SWAN. O coeficiente de correlação de 0,8 mostrou uma forte correlação positiva entre os dados.

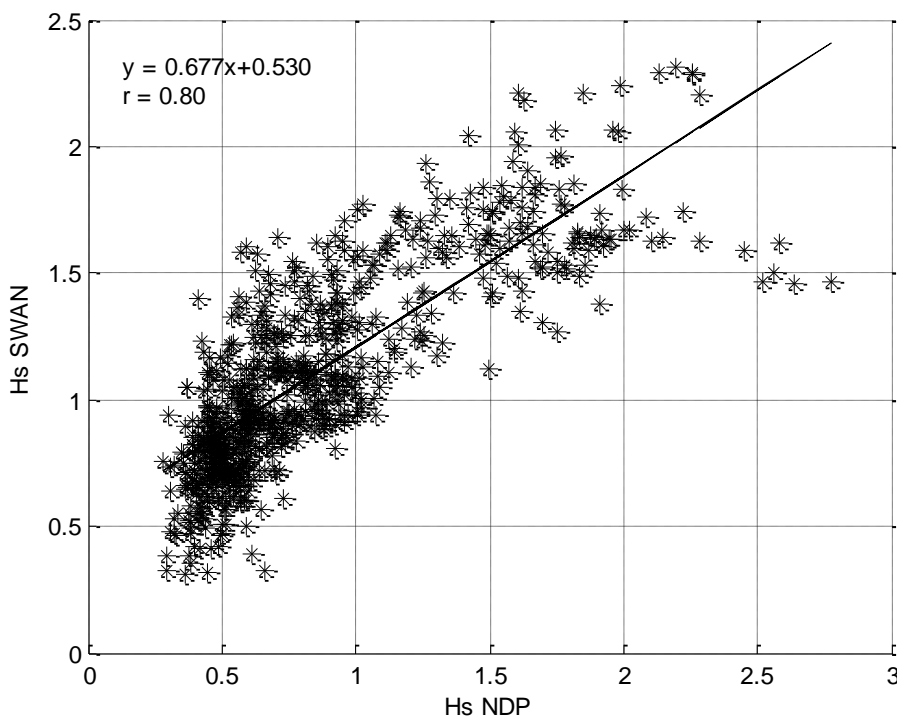


Figura 3-9 - Correlação linear entre Hs medido na bóia (eixo x) e Hs simulado pelo SWAN (eixo y).

Na Tabela 3-3 estão apresentados os resultados dos parâmetros da simulação apresentada, e para referência, duas outras simulações, retiradas de Ris *et al.*, (1999), consideradas satisfatórias.

Tabela 3-3- Parâmetros de performance do modelo. Bias, RMS, SI e MPI. * Situações consideradas satisfatórias na bibliografia (Ris et al. 1999).

	Bias	RMS_e	SI	MPI
Haringvliet *	0,23	0,33	0,18	0,82
Norderneyer				
Seegat	0,25	0,28	0,77	0,89
Low tide*				
Presente Estudo	0,22	0,30	0,36	0,79

3.3. PERFIS TOPOGRÁFICOS

Os perfis topo-batimétricos utilizados neste trabalho pertencem ao banco de dados de perfis praias do Laboratório de Oceanografia Geológica (LOG) do Instituto Oceanográfico (IO) da FURG.

Todos os perfis foram coletados com uma estação total, estacionada num mesmo ponto de referência instalado no campo de dunas (marco geodésico, localizado em 32.2053918° S, 52.1768157° W, WGS 84) e seguindo um mesmo alinhamento, a fim de poder ser comparados.

O local de coleta dos perfis coincide com o campo de visão da segunda câmera, da esquerda para a direita, denominada cam2, do sistema Argus, assim, os dados coletados remotamente (através das imagens) podem ser comparados com os coletados *in situ* (os perfis).

O comprimento dos perfis é variável, e depende tanto das condições de mar (ondas e correntes) quanto da habilidade e aquacidade da pessoa que carrega o prisma na zona de surf.

Para a elaboração deste trabalho estavam disponíveis 55 perfis praiais, coletados entre 2006 e 2012.

3.4. BATIMETRIAS

As batimetrias utilizadas foram coletadas pela equipe do LOG/IO – FURG com uma ecossonda dupla frequência 50/200 kHz da marca Lowrance®, instalada em um jet-ski Seadoo.

Os dados batimétricos foram submetidos ao tratamento descrito a seguir. Primeiramente foram excluídos os dados anômalos (spikes), os quais ocorrem principalmente nos momentos em que a embarcação muda bruscamente de rumo.

Após a remoção dos spikes, os dados foram filtrados através de um filtro de “passa-baixas” para minimizar o ruído introduzido pela ondulação (por menor que fosse) durante a coleta de dados. Foi utilizado o filtro de cossenos “mylanczos” (Thomson e Chow 1980), a frequência de corte utilizada foi 20 Hz e o número de pesos foi 40.

O passo seguinte à filtragem foi a redução dos dados a um mesmo referencial, processo que visa retirar diferenças de nível devido a maré, e nos levantamentos efetuados devido também ao vento e à pressão atmosférica, foi utilizado a metodologia aplicada por Goulart (2010).

Para este trabalho estavam disponíveis 6 sondagens batimétricas, coletadas entre 2009 e 2011.

4. O COMPORTAMENTO MORFODINÂMICO A CURTO E MÉDIO PRAZO

A maior mobilidade das praias encontra-se associada aos bancos arenosos presentes na zona de arrebentação os quais têm sua largura moderada pelas ondas incidentes (Plant et al. 1999). Estas feições normalmente se encontram em profundidades menores que 8m e costumeiramente são orientadas paralelamente à costa, podendo, entretanto apresentar feições rítmicas, estruturas transversais e canais associados a correntes de retorno (van Enckevort & Ruessink 2003).

Migrações perpendiculares à costa dependem dos parâmetros ambientais tais como tipo de sedimento, regime ondulatório e de marés tem sido identificadas em vários locais do mundo. Os padrões gerais desta migração foram descritos por (Gallagher et al. 1998) que identificou migrações em direção a costa e mar aberto respectivamente associadas a menor e maior energia das ondas.

Além das sequências morfológicas semanais e sazonais associadas a alternância de tempo normal e tempestades, variações interanuais na forma de ciclos morfológicos tem sido identificados (Birkemeier 1984; Lippmann & Holman 1990; Ruessink & Kroon 1994; Ruessink & Terwindt 2000).

Em um dos estudos mais recentes sobre a morfodinâmica da Praia do Cassino, em uma abordagem de alta frequência associando perfis praias diários e vídeo-imagens, Guedes *et al.* (2010) observaram que a praia comportou-se como um sistema dissipativo. Entretanto, bancos rítmicos e a presença de correntes de retorno indicam a presença de estágios intermediários para o sistema. Três bancos puderam ser observados, sendo o primeiro com um comportamento de banco inter-mareal e os outros dois submersos. Os autores observaram ainda uma sequência de desenvolvimento de um estágio tridimensional de banco e praia rítmica a partir de um estágio de banco e cava longitudinal em um período de baixa dinâmica, com escala temporal de cerca de duas semanas.

Pereira *et al.* (2012) analisando uma série temporal de dois anos de posição dos bancos obtidas através de vídeo-imagens observaram o processo inédito de surgimento de um novo banco a partir do intermediário, e nessa ocasião a zona de surfe apresentou quatro bancos. A decomposição das séries temporais possibilitou a observação das componentes semanal, mensal, subsazonal e sazonal. Os autores observaram que nessa escala temporal a componente semanal foi dominante sobre as demais, de forma que pôde explicar 39, 29 e 45% da variância total dos dados do primeiro, segundo e terceiro banco, respectivamente. Não foi encontrado pelos autores nenhum claro indício da influência dos depósitos lamíticos existentes na antepraia da praia do Cassino sobre o comportamento dos bancos.

Tendo em mente o comportamento acrescivo da praia subaérea, a hipótese deste capítulo é que a praia subaquosa (bancos arenosos) apresenta comportamento

semelhante, e também migra em direção ao oceano em médio prazo, sendo que os eventos com presença de lama fluida na zona de surfe da Praia do Cassino têm impacto na variabilidade dos bancos arenosos e linha d'água em todas as escalas.

Os objetivos específicos são os seguintes:

- Relacionar a ativação dos bancos à ondulação incidente;
- Caracterizar as posições e taxas de migração observadas;
- Caracterizar a variabilidade da posição dos bancos e da linha de praia a curto e médio prazo;
- Identificar a importância das diferentes componentes (diferentes escalas temporais) na variabilidade das feições;
- Identificar o efeito da presença da lama na variabilidade das feições nas diferentes escalas temporais;

4.1. METODOLOGIA

Esta seção descreve as metodologias utilizadas na análise dos dados de posição das feições (banco arenosos e linha d'água), que foram obtidos segundo a metodologia descrita na seção 3.1.

Taxas de migração

As taxas de migração de cada feição foram calculadas através da derivada temporal de suas posições como descrito por van Enckevort & Ruessink (2003).

Decomposição das séries temporais

As séries temporais de posição dos bancos e da linha d'água foram decompostas a fim de separar as componentes relacionadas a diferentes escalas temporais e quantificar a importância de cada uma na variabilidade total. Esse tipo de abordagem tem sido utilizado por diversos autores em diversas praias do mundo (Ruessink et al. 2009; Pereira et al. 2012; Quartel et al. 2007; Ojeda et al. 2008).

Neste trabalho usamos o método de decomposição empírica (empirical mode decomposition, EMD) descrito por Huang *et al.* (1998). EMD é um método empírico para decomposição de séries temporais em componentes intrínsecas. Esta técnica consiste em localizar os máximos e mínimos da série temporal e determinar uma envoltória através de uma interpolação por um “spline” cúbico entre os valores máximos e outra interpolação entre os valores mínimos e determinar a média ponto a ponto entre as duas envoltórias. A Figura 4-1, extraída do trabalho de Huang *et al.* (1998) apresenta exemplo da técnica, onde a linha azul é a série temporal, linhas verdes são as interpolações feitas para os extremos, linha vermelha é a média feita entre as duas linhas interpoladas.

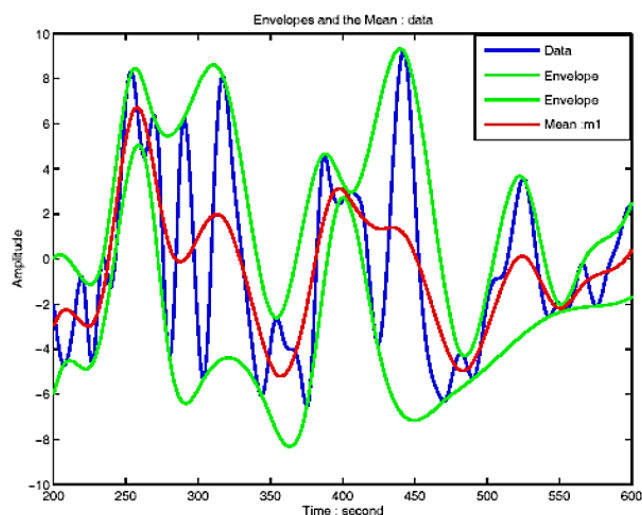


Figura 4-1 – Exemplo da EMD. Linha azul é a série temporal, linhas verdes são as interpolações feitas para os extremos, linha vermelha é a média feita entre as duas linhas interpoladas. Fonte: Huang *et al.* (1998).

Esta metodologia foi utilizada recentemente por Múnera *et al.* (2014) em um estudo relacionando cujo objetivo era analisar as estatísticas das posições de um banco arenoso e das ondas incidentes, além das relações entre elas. O autor utiliza a técnica de EMD's para decompor as séries em diferentes escalas temporais, assim como o presente estudo, e aparentemente é o primeiro trabalho publicado utilizando essa técnica para a decomposição de dados oriundos de observações costeiras.

Ondaletas

A função ondaleta (FO) é capaz de decompor e descrever uma série de dados originalmente descrita no domínio do tempo de forma a podermos analisar esta série em diferentes escalas de frequência e de tempo. Graças à capacidade de decompor as séries tanto no domínio da frequência quanto no domínio do tempo, as FOs são ferramentas poderosas de processamento de sinais, muito aplicadas na compressão de dados, eliminação de ruído, separação de componentes no sinal, entre outras.

Esta análise foi aplicada a fim de analisar a influência dos depósitos de lama nos sinais de variação periódicos das séries de dados e suas componentes (Torrence & Compo 1998)

Cada FO possui um termo de escalamento, o qual determina sua contração ou dilatação, e um termo de translação, o qual indica quantas vezes cada FO é aplicada sobre a série temporal. Essas funções são determinadas sobre uma base simples chamada de ondaleta-mãe (“Mother-wavelet”), no presente trabalho será utilizada a ondaleta da função base de Morlet.

O termo ondaleta refere-se basicamente a um conjunto de funções com forma de pequenas ondas geradas por translações $\psi(t) \rightarrow \psi(t+k)$ e escalamentos $\psi(t) \rightarrow \psi(t/j)$ e de uma Função Ondaleta base simples (FO) $\psi_0(t)$, a chamada ondaleta-mãe. Sendo assim, a Equação 4-1 mostra a função ondaleta geradora em função de ψ_0 .

$$\psi_{j,k}(t) = \frac{1}{\sqrt{j}} \psi_0\left(\frac{t-k}{j}\right); j \neq 0$$

Equação 4-1 - Função ondaleta geradora em função de ψ_0

onde “j” é denominado fator de escalamento (contração j aumenta e dilatação j diminui) e “k” é o fator de translação. As ondaletas filhas são geradas da seguinte forma:

$$\psi_k(t) = \psi_0(t-k)$$

Equação 4-2- Ondaleta filha gerada pela translação.

$$\psi_j(t) = \frac{1}{\sqrt{j}} \psi_0\left(\frac{t}{j}\right).$$

Equação 4-3- Ondaleta filha gerada pela mudança de escala.

As Equação 4-2 Equação 4-3 mostram as ondaletas filhas geradas pela translação e pela mudança de escala, respectivamente. O fator $1/\sqrt{j}$ é chamado de constante de normalização da energia de cada ondaleta filha de forma a manter a mesma energia da ondaleta principal, ou seja, a soma das energias de todas as ondaletas filhas, oriundas das Equação 4-2 Equação 4-3, resulta na energia total da transformada. A análise em ondaletas é feita pela aplicação sucessiva da transformada em ondaletas a diversos valores de k e j, o que representa a decomposição do sinal original da ST em diversas componentes localizadas no tempo e em frequência (período) de acordo com os parâmetros de translação e de escala.

Para a aplicação da análise foram utilizados os algoritmos de Torrence e Compo (1998) através do pacote de rotinas para MATLAB® disponível em: <http://noc.ac.uk/using-science/crosswavelet-wavelet-coherence>.

4.2. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Ativação dos bancos

O conceito de banco ativo está relacionado à quebra de ondas sobre o mesmo. Quando ocorre quebra de ondas sobre o banco, este é denominado ‘ativo’, senão

‘inativo’. Essa questão está relacionada à dinâmica sedimentar, sendo que bancos ativos apresentam maior mobilidade (e dinâmica sedimentar) que bancos inativos.

No escopo das imagens de vídeo da praia do Cassino, o número de bancos identificáveis pelas imagens é variável de nenhum a três. O fato de um banco não poder ser observado na imagem não significa que a feição batimétrica não exista, mas sim que a ondulação incidente não tem altura suficiente para arrebentar sobre determinado banco, ou seja, o banco não perceptível está inativo.

A fim de melhor entender a relação entre a dinâmica dos bancos e o regime de ondas incidentes, foram analisadas alturas de onda nos momentos em que cada banco deixou de estar inativo e passou a estar ativo, além da profundidade e altura de onda relacionados ao ponto de máxima dissipação de onda no resultado do modelo SWAN e as profundidades médias observadas nas posições de quebra do banco.

As Figura 4-2 a Figura 4-4 apresentam as relações entre posição dos bancos e H_s no dia da ativação. Nas Figura 4-2 e Figura 4-3 estão representadas também as retas de correlação e os coeficientes de correlação (r). Na Figura 4-4 a reta de correlação não está apresentada, pois não houve correlação significativa entre os dados.

A Figura 4-2 apresenta os dados do banco externo. Para este banco, a altura de onda mínima relacionada à ativação deste banco foi de 1m, e a máxima de 2m. Houve uma correlação positiva fraca ($r = 0,39$) entre altura de onda e a posição do banco no momento da ativação, evidenciando que quanto mais offshore localizado o banco, maior a altura de onda necessária para que este se torne ativo.

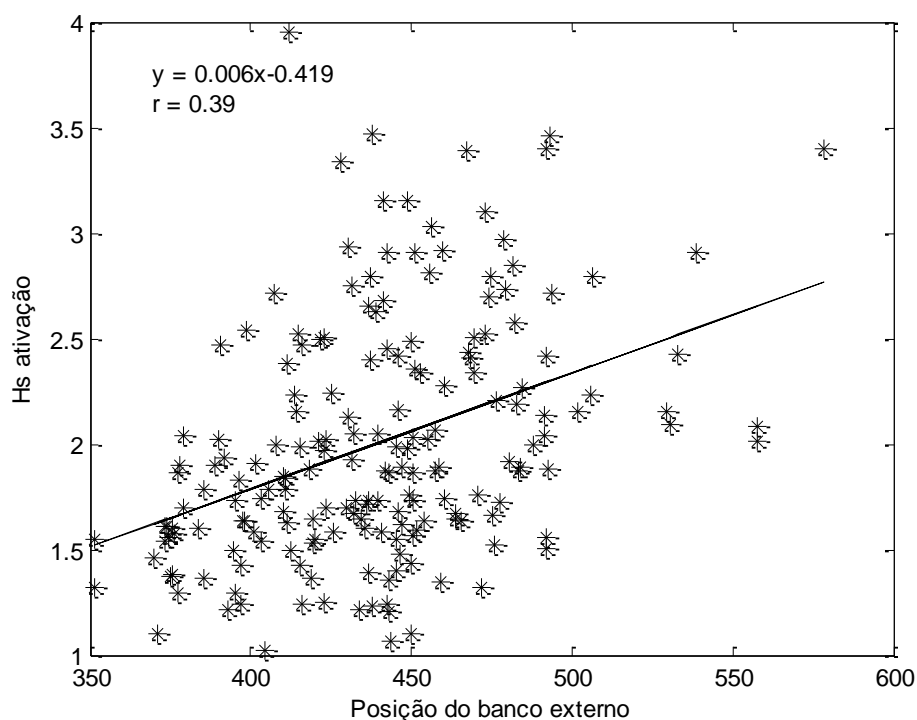


Figura 4-2 - Posição do banco externo durante a ativação(m) versus H_s (m).

Já na Figura 4-3, que apresenta os dados do banco intermediário, a correlação entre os dados é menor ($r = 0,29$), porém ainda significativa. Neste banco, a altura de onda mínima relacionada à ativação foi de 0,79 m, e a máxima de 1,79 m.

Já no banco interno (Figura 4-4), a altura mínima no momento da ativação foi de 0,65 e a média de 1,71. Neste caso não houve correlação entre posição do banco e H_s no momento da ativação.

O aumento das alturas de ondas relacionadas à ativação dos bancos do interno para o externo já era esperado, uma vez que quanto mais externo o banco, maior sua profundidade e maiores as ondas que irão quebrar sobre o mesmo.

Já a diminuição da correlação entre H_s e posição do banco externo em direção ao interno pode ser explicada através do conceito de saturação da zona de surf. Thornton & Guza (1983) chamaram a zona de surfe de 'saturada com respeito à quantidade de energia de ondas' quando a altura de quebra dentro desta região independe da altura de onda incidente e passa a ser dependente da profundidade local. Isso significa que não importa quão grande é o H_s das ondas incidentes, estas irão quebrar e se dissipar ao chegar à zona de surfe e a onda reformada (que avança em direção à praia) terá uma altura tal que é dependente da profundidade local. Assim, se um banco encontra-se dentro de uma zona de surfe saturada, não haverá correlação entre sua posição (ou profundidade) e a altura de onda incidente.

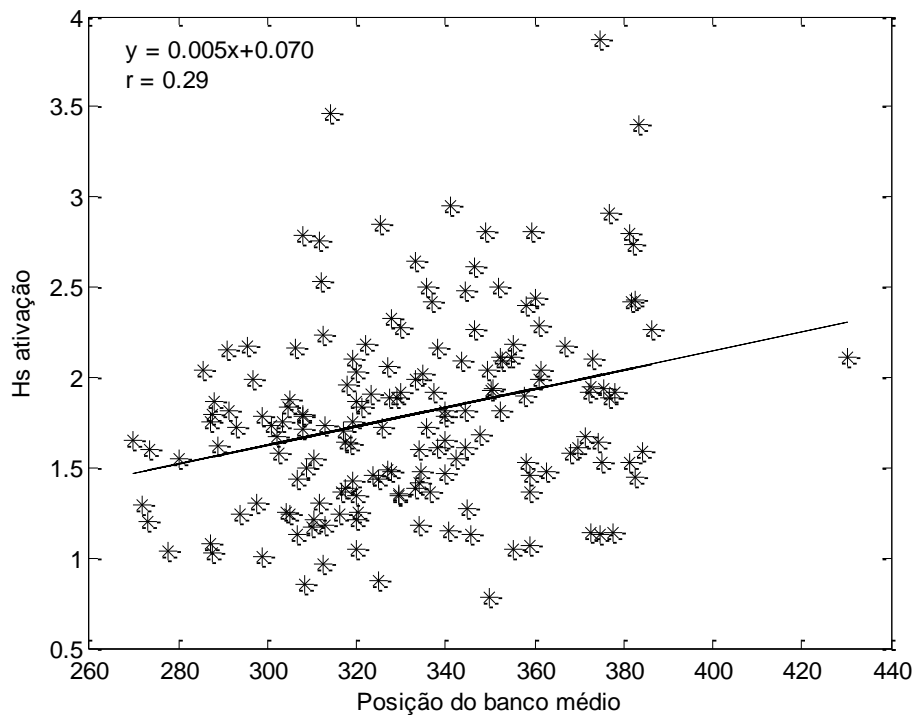


Figura 4-3 - Posição do banco intermediário durante a ativação(m) versus Hs (m).

Esta situação pode explicar o fato da falta de correlação entre o Hs incidente e a posição do banco interno (Figura 4-4) e a diminuição na correlação no banco intermediário (Figura 4-3).

Na Figura 4-5 está representado o perfil em frente a área de estudo utilizado nas simulações do modelo SWAN (em preto), além de um exemplo de Hs simulado (em azul) e dissipação de ondas simulada (em vermelho) em um passo de tempo qualquer. É possível notar um pico bem evidente na curva da dissipação, a posição deste pico é onde o modelo prevê a quebra da onda incidente. Com base nessa informação, foi gerada uma série de dados com as profundidades e alturas de onda, doravante referidas como Hb (nomenclatura padrão para altura de onda no ponto de quebra), nas posições de máxima dissipação para cada passo de tempo do modelo. O resultado está apresentado na Figura 4-6.

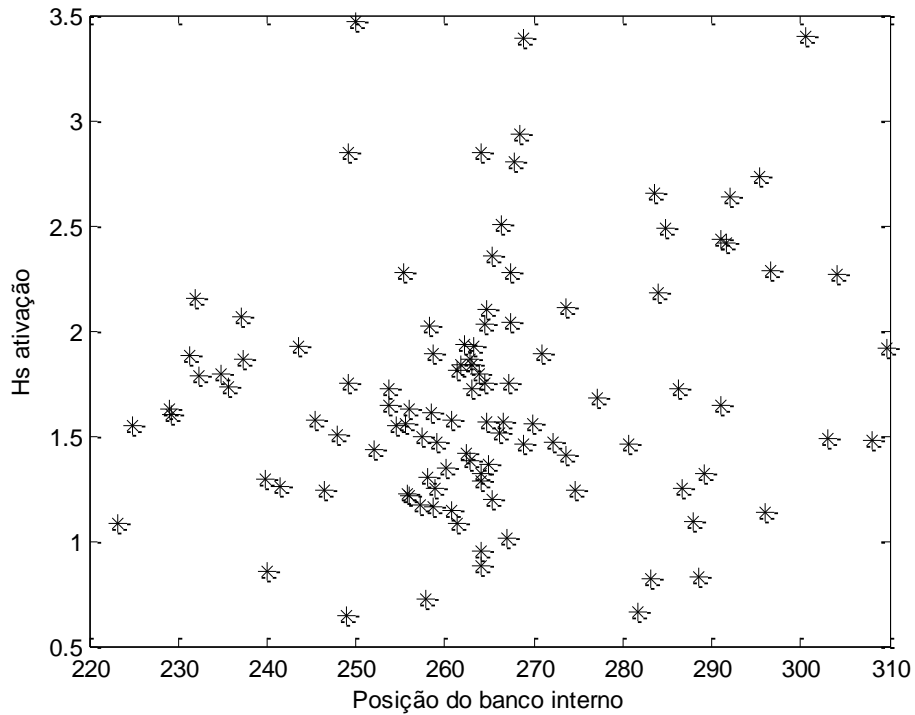


Figura 4-4 - Posição do banco interno durante a ativação(m) versus Hs (m).

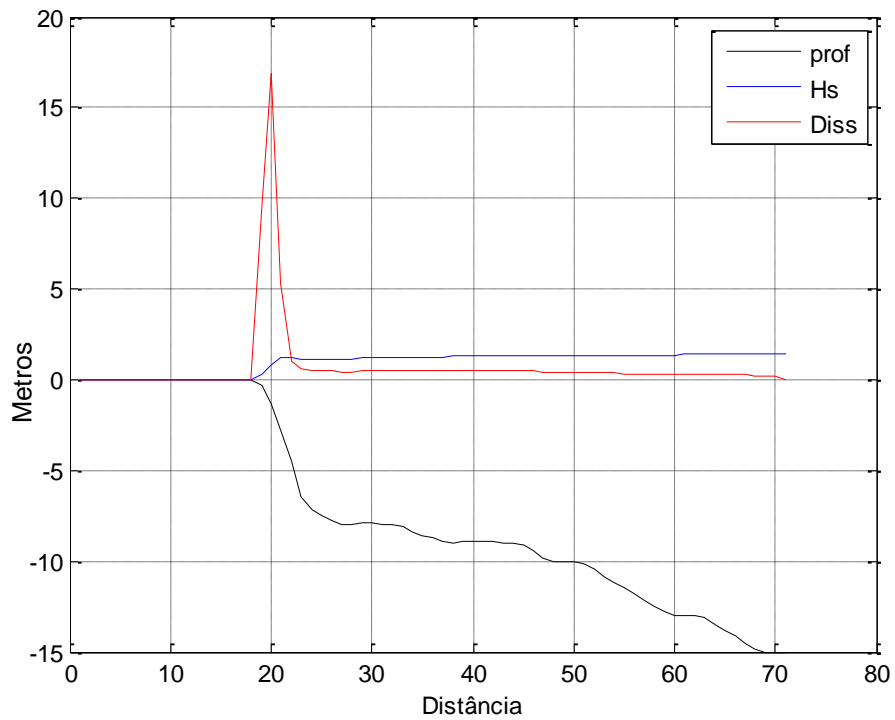


Figura 4-5- Representação da profundidade (em preto), Hs (em azul) e dissipação da ondulação (em vermelho).

Analisando a Figura 4-6 fica clara a presença de três pontos de quebra distintos, associados a três intervalos de altura de ondas (Tabela 4-1).

O primeiro, mais raso, na profundidade de 0,36 m está associado a Hb's menores de 0,5 m. Este ponto de quebra foi associado ao banco interno, uma vez que esta profundidade está muito próxima da profundidade média observada para o banco interno no momento da ativação (Tabela 4-2, a metodologia para obtenção dos dados desta tabela está descrita com detalhes na seção 1) que foi de 0,28m.

O segundo ponto de quebra, localizado na profundidade de 1,4 m (Figura 4-6) se relacionou muito bem com a profundidade do segundo banco (Tabela 4-2), sendo ondas com Hb maiores de 0,5 e menores de 1,0 responsáveis pela quebra nessa região.

E por último, localizado a profundidades de 2,8 m (pouco mais rasas que a profundidade média do banco externo, de 3,6 m, mas ainda próximo), o terceiro ponto de quebra esteve associado à Hb's maiores que 1,4m.

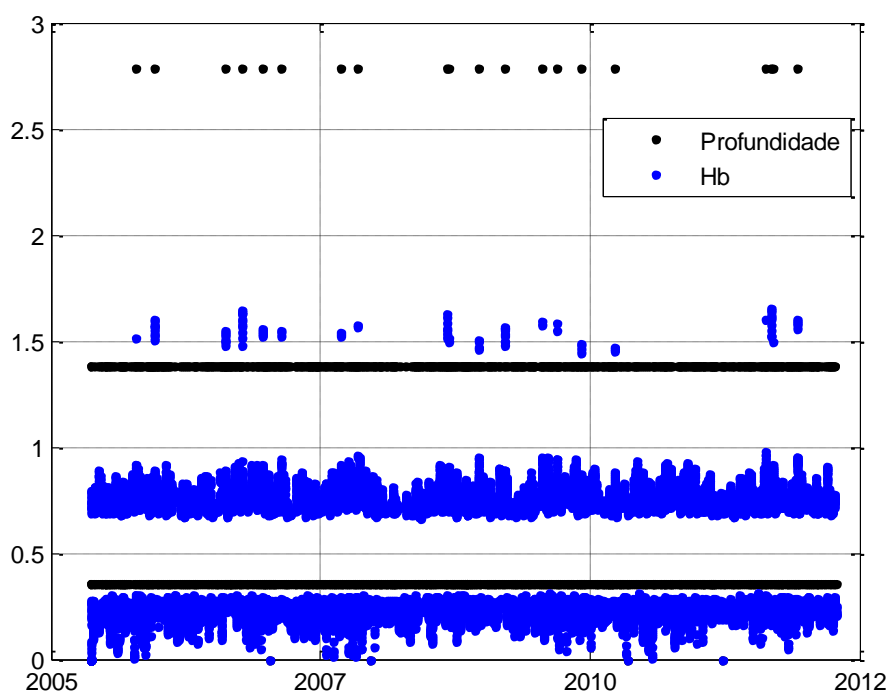


Figura 4-6 - Profundidade de quebra (em preto) e Hb (altura de onda no ponto de quebra, em azul) obtidos do resultado do modelo SWAN.

Tabela 4-1 - Altura de onda e profundidade no ponto de máxima dissipação no SWAN.

Hb	Profundidade (m)
< 0,5 m	0,36 m
> 0,5 e <1,0	1,4 m
>1,4	2,8 m

Tabela 4-2 - Profundidade média de ativação dos bancos observada.

	Profundidade de Ativação (m)
B1	0,28
B2	1,43
B3	3,26

Posição dos bancos e linha d'água e taxas de migração

A Figura 4-7 apresenta as posições das feições identificadas nas imagens. Em vermelho estão apresentadas as posições de linha d'água (LP), em verde o banco interno (B1), em azul o banco intermediário (B2) e em preto o banco externo (B3). Sobre a série temporal de cada feição está plotada sua tendência linear.

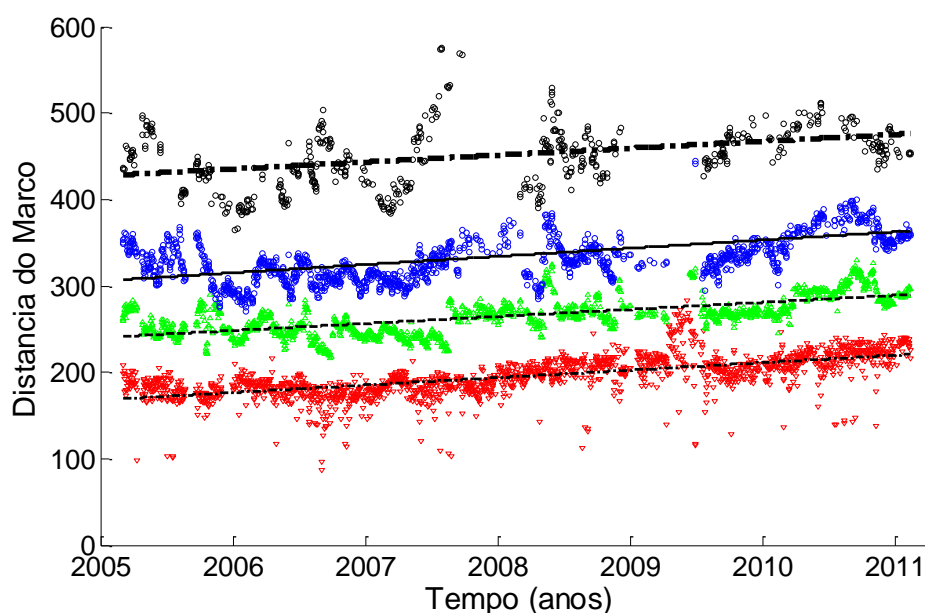


Figura 4-7. Série temporal da posição das feições identificadas nas imagens: linha d'água (LP) em vermelho, banco interno (B1) em verde, banco intermediário (B2) em azul e banco externo (B3) em preto.

Na Tabela 4-3 estão apresentados os valores médios, máximos e desvios padrão (dp) das posições das feições estudadas. Todos os dados têm como referência a posição do marco geodésico. A posição média da linha d'água calculada foi de 195m, do banco interno 264m, do intermediário 329m e do banco externo 447m do marco. Os valores calculados neste trabalho concordam com aqueles calculados por Guedes *et al.* (2010), que focaram seus estudos na morfodinâmica da praia do Cassino de abril a junho de 2005 através de imagens de vídeo e perfis praias. Os autores calcularam valores médios de posição das feições e chegaram aos seguintes valores: 238m, 299m e 437m respectivamente para os bancos interno, intermediário e externo Tabela 4-3. Os valores

são um pouco menores daqueles calculados neste trabalho, mas se apresentam dentro dos desvios padrão. Ainda assim, essa discrepância pode ser explicada pela migração do sistema em direção a offshore, discutida na próxima seção.

Tabela 4-3- Posições das feições em relação ao marco de referência. Valores em metros.

	LP	B1	B2	B3
Média	195	264	329	447
Máx.	282	329	444	575
DP	23	22	25	35
Média (Guedes, 2010)	---	238	299	437

O aumento dos valores dos desvios padrão do banco interno para o externo (22m, 25m e 35m, Tabela 4-3), indica que quanto mais offshore o banco, maior a variabilidade de sua posição. Segundo Komar (1998), ondas maiores tendem a quebrar nos bancos mais profundos (ou mais externos), e progressivamente menores ondas quebram sobre os bancos mais internos. Durante períodos de ondas com pouca altura, as mesmas tendem a se propagar sobre os bancos externos sem grandes transformações, e só quebram quando chegam a profundidades menores sobre os bancos internos. É conhecido também o fato de ondas maiores serem responsáveis por maiores alterações na posição de um banco (Gallagher *et al.*, 1998; Plant *et al.*, 1999 entre outros). Assim, os dois processos associados são responsáveis por um maior dp quando se trata das posições dos bancos mais profundos.

As taxas de migração dos bancos e da linha d'água estão apresentadas na Tabela 4-4. As taxas na direção mar afora tendem a ser maiores que as taxas na direção da praia. Este comportamento foi descrito por Plant *et al.* (1999) para a praia de Duck, EUA. Taxas de migração mar afora tendem a estar associadas a ondas maiores, que forcem maiores taxas de transporte de sedimentos, enquanto a migração para a costa está ligada a ondas mais baixas, e menores taxas de transporte de sedimentos. As ondas menores não quebram sobre os bancos, porém apresentam uma assimetria em direção à costa. Nesses casos, a água é rapidamente acelerada na passagem na face da onda mais íngreme, e desacelera sob a face menos íngreme. Estes gradientes na aceleração resultam em erosão à barlar e deposição à sotamar do banco, fazendo com que o mesmo migre em direção à costa (Hoefel & Elgar 2003).

Tabela 4-4- Taxas de migração (m/dia) médias e máximas para todas as feições

	Em direção à praia	Mar afora
Banco Interno		
Média	2,7	2,9
Max.	32,5	52,8
Banco Intermediário		
Média	3,2	3,5

Max.	41,0	40,8
Banco Externo		
Média	2,3	2,5
Max.	39,3	52,9
Linha d'água		
Média	9,2	8,3
Max.	118,7	103,4

A migração da linha d'água ocorre em uma ordem de magnitude maior que a dos bancos submersos. Isto ocorre porque a posição da linha d'água reflete o nível do mar atual, que é afetado pelo vento, ondas e gradiente de pressão atmosférica quase instantaneamente (Pugh 1987). Além disso, as taxas de migração dos bancos arenosos refletem o movimento da feição, o que implica em grandes volumes de sedimento transportado e interação com a hidrodinâmica local (Komar 1998).

Guedes *et al.* (2010) através de perfis praias e vídeo imagens na praia do Cassino entre abril e junho de 2005 observaram taxas de migração para o segundo banco de 9,3 m/dia em direção à praia e 11,6 em direção ao mar, valores que se encontram dentro dos intervalos observados nesse trabalho.

Os valores das taxas médias de migração na praia do Cassino são comparáveis (mesmo que sendo o dobro) aos valores encontrados em outros sistemas de múltiplos bancos, e seguem a tendência de maiores taxas na direção mar afora. Van Enckevort & Ruessink, (2003) apresentaram valores de 1,04 m/dia e 1,17 m/dia de taxas em direção à praia e mar afora no banco interno e 1,2 m/dia e 1,57 m/dia no banco externo na costa de Noordwijk, Holanda. Valores médios para Duck, NC, USA descritos por Wolf, (1997) também são da mesma magnitude dos valores calculados neste estudo.

As altas taxas de migração na praia do cassino podem estar relacionadas ao tamanho de grão do sedimento que compõe a praia, que é composto principalmente por areia muito fina. As outras praias usadas como comparação são compostas por sedimentos de areia fina para média. O sedimento mais fino é transportado mais facilmente, fazendo que as taxas de migração associadas sejam maiores.

Variabilidade de médio prazo (tendência)

Numa primeira avaliação da Figura 4-7 é possível notar a tendência geral de migração em direção ao mar (offshore) em todas as quatro feições mapeadas. Nos painéis B das Figura 4-8 a Figura 4-11 esta tendência também é mostrada.

Na Tabela 4-5 é possível observar a taxa de migração anual (em metros por ano) para cada feição, calculadas com base nas posições identificadas nas imagens.

Tabela 4-5 - Taxas de migração offshore (m/ano)

	B1	B2	B3	LP
Taxa	8,1	9,5	8	8,7

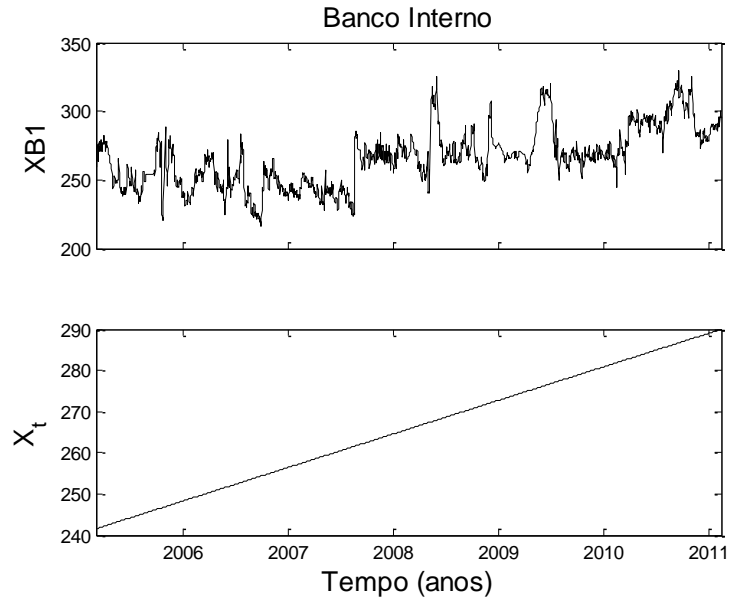


Figura 4-8 - Série temporal (acima) e tendência (abaixo) das posições relativas ao banco interno (B1).

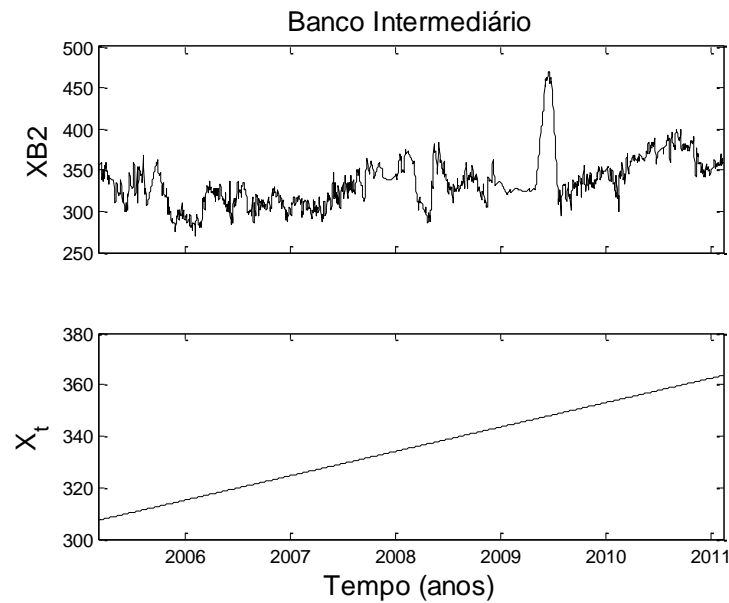


Figura 4-9- Série temporal (acima) e tendência (abaixo) das posições relativas ao banco intermediário (B2).

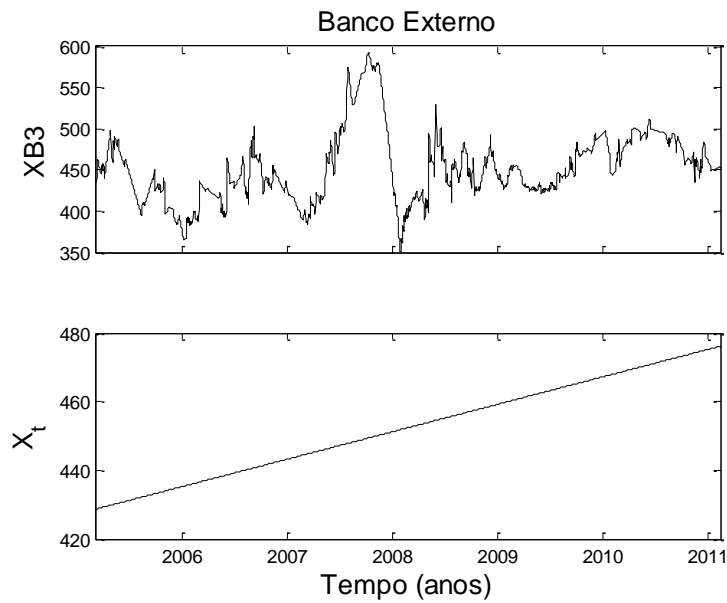


Figura 4-10- Série temporal (acima) e tendência (abaixo) das posições relativas ao banco externo (B3).

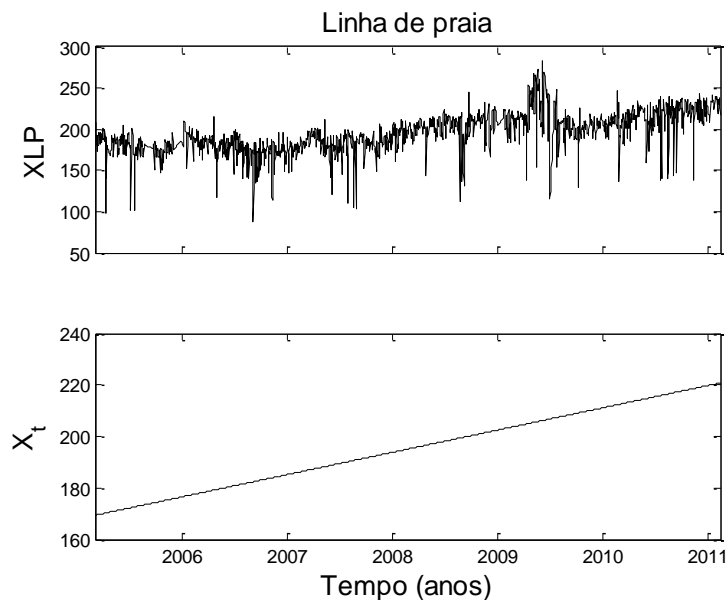


Figura 4-11- Série temporal (acima) e tendência (abaixo) das posições relativas à linha de praia (LP).

A migração de todo o sistema praial em direção ao mar foi também evidenciada por medições em campo. Desde 2006 o perfil praial no campo de visão das câmeras vem sendo monitorado através de perfis topo-batimétricos. Na Figura 4-12 e na Tabela 4-6 é possível observar o aumento no comprimento e no volume do perfil subaéreo e a migração da posição da linha d'água em direção a mar entre 2006 e 2012.

A Figura 4-13 evidencia o crescimento do campo de dunas e a migração da linha d'água em direção ao mar corroborando os dados do envelope dos perfis da Figura 4-12.

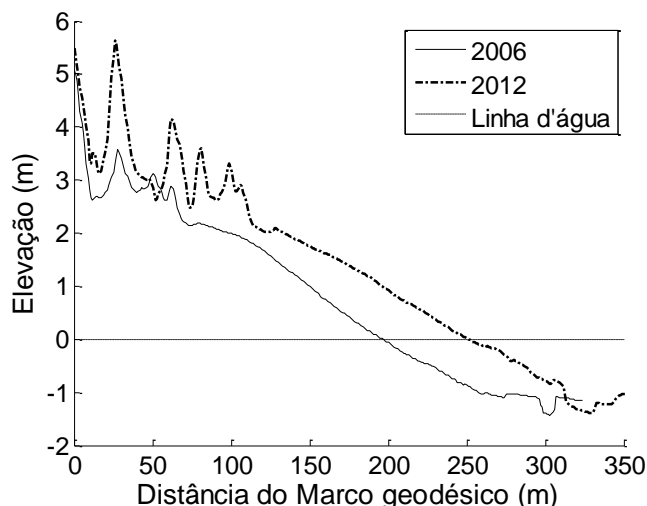


Figura 4-12- Comparação entre os perfis médios de 2006 (linha sólida) e 2012 (linha pontilhada) realizados na EMA. A linha tracejada indica o nível médio do mar.

Considerando todas as informações acima é possível afirmar que todo o sistema praiar está sob intenso processo de progradação.

Tabela 4-6- Variações na largura e volume do perfil da EMA.

Perfil Médio	Largura(m)	Vol. (m³)	Vol. /m (m³/m)
2006	196	376,06	1,92
2012	251	558,82	2,23
Var. total	55	182,77	0,31
Var. anual	9,2	30,46	0,05

Comparando a taxa de progradação, com as curvas de variação do nível do mar que indicam tanto estabilidade ou leve regressão (Angulo & Lessa 1997) quanto leve elevação (IPCC 2007) as evidências sugerem que o processo está associado ao balanço positivo de sedimentos que ocorre neste trecho da costa do RS.

O avanço do sistema praiar subaéreo em direção ao oceano tem sido demonstrado por alguns autores em diversas escalas espaciais e temporais.

Na escala de décadas através de imagens aéreas obtidas entre 1975 e 2000, nota-se progradação da linha de costa nas proximidades da região ao sul do molhe oeste tendo tal processo creditado à influência do molhe na deriva litorânea de SW-NE (Lélis & Calliari 2006). Adicionalmente, os autores localizaram a máxima acreção num ponto a 8 km ao sul da desembocadura da Lagoa dos Patos (região da Querência), numa taxa de 3,12 m/ano e atribuíram tal acreção à presença do banco de lama e a atenuação das ondas na região. Da mesma forma (Oliveira 2011), através de imagens aéreas

identificou uma aceleração da acreção na região da Querência entre 2000 e 2009, com taxas médias de 10m/ano e máximas de 12 m/ano.

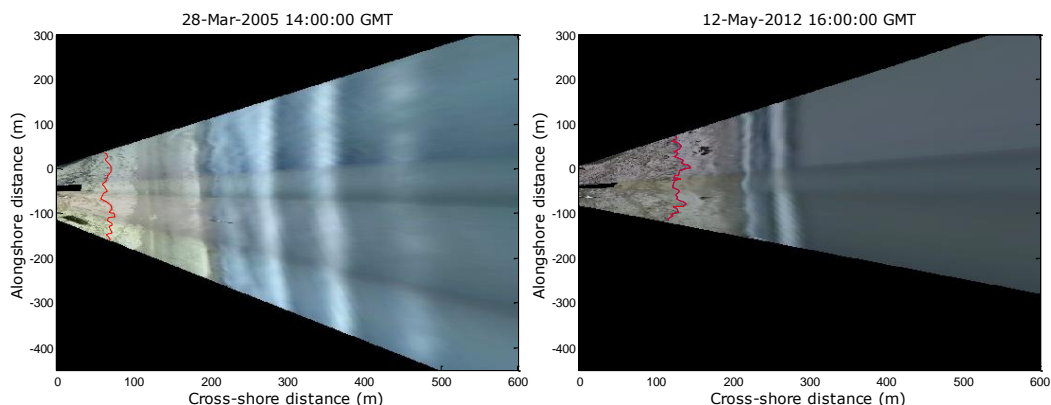


Figura 4-13- Posição da base da duna frontal (linha em vermelho) em março de 2005 (painel esquerdo) e maio de 2012 (painel direito). As distâncias nos eixos x e y têm como referência a posição do marco geodésico.

Estudando taxas de transporte de sedimentos longitudinalmente à costa, Martinho *et al.*(2009) encontraram uma gradação em tais taxas. Os valores líquidos (em direção a NE) aumentam do Chuí em direção ao Albardão (ponto mais extremo da projeção costeira) e diminuem em direção ao Cassino. Ou seja, existe um grande transporte de sedimentos longitudinalmente em direção ao Cassino, porém pouco sedimento é transportado do Cassino em direção à NE, evidenciando mais uma vez o balanço de sedimentos altamente positivo na região.

Outro fator que tem sido utilizado por vários autores como explicação para o acúmulo de sedimentos na região da Querência é a atenuação da energia das ondas devido aos depósitos de lama existente na antepraia e plataforma interna. Ao se propagar sobre esses depósitos a energia de ondas pode ser atenuada em até 40% antes de chegar à zona de surfe (Vizon et al. 2008). Tal atenuação diminuiria consequentemente o poder de transporte de sedimentos pelas ondas e pelas correntes oriundas das mesmas favorecendo gradientes laterais que amplificam a deriva litorânea líquida de SW para NE na costa do RS.

Rocha (2010), estudando os efeitos da lama na atenuação das ondas na praia do Cassino, observou que a maior taxa de decaimento de energia ocorreu com as ondas com períodos compreendidos entre 6,25 e 3,75 s ($0,16 < f \leq 0,26$ Hz). Em suma, viu-se que o mar local (representado pelas ondas mais curtas da faixa 4) sofreu maior atenuação de energia, porém não foi identificado um padrão de atenuação das ondas em função da agitação marítima.

Variabilidade a curto prazo

As Figura 4-14 a Figura 4-17 apresentam o resultado da decomposição das séries temporais de posição média das feições. Em cada figura está apresentado em A, B, C e D os comportamentos interanual, sazonal, mensal e semanal respectivamente.

A componente mais característica identificada nas figuras citadas acima é o sazonal (painel B nas Figura 4-14 a Figura 4-17), onde os bancos tendem a estar próximos à costa ao final do verão e mais distantes ao final do inverno, e a linha de praia apresenta o comportamento oposto. Tanto o comportamento dos bancos como da linha de costa reflete o padrão do clima de ondas da região. Assim, a presença de maior energia de ondas e entrada de frente frias durante o inverno faz com que os bancos estejam mais ao largo e a linha de praia mais próxima ao continente devido aos eventos de alagamento mais frequentes. No verão, com menor energia de ondas, os bancos tendem a migrar em direção à costa e largura da praia aumenta.

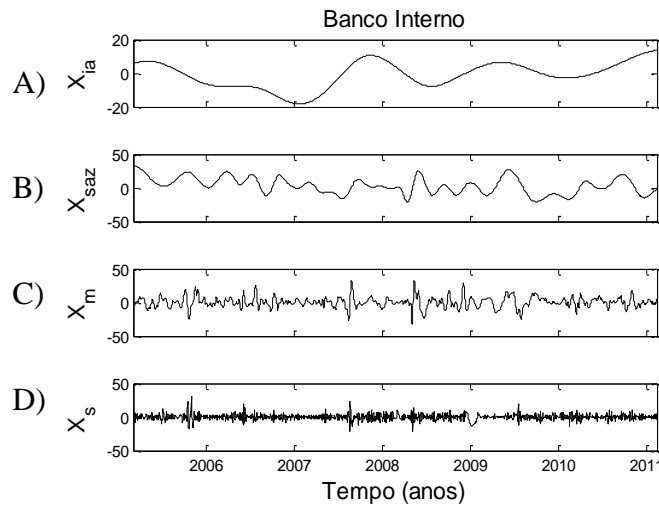


Figura 4-14- A) Componentes interanual, B) sazonal), C) mensal e D) semanal relativas às posições do banco interno.

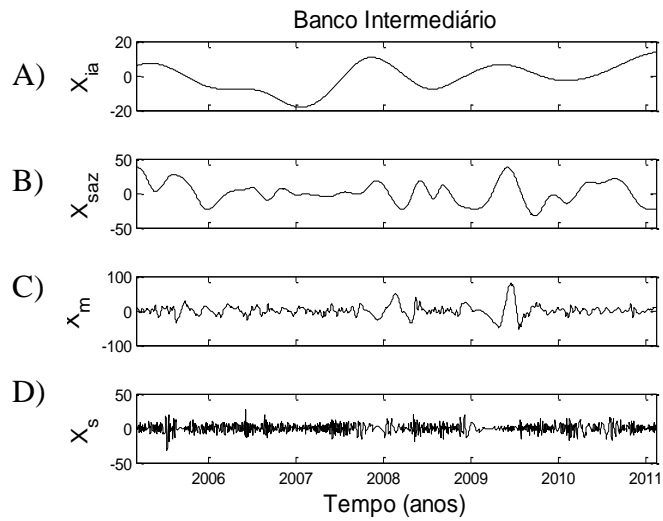


Figura 4-15– A) Componentes interanual, B) sazonal), C) mensal e D) semanal relativas às posições do banco intermediário.

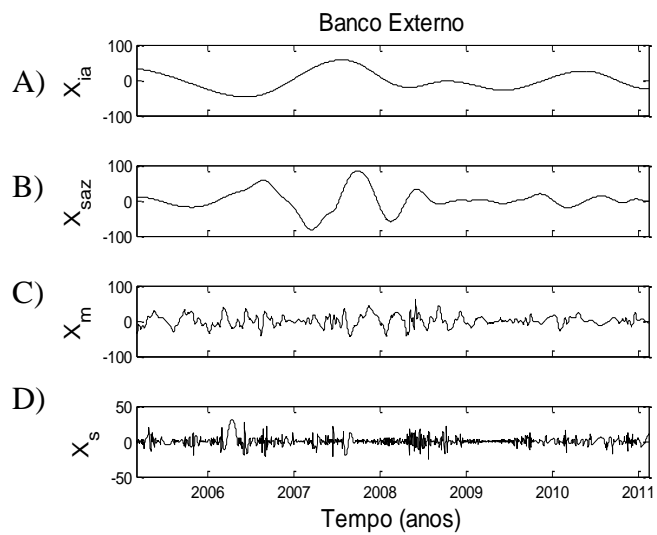


Figura 4-16- A) Componentes interanual, B) sazonal), C) mensal e D) semanal relativas às posições do banco externo.

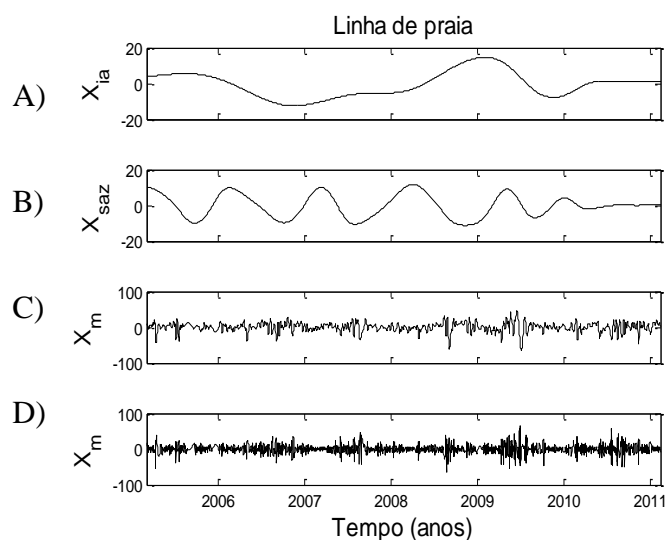


Figura 4-17– A) Componentes interanual, B) sazonal, C) mensal e D) semanal relativas às posições da linha de praia.

É possível notar pelas diferenças nos eixos y de cada figura que, cada componente é responsável pela variabilidade das feições em diferentes escalas, e essa parcela varia entre componentes e bancos. Os percentuais de variabilidade de cada componente estão apresentados na Tabela 4-7. No que se refere aos bancos interno e intermediário, fica claro que a tendência, ou seja, a variabilidade a médio prazo, é a componente mais significativa na sua variabilidade total. Mas no que tange à variabilidade a curto prazo, a componente sazonal domina a variabilidade do primeiro banco, seguida da mensal. Já no segundo banco, ambas apresentam contribuições semelhantes, sendo a mensal pouco mais importante. Nesses bancos, as componentes semanal e interanual são as que apresentam menor importância.

No banco externo, diferentemente dos demais, a componente principal é a sazonal, seguida da interanual, mensal, tendência e a menos importante é a semanal.

Na linha de praia, a componente semanal (a menos significativa em todos os bancos) é a mais importante.

Tabela 4-7- Percentuais de variância relativa de cada componente com relação a variância total das feições. Tend. se refere à tendência, Ia. à componente inter anual, Saz à componente sazonal, Men. à mensal e Sem. à semanal.

	Tend. (%)	Ia. (%)	Saz. (%)	Men. (%)	Sem. (%)
B1	40	13	30	13	3
B2	31	7	28	30	3
B3	9	35	43	12	2
LP	8	7	27	22	36

Numa análise semelhante, porém com uma série de dois anos de dados, Pereira *et al.*, (2012) encontraram nos três bancos, a componente semanal como dominante na variabilidade dos bancos na praia do Cassino. Tal discrepância com relação aos resultados obtidos nesse trabalho pode estar ligada principalmente à abrangência da série de dados. Numa série mais curta, diversos ciclos importantes para a variabilidade dos dados podem não ser bem ‘resolvidos’, o que acaba gerando uma informação distorcida de que tais períodos não são importantes na variabilidade total da série.

Utilizando uma abordagem parecida, van Enkevort & Ruessink, (2003) analisaram uma série de 3,5 anos de dados em uma praia com dois bancos na Holanda. Em suas análises os autores encontraram que a componente de maior período (tendência interanual) é responsável por mais de 80% da variabilidade de ambos os bancos. Os autores explicam essa dominância é comum em locais dominados pelo fenômeno chamado NOM (net offshore migration) com período maior de 4 anos.

Durante esse fenômeno, um banco novo surge próximo à costa enquanto o mais antigo e mais externo migra rumo ao oceano. Esse ciclo é normalmente composto por três fases: geração, migração e decaimento (Ruessink & Terwindt 2000). A fase de geração normalmente ocorre próximo à linha de praia, com um banco desprendendo-se da mesma. A fase de migração representa o período no qual o banco migra costa afora. Na etapa de decaimento o banco que migra aumenta a largura e diminui altura, reduzindo a sua competência na dissipação da energia das ondas (Pereira *et al.*, 2012).

Pereira *et al.*, (2012) observaram uma ocorrência de NOM na praia do Cassino no início de agosto de 2005 com uma característica bastante particular. A fase de geração do novo banco ocorre não próximo à linha de praia, mas sim no banco intermediário, que foi se tornando cada vez mais largo, até se dividir em dois, dando origem ao novo banco que iria migrar em direção a offshore e ocupar o lugar do atual banco externo. Segundo Ruessink *et al.* (2003) o período do fenômeno pode variar entre 3,3 a 15,1 anos.

Foi observada uma segunda ocorrência do fenômeno descrito acima no início de 2008. O surgimento do novo banco, assim como observado por Pereira *et al.*, (2012), ocorreu no banco intermediário, e não junto à linha de costa. O período entre as duas observações foi de aproximadamente 2,5 anos, pouco menor que os períodos observados por Ruessink *et al.* (2003).

As diferenças entre a importância relativa da tendência entre as feições também pode estar associada à amplitude dos movimentos dos bancos nas outras componentes. Nos dois bancos mais internos, que sofrem influência de ondas de menor altura, os movimentos de maior frequência são ‘pequenos’, em relação à tendência de acreção, assim, sua importância na variabilidade total da série é diminuída. Já no terceiro banco, que sofre influência das maiores ondas, os movimentos sazonais têm escala espacial maior, que se assemelham à variabilidade a médio prazo.

Na linha de praia o raciocínio é o mesmo, sendo os movimentos de menor escala muito maiores que os de escala maior.

Um bom exemplo pode ser a comparação entre a taxa de migração a médio prazo da linha de praia (Tabela 4-5, 8,7 m/ano) e a taxa de migração máxima da série (Tabela 4-4, 118 e 104 m/dia, em direção à praia e ao oceano respectivamente. Percebe-se a diferença de duas ordens de grandeza entre os movimentos, o que reflete diretamente nos percentuais de variabilidade relativa.

Efeitos da lama

Entre o final de 2008 e início de 2009 ocorreram três eventos de deposição da lama na praia do Cassino (Machado 2013) que puderam ser observados através das imagens do sistema de vídeo monitoramento.

A utilização de sondagens para identificar a presença ou não de lama fluída é uma metodologia muito utilizada em portos e há vários anos vêm sendo aplicada também em trabalhos científicos. A presença de lama fluída produz o efeito de “eco duplo” no registro acústico, onde a primeira superfície observada é a interface superior da camada de lama fluída e a segunda é a interface do sedimento consolidado (Schettini et al. 2009; Fontein & Wal 2006; Teeter 1994).

No painel superior da Figura 4-18 está apresentada uma batimetria realizada em 28 de março de 2009 em frente à estação ARGUS na EMA. Nesta sondagem foi possível observar os dois bancos mais externos além da presença maciça de lama fluída sobre o fundo (área em bordô). Em amarelo estão representadas as linhas de sondagem. A presença deste material foi detectada através da presença do “eco duplo” no registro da ecossonda, como pode ser visualizado no painel inferior da Figura 4-18.

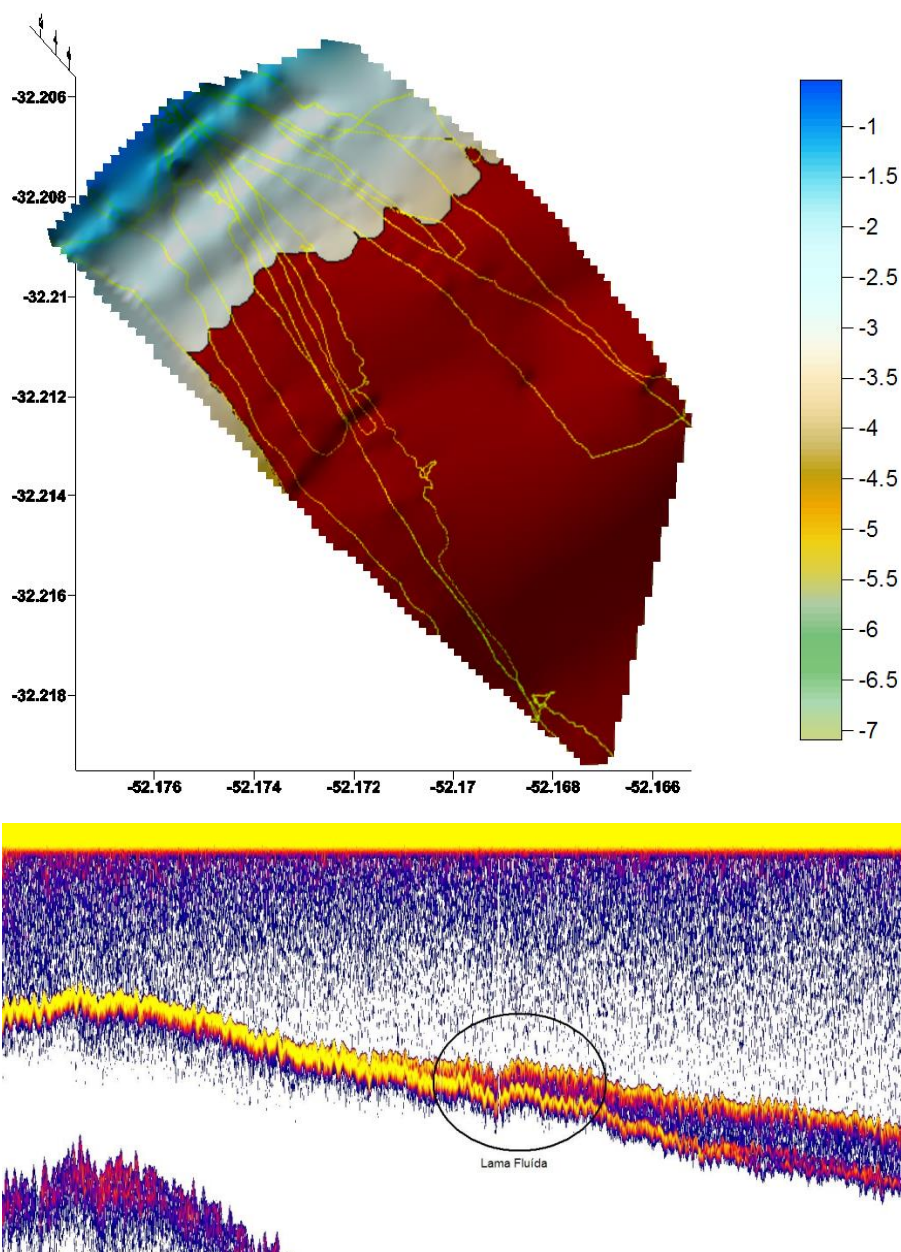


Figura 4-18 - Acima - Mapa batimétrico obtido em 28 de março de 2009. Em bordô está destacada a região coberta por lama fluida. Abaixo – Registro da ecossonda evidenciando registro típico de presença de lama fluida sobre o fundo.

Ao observarmos uma série de imagens *timex* desse período (Figura 4-19) fica clara a influência da presença de lama na ausência de ondulação na zona de surf, sendo que mesmo com a presença de ondulação incidente entre 0,2 e 1m (painel inferior), situações em que deveriam ser observadas arrebenhações pelo menos no B1 e B2 (Tabela 4-1), não existem quebras de ondas e dinâmica dos bancos durante a presença de lama (mosaicos nos painéis superiores).

Calliari *et al.* (2007) descreveram as principais consequências da presença de lama na costa do RS. Em seu artigo os autores descrevem a ausência de zona de

arrebentação na presença de lama como um dos principais efeitos em curto prazo de tais depósitos.

Pereira *et al.* (2011) estudaram a atenuação das ondas na zona de surfe através de vídeo e amostragem *in situ* em um evento em fevereiro de 2008. Os autores descrevem o comportamento do depósito de lama ao chegar à praia e sua influencia no espectro de ondas na zona de surf, que, assim como observado em 2009 fica praticamente ausente.

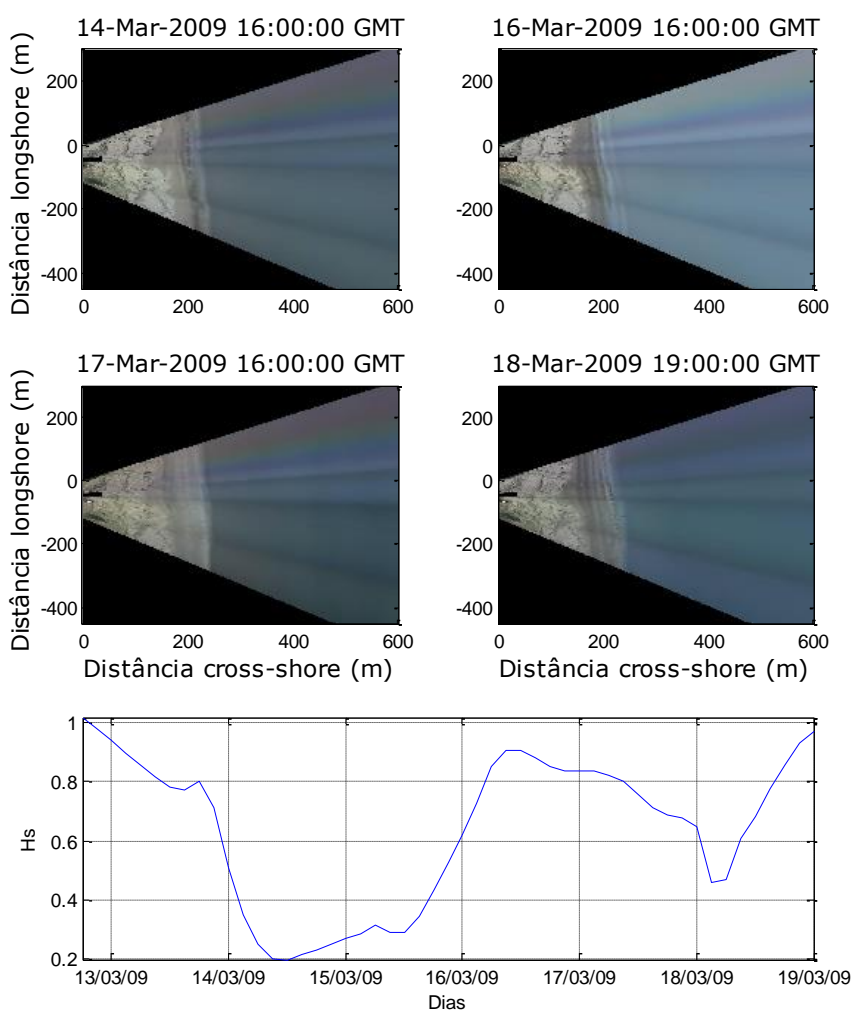


Figura 4-19 – Nos quatro painéis superiores: mosaicos do sistema Argus Cassino evidenciando a ausência de arrebentação entre 14 e 18 de março de 2009. No painel inferior: Hs incidente entre 13 e 19 de março de 2009.

Nas Figura 4-20 a Figura 4-23 estão apresentadas análises de ondaletas das séries temporais de posição de cada banco e da linha de praia e suas componentes sazonal, mensal e semanal. A componente interanual e a tendência foram omitidas por não serem relevantes na atual discussão.

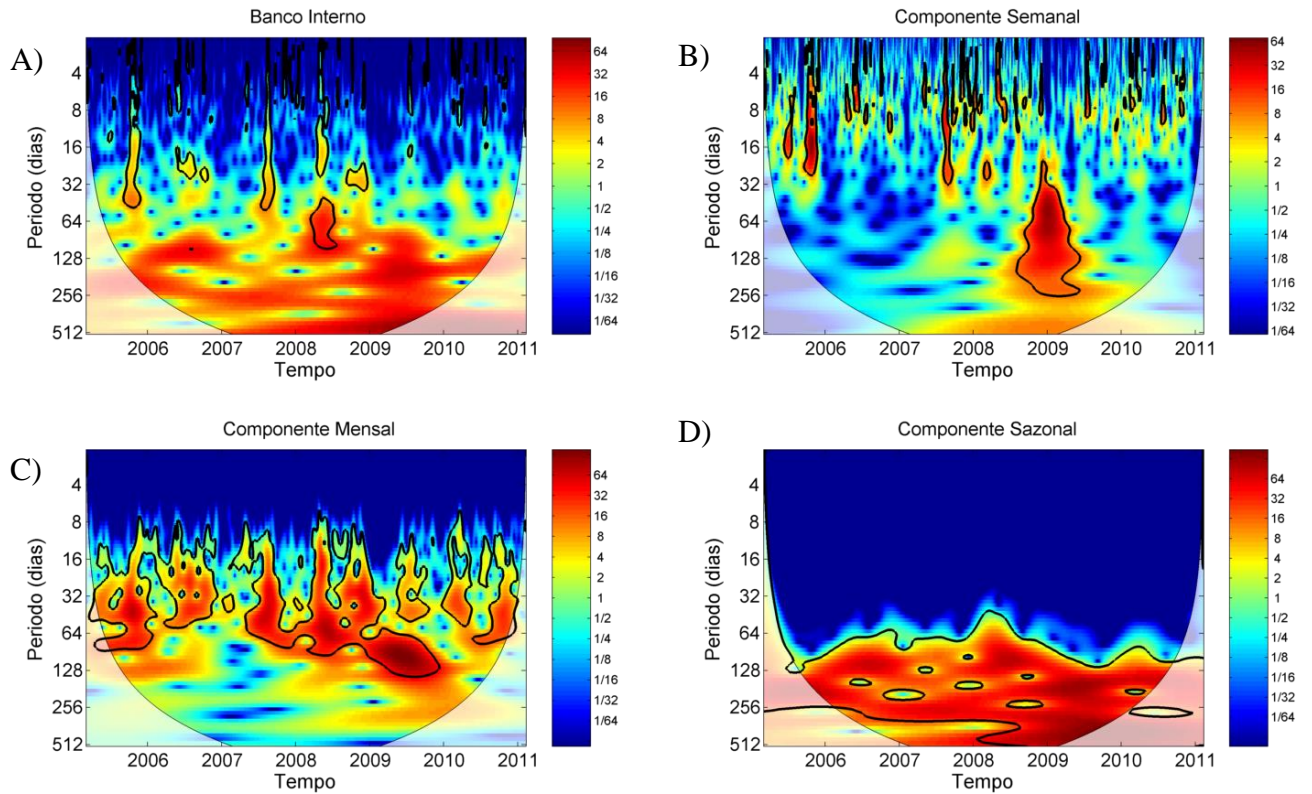


Figura 4-20 - Análises de ondaletas da série de posições do banco interno e suas componentes.

A) Série completa. B) Componente semanal. C) Componente Mensal. D) Componente Sazonal.

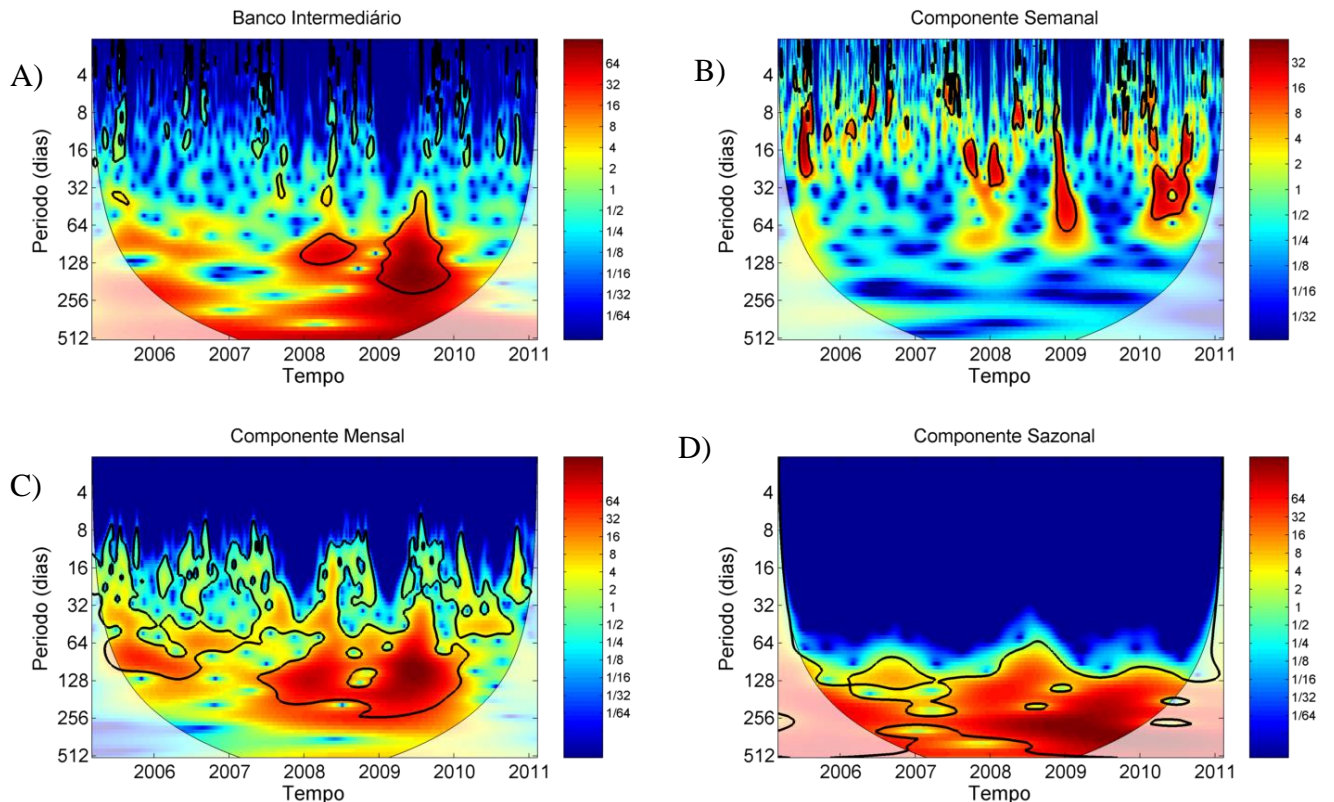


Figura 4-21 - Análises de ondaletas da série de posições do banco intermediário e suas componentes. A) Série completa. B) Componente semanal. C) Componente Mensal. D) Componente Sazonal.

O eixo 'x' das figuras está relacionado ao tempo, e o eixo 'y' ao período de oscilação. As cores indicam a intensidade de energia relacionada aquele período naquele determinado ponto no tempo. Os tons em direção ao vermelho indicam maior energia, e ao azul menor energia.

No quadro A das figuras dos bancos fica bem claro uma região de azul intenso no primeiro semestre de 2009 nos três bancos que indicam uma brusca diminuição de energia num intervalo relativamente grande de períodos de oscilação.

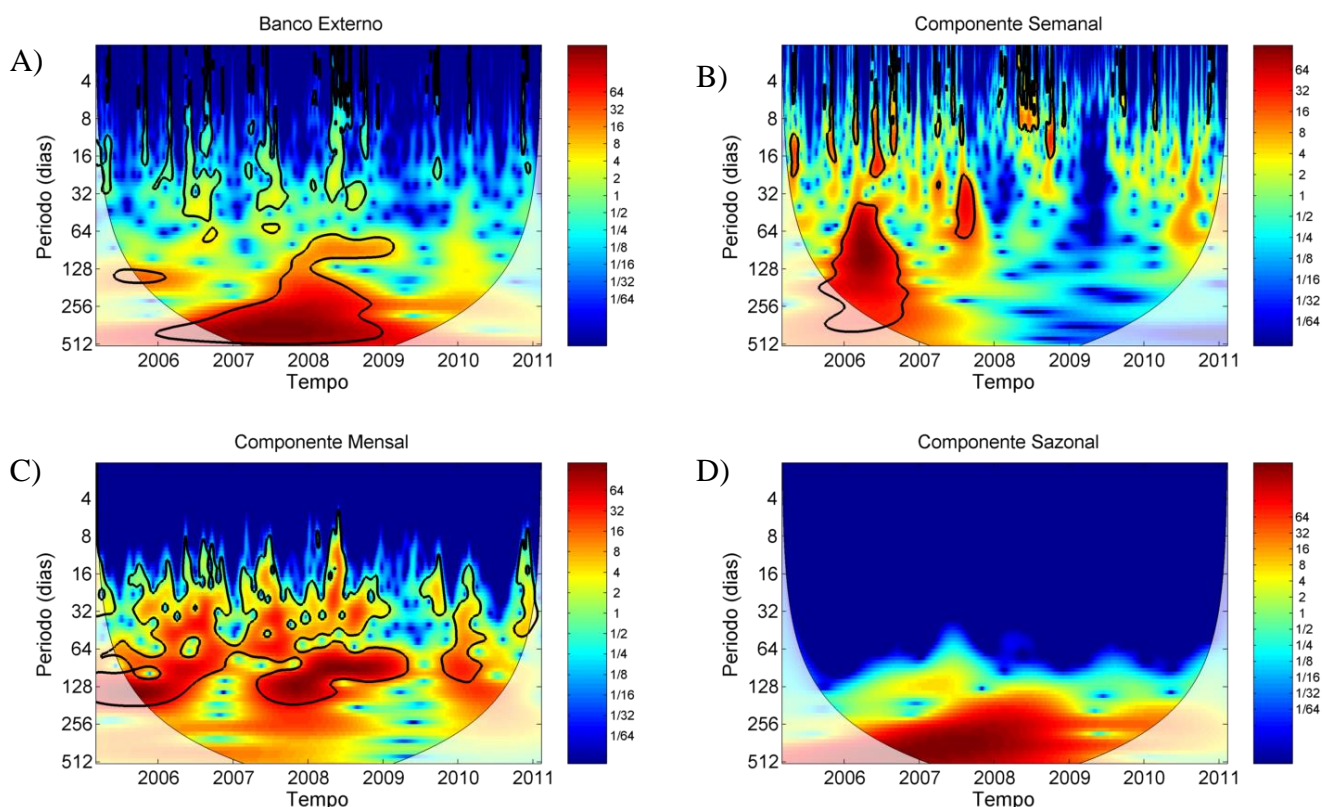


Figura 4-22 - Análises de ondaletas da série de posições do banco externo e suas componentes.

A) Série completa. B) Componente semanal. C) Componente Mensal. D) Componente Sazonal.

Essa diminuição na variabilidade da posição dos bancos pode ser bem percebida nas componentes semanal e mensal, no caso dos bancos, mas passa despercebida na componente sazonal, e afeta períodos de oscilação de até +- 40 dias.

Esses resultados indicam que a presença de depósitos de lama na praia e zona de surfe tem impacto direto na variabilidade dos bancos, principalmente nas componentes de curto prazo semanal e mensal. Tal influência ocorre devido à atenuação das ondas (Pereira et al. 2011; Calliari et al. 2007; Rocha 2010), e essa diminuição na ondulação acaba por ocasionar a ausência de quebra de ondas e de movimento nos três bancos estudados.

Já na linha de praia tal efeito não é observado. Na Figura 4-23 não é possível notar alguma variação anômala na variabilidade no período dos depósitos de lama. Isso

se deve ao fato de a linha de praia variar de posição pela influência de alguns outros fatores além da quebra de ondas, como vento e pressão atmosférica. Como esses outros fatores não são anulados pela presença da lama na zona de surf, a variabilidade da linha de praia acaba por não sofrer variação tão brusca como a dos bancos, que dependem principalmente do transporte de sedimentos gerados pela passagem e quebra das ondas para se movimentar.

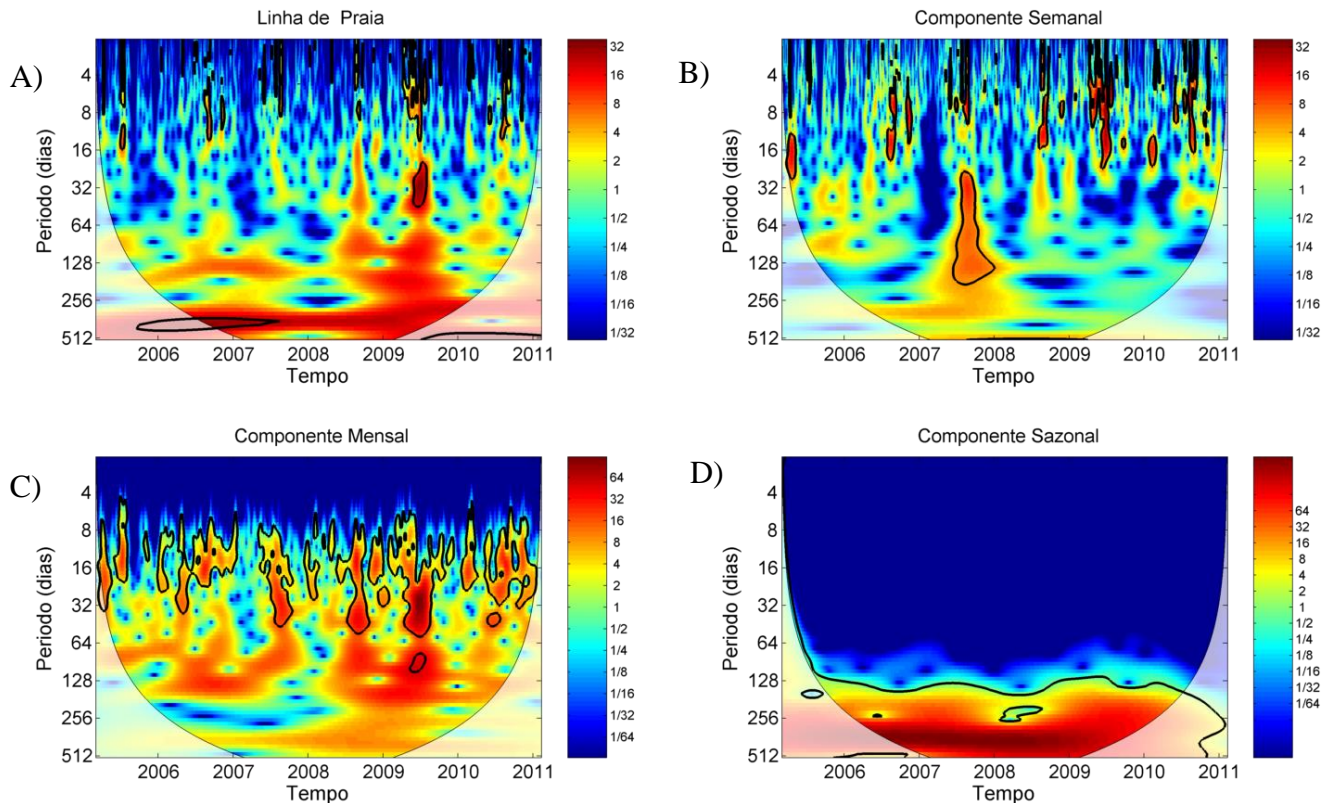


Figura 4-23- Análises de ondaletas da série de posições da linha de praia e suas componentes. A) Série completa. B) Componente semanal. C) Componente Mensal. D) Componente Sazonal.

4.3. CONCLUSÕES

Com relação à ativação dos bancos arenosos, foi observado que ondas de até 0,5m são responsáveis pela ativação somente do banco interno, em profundidades de aproximadamente 0,3m, ondas maiores que 0,5 e menores de 1,0m, são as responsáveis pela ativação da zona de surfe a partir do banco intermediário, a profundidades de aproximadamente 1,4m e ondas maiores de 1,4m ativam a zona de surfe desde o banco externo, em profundidades por volta dos 3m.

As taxas de migração mar afora são maiores que as para a praia. Sob a ação de maiores ondas as taxas no banco externo são maiores que dos bancos internos. Provavelmente devido a sua composição de areia muito fina, as taxas de migração na praia do Cassino são maiores quando comparadas a outros sistemas de múltiplos bancos.

As séries temporais de posição dos bancos e da linha de praia, além de perfis praias demonstraram que todo o sistema praias do setor Querência na praia do Cassino está migrando mar afora numa taxa de aproximadamente 9 m/ano, devido ao balanço de sedimentos extremamente positivo.

Diferentemente do que foi observado por Pereira *et al.* (2012) ao analisar uma série de dois anos, a análise da série temporal mais longa (seis anos) evidenciou que a componente mais importante na variabilidade dos bancos é a tendência de migração mar afora. Em menor escala, a componente sazonal domina a variabilidade dos bancos, seguida da mensal e com menos importância a semanal. Na variabilidade da linha d'água a componente de mais alta frequência (semanal) é a dominante. Tal diferença se dá pela maior mobilidade da linha d'água que varia em escala muito maior e sofre maior influência de variáveis meteorológicas como vento e pressão.

Foi observada mais uma ocorrência do fenômeno NOM, além da observada por Pereira *et al.* (2012), o que possibilitou o cálculo do período do fenômeno que é de 2,5 anos.

A presença de lama na zona de arrebentação, através da atenuação das ondas incidentes e a consequente inibição da quebra de ondas causou a ausência de variabilidade, principalmente nas componentes mensal e sazonal nos bancos arenosos, tal efeito não foi percebido na variabilidade da linha de praia.

5. VARIAÇÕES DO NÍVEL D'ÁGUA

As oscilações do nível do mar respondem continuamente às interações astronômicas, oceanográficas e atmosféricas em uma ampla gama de períodos (Truccolo *et al.*, 2006). Assim, todos os registros de nível do mar contém um complexo espectro de assinaturas, que incluem as marés com períodos de menos de um dia até as mudanças eustáticas globais que ocorrem com períodos seculares. Existe uma pequena área neste espectro, entre 3 e 15 dias, que combina variações de pressão atmosférica e vento que afetam o nível do mar. Esta influência meteorológica produz fluxos de baixa oscilação no nível do mar, conhecidos como marés meteorológicas, que podem se propagar ao longo ou em direção à linha de costa (Truccolo *et al.*, op. cit.). Segundo Pugh (1987), a maré meteorológica pode ser definida como a diferença entre a maré observada e a maré astronômica, podendo ser desta forma negativa ou positiva (“*storm surge*”).

Este fenômeno consiste de dois componentes principais: a fricção do vento sobre a superfície do mar resulta na transferência de momentum da atmosfera para o oceano, e assim, ventos intensos com uma longa pista oceânica sopram em direção ao continente e “empilham” água na zona costeira (“*wind setup*”), enquanto a baixa pressão barométrica associada às rotações ciclônicas faz aumentar o nível do oceano (efeito do barômetro inverso – “*barometric setup*”) (Pugh, 1987; Benavente *et al.*, 2006).

Adicionalmente à maré meteorológica, um terceiro fator, o da arrebentação das ondas, resulta também no aumento do nível da água na zona de surfe (“*wave setup*”) atingindo áreas mais interiores que as ondas normais, pelo fato de transferir a zona de arrebentação em direção à costa (Benavente, op. cit.). Desta forma, as marés meteorológicas positivas podem ser intensificadas dependendo da amplitude e período das ondas, que geralmente acompanham os eventos mais significativos.

A combinação da maré meteorológica positiva com o alto *setup* de onda pode resultar em erosão do cordão de dunas e também de obras de defesa costeira, principalmente quando estas tempestades coincidem com marés astronômicas de sizígia e, desta forma, erosão e inundações podem ocorrer em áreas onde normalmente não ocorrem (Benavente et al. 2006).

No sul e sudeste do Brasil as elevações de nível são causadas por ventos do quadrante sul que têm sido associados a sistemas frontais e vórtices ciclônicos. No RS esses eventos raramente excedem 2m de amplitude, porém o aumento do nível do mar incrementa consideravelmente o poder erosivo das ondas incidentes (Calliari et al. 1998; Saraiva et al. 2003).

A hipótese deste capítulo postula que o nível d'água observado dentro da Lagoa dos Patos e o nível estimado para a praia do Cassino respondem às variáveis meteoceanográficas de maneira semelhante, e assim o nível na Lagoa pode ser utilizado

para identificar situações de inundação na Praia do Cassino, uma vez que nesta não existem medições de nível.

Os objetivos específicos são:

- Relacionar o nível estimado na praia ao nível observado na Lagoa e ambos à intensidade das variáveis meteorológicas disponíveis;
- Identificar os eventos de inundação na praia e relacioná-los e às situações sinópticas associadas, além de ondas, vento e gradiente de pressão;
- Sugerir uma classificação aos eventos de inundação utilizando como parâmetro sua amplitude máxima.

5.1. METODOLOGIA

Estimativa do nível na praia

Levando em conta a ausência de dados nível na costa *in situ*, o nível d'água foi estimado utilizando uma combinação entre a informação da posição da linha d'água com relação ao marco geodésico (descrita na seção anterior) e a informação de perfil praias mais próxima à data de cada imagem. Foi localizada no perfil a cota correspondente ao ponto relacionado à linha d'água em cada imagem. Este tipo de abordagem já foi utilizado com sucesso por Parise *et al.* (2009) também na praia do Cassino.

É importante ressaltar que o nível estimado corresponde à máxima cota de inundação, que inclui a maré astronômica, a maré meteorológica e o *runup* gerado pelas ondas.

Nível na Lagoa

Foram utilizados os dados de nível coletados da Estação de Praticagem da Barra de Rio Grande (de agora em diante simplesmente Praticagem) (Figura 5-1). A Praticagem (Figura 5-1) se localiza na desembocadura da Lagoa dos Patos, onde o nível d'água, teoricamente, responde às forçantes (meteorológicas e astronômicas) de maneira muito próxima à costa, com exceção ao efeito do setup das ondas, que é muito importante na costa e não dentro da Lagoa. Além disso, a descarga da Lagoa pode gerar variações de nível que não ocorrerão na costa (Möller, 2014, comunicação pessoal). Assim, será investigada a possibilidade de o nível observado dentro da lagoa ser utilizado como proxy para maré meteorológica na costa.

Para podermos comparar e relacionar os dados de nível da Praticagem com os dados obtidos na praia (imagens e perfis) foi necessário fazer uma correção, uma vez que os dados da praia estão relacionados a um nível de referência (RN) do IBGE e os da Praticagem estão referenciados a um RN da Marinha do Brasil, e os RN's dos diferentes órgãos têm referências distintas. Assim a relação entre os referidos RN's foi obtida por

um nivelamento obtido como resultado do Projeto TRANSAQUA – CTAQUA – FINEP, realizado em Cooperação Técnica pela Superintendência do Porto do Rio Grande e FURG, através do GEOTEC Porto do Rio Grande, Laboratório de Tecnologia de Geoinformação, e gentilmente cedido para esse trabalho.

Maré Astronômica

Os dados referentes à maré astronômica foram obtidos da tábua de maré, disponibilizada gratuitamente na página da Marinha do Brasil na internet, no link: <http://www.mar.mil.br/dhn/chm/box-previsao-mare/tabuas/>. A estação utilizada foi a do Porto de Rio Grande, que é a mais próxima ao local de estudo, porém está localizada, assim como a Praticagem, dentro do estuário da Lagoa dos Patos. Assim, esses dados de maré podem ter efeitos da alteração da onda de maré causados por sua propagação no estuário que não existem na costa.



Figura 5-1 - Localização da Estação Marinha de Aquicultura (EMA) e Estação de Praticagem da Barra do Rio Grande.

Identificação e classificação dos eventos de inundação

A identificação dos eventos de inundação foi feita com base nos dados estimados de nível. Cada dia em que o nível d'água superou o limite de dois desvios padrão do nível médio do ano corrente foi classificado como um evento de inundação. Dias contínuos com presença de inundação foram considerados parte do mesmo evento. Metodologia similar foi usada por Campos *et al.* (2010) na identificação de eventos extremos.

Os eventos identificados foram classificados de acordo com a cota máxima de alagamento. Eventos que atingiram no máximo a cota de 1,5 m foram classificados como eventos de pequena amplitude, entre 1,5 e 2 m, amplitude média e acima de 2 m como grande amplitude.

Dados de Vento

Sendo o vento uma das principais forçantes nas alterações do nível na região, dados de vento foram utilizados na análise dos dados de nível.

Foram utilizados dados horários de vento da estação meteorológica na torre da Praticagem.

Modelagem Analítica

A fim de investigar a contribuição de cada componente não astronômico que contribui para a elevação do nível durante os eventos (ondulação, vento e gradiente de pressão) foi aplicado o modelo analítico de Benavente *et al.* (2006) modificado por Maia (2011) para a costa do RS com algumas alterações.

O modelo utiliza equações já consolidadas na bibliografia para calcular a contribuição de cada componente à elevação do nível do mar.

Assim, o nível do mar total é dado por:

$$\eta_t = \eta_v + \eta_o + \eta_p + \eta_m$$

Equação 5-1 - Modelo analítico para o cálculo da elevação do nível do mar durante tempestades.

onde,

η_t é a elevação do nível total;

η_v é a elevação do nível induzida pelo vento (wind set-up);

η_o é a elevação do nível induzida por onda (wave run-up);

η_p é a elevação do nível induzida pela pressão atmosférica (barometric set-up);

η_m é a elevação do nível induzida pela maré astronômica.

Para o cálculo da elevação do nível induzido pelo vento, foi utilizada a equação proposta por (Csanady 1982) para ventos paralelos à costa (Equação 5-2).

$$\eta_v = \frac{u_*^2}{fc} \left[(ft) e^{-\frac{x}{R}} \right]$$

Equação 5-2 - Elevação do nível induzido pelo vento.

Onde,

η_v é elevação do nível induzido pelo vento (wind set-up) (m);
 u^* é o atrito do vento na superfície da água (m/s^{-1});
 f é o parâmetro de Coriolis (1/s);
 c é celeridade de onda em águas rasas (m/s);
 t é o tempo de duração do evento (s);
 x é a distância do ponto da elevação desejada até a costa, adotada neste trabalho como 0m (por desejar-se a elevação do nível na costa);
 R é o raio de deformação de Rossby (m).

Onde,

$$f = 2\Omega \sin \alpha$$

Equação 5-3 - Cálculo do Parâmetro de Coriolis.

$$c = \sqrt{gH}$$

Equação 5-4 - Cálculo da velocidade de propagação (celeridade) de ondas em águas rasas.

$$R = \frac{c}{f}$$

Equação 5-5 - Cálculo do Raio de deformação de Rossby.

Sendo,

$\Omega = 7,292 \times 10^{-5}$;

$\alpha = -32^\circ$;

$g = 9,8$ m/s;

H = profundidade média da plataforma, adotada neste trabalho, assim como em Maia (2011) como 100m.

E também,

$$u_*^2 = \frac{\tau}{\rho_a}$$

Equação 5-6 - Stress do vento na superfície da água.

Sendo,

ρ_a = densidade da água (1024 kg/m³);

τ = tensão de cisalhamento do vento:

$$\tau = \rho_{ar} C_d V^2$$

Equação 5-7 - Cálculo da tensão de cisalhamento do vento.

Sendo,

ρ_{ar} = densidade do ar ($1,25$ kg/m³);

V = velocidade do vento (m/s);

C_d = coeficiente de arrasto do vento, dependente da velocidade do vento e oriundo de Garratt (1977):

$$C_d = \frac{1}{1000} \left(\frac{15}{20} + \frac{40 * V}{600} \right)$$

Equação 5-8 - coeficiente de arrasto do vento

Para o cálculo do setup de ondas e do runup na costa, ambos fruto da quebra das ondas na zona de surf, foi utilizada a equação proposta por Stockdon *et al.* (2006), que já foi utilizada na região de estudo por Sobral *et al.* (2013) com bons resultados:

$$\eta_o = 1.1 \left\{ 0.35\beta(H_o L_o)^{1/2} + \frac{[H_o L_o(0.563\beta^2 + 0.004)]^{1/2}}{2} \right\}$$

Equação 5-9 - Cálculo da elevação pela ação da quebra das ondas de Stockdon *et al.* (2006).

Onde,

H_o é a altura significativa de onda em águas profundas;

L_o é comprimento de onda em águas profundas, dado por:

$$L_o = 1.56T^2$$

Equação 5-10 – Equação do comprimento de onda em águas profundas, da teoria linear.

T é o período de pico das ondas;

β é declividade da face da praia em graus, adotada neste trabalho como 2,6°, obtido dos perfis praias.

A elevação do nível do mar induzida pela pressão atmosférica (η_p) foi calculada através do efeito do Barômetro Inverso. Segundo Benavente *et al.* (2006), desde que as baixas pressões persistam por um intervalo de tempo suficiente, o nível da água aumenta na proporção de 1 cm para a queda de cada milibar (ou 1hPa) na pressão atmosférica na superfície do mar. O efeito do barômetro inverso implica na resposta isostática do nível do mar ao equilíbrio aplicado pelo gradiente de pressão (Truccolo *et al.* 2006). Sendo assim, foram calculados e utilizados os valores relativos às quedas de pressão induzidas pela passagem dos ciclones.

Caracterização da situação sinóptica

A situação sinóptica relacionada a cada evento foi estudada com relação ao tipo de evento meteorológico, região de formação, direção e velocidade de deslocamento de acordo com a metodologia utilizada por Machado (2014), que estudou os padrões atmosféricos associados a eventos extremos de vento e onda entre 1948 e 2013.

O conjunto de dados de reanálise (R-1 de NCEP/NCAR) foi utilizado para caracterizar as condições atmosféricas que originaram os eventos estudados. Para isso, foram utilizadas as componentes do vento (meridional e zonal) e pressão atmosférica no nível 995 mbar. Para tanto uma resolução espacial de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, e uma resolução temporal de 6 horas (0000, 0600, 1200, 1800 UTC) restrito entre $70^\circ\text{S} - 15^\circ\text{S}$ e $90^\circ\text{W} - 20^\circ\text{W}$ foram adotados.

5.2. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Comportamento do nível

Na Figura 5-2 (painel superior) estão apresentados os resultados da estimativa do nível através das vídeo-imagens, no painel central está a maré prevista, e no inferior o nível medido na Lagoa dos Patos.

Primeiramente, foi calculada a contribuição relativa das oscilações de alta frequência (com períodos na casa das horas, que incluem maré astronômica e brisas) no nível horário medido na Lagoa. O resultado mostrou que 48% da variabilidade do nível da Lagoa estão relacionados a essas oscilações diárias. Cálculos semelhantes realizados para a costa de Santa Catarina, que apresentam amplitudes médias de maré 0,7 m (Truccolo & Schettini 1999) indicaram que naquela região, 74% da variabilidade do nível medido podem ser atribuídas à maré astronômica. Lembrando que altura máxima de maré na região de estudo é de 0,31 (Möller et al. 1996) fica mais evidente a importância dos outros processos, não astronômicos, relacionados às variações de nível na região.

Com relação ao nível estimado na praia, pelo fato de terem sido utilizadas imagens diárias, a variabilidade devido a essas oscilações foi anulada. Deste momento em diante trataremos de oscilações com períodos na escala dos dias, pela limitação do período amostral dos dados de linha d'água.

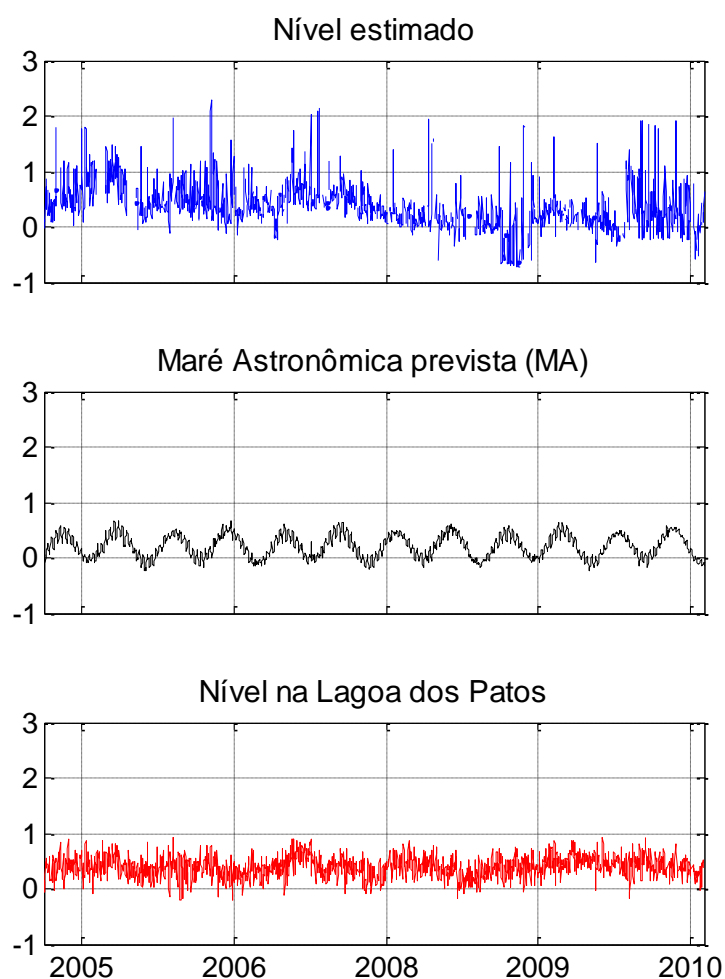


Figura 5-2. Painel superior nível estimado através das vídeo-imagens e dos perfis praiais. Painel Central: maré astronômica. Painel Inferior, nível medido no estuário da Lagoa dos Patos (Estação da Praticagem).

Numa análise visual da Figura 5-2 é possível observar o pequena relação entre a variação da maré astronômica e os níveis tanto na praia como dentro da Lagoa. Foram realizadas correlações lineares entre ambos os níveis e a maré astronômica e as correlações não foram significativas no intervalo de confiança de 95%, confirmando a pequena influência deste processo nas oscilações de nível na região de baixa frequência.

Como foi observado na seção 5.1, estamos trabalhando com a hipótese de o nível d'água dentro da lagoa dos Patos refletir parte dos processos que dominam o nível d'água na praia (com exceção dos processos relacionados às ondas), servindo desta maneira como proxy para a maré meteorológica observada na costa.

A Figura 5-3 apresenta as variações de nível estimadas para a costa em azul e as variações de nível na Lagoa em vermelho. O coeficiente de correlação entre os dados (r) é igual a 0,43, significativo no nível de 99% de confiança.

É possível notar na figura certa concordância geral entre os dados, porém com várias discrepâncias, principalmente quando os níveis na praia se elevam a mais de 1,5 m. Uma diferença também notável é a aparente diminuição do nível na praia, verificada principalmente a partir de 2008. Esta “diminuição” está ligada ao processo de intensa progradação pelo qual a praia está passando (seção 4.2), que faz com que o nível do mar sofra esta descida relativa do nível, processo oposto ao que ocorre em regiões que sofrem erosão e apresentam uma subida relativa do nível.

A Figura 5-4 apresenta as variações de nível estimadas para a costa em azul e as variações de nível na Lagoa somadas ao efeito das ondas calculado através da Equação 5-9. É possível observar que existe a concordância entre as duas informações ($r = 0,53$), porém ainda, em diversos momentos, o nível observado na praia fica muito maior, ou muito menor do que o esperado através da observação do nível na lagoa mais o efeito das ondas. Tal discrepância está relacionada, muito provavelmente a processos que afetam as oscilações de nível diferentemente nas duas regiões.

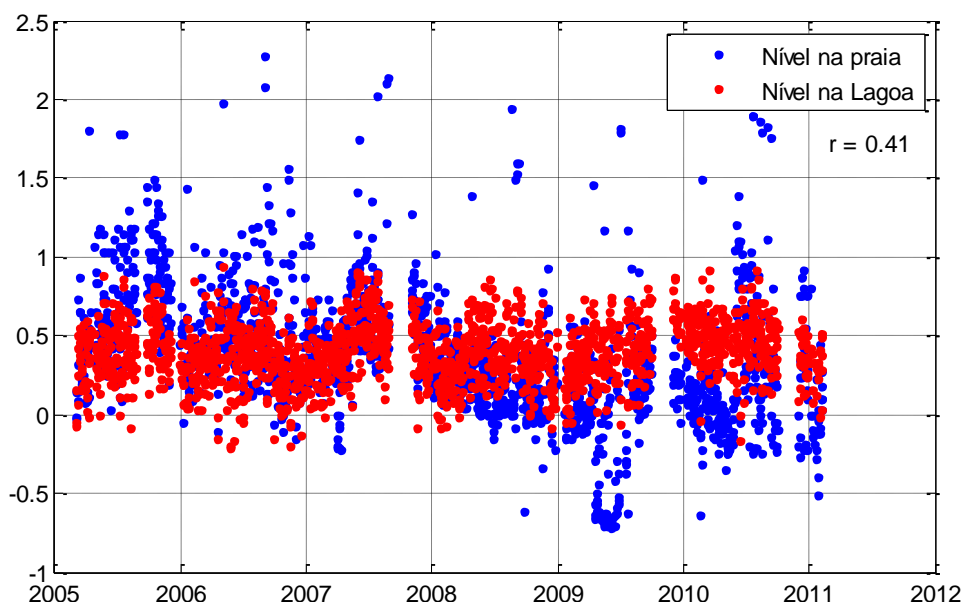


Figura 5-3 - Variações de nível na praia (azul) variações de nível na Lagoa(vermelho).

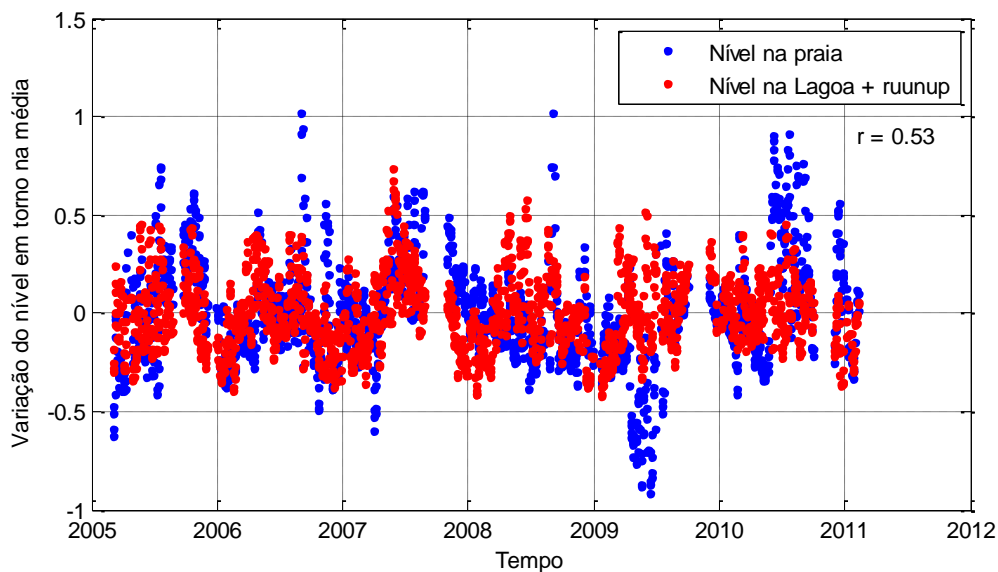


Figura 5-4 - Variações de nível na praia (azul) variações de nível na Lagoa somados ao efeito das ondas (vermelho).

O primeiro, e já citado anteriormente, é o efeito da descarga da Lagoa dos Patos em seu nível. Tal efeito, apesar de sua existência ser de censo comum entre os pesquisadores que investigam a região, nunca foi diretamente objeto de estudo de nenhum trabalho científico, pelo fato da ausência de dados de descarga, só podemos tecer suposições empíricas sobre o seu comportamento. Espera-se que alterações na descarga, combinadas com o vento resultem em alterações no nível no baixo estuário (região da medição).

Outro fator que pode estar relacionado às diferenças observadas nos dados são os eventos de presença de lama fluida na zona de surf, que como foi discutido na seção 4.2 diminui significativamente, chegando a anular, o processo de arrebentação das ondas, tendo com certeza um grande efeito nas variações da linha d'água na praia.

A fim de investigar o papel do vento e do gradiente de pressão foram feitas correlações lineares das duas variáveis com os níveis observados na praia e na Lagoa.

A correlação entre a componente do vento longitudinal à costa e o nível na praia (Figura 5-5), que ilustra o papel do *setup* do vento no nível, foi significativa a 99% porém baixa ($r = 0,31$). Já a correlação entre o vento e o nível dentro da Lagoa (Figura 5-6) apresentou um coeficiente de correlação bem mais alto ($r = 0,57$), ilustrando a maior dependência do nível da Lagoa ao vento do que o nível da praia.

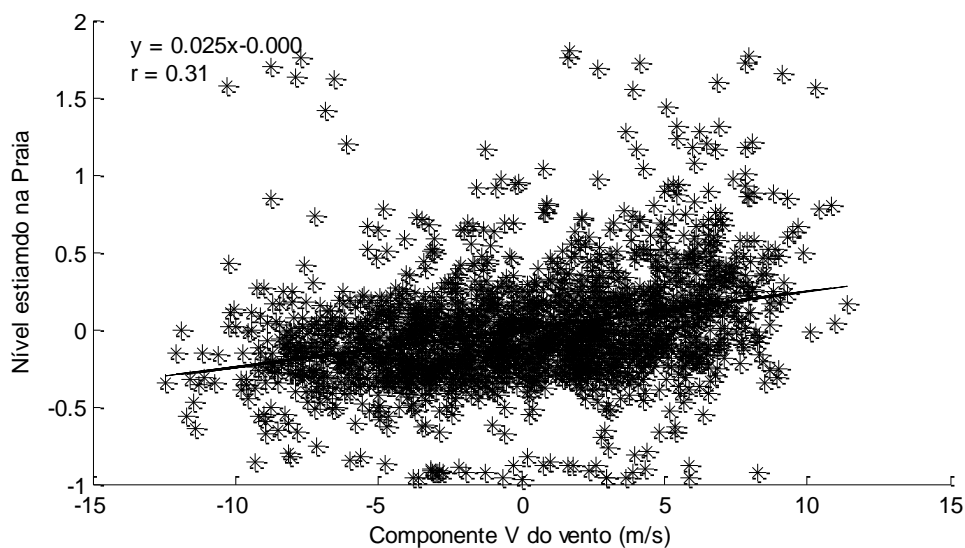


Figura 5-5 - Correlação linear entre a componente V do vento (componente longitudinal à costa) e o nível estimado.

Uma forte correlação entre a componente longitudinal do vento e o nível era esperada. Com relação à Lagoa, Möller *et al.* (2001) afirmam que o vento local pode induzir variações de nível no baixo estuário, de maneira que ventos do quadrante sul causam aumento do nível e ventos do quadrante norte causam diminuição do nível, assim como ocorre na costa.

Apesar de Truccolo *et al.* (2006) ter descrito que, para dados da costa de SC as máximas correlações entre o vento local e subida do nível apresenta uma defasagem de seis horas, nos dados observados em Rio Grande não foi encontrada essa defasagem, a correlação máxima entre a componente longitudinal do vento e o nível na Lagoa ocorreu com 0 horas de defasagem.

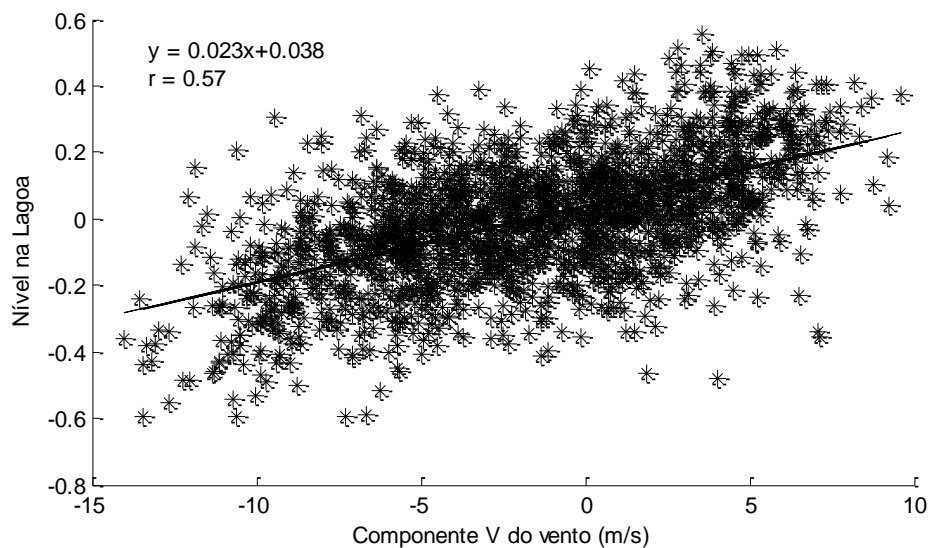


Figura 5-6 - Correlação linear entre a componente V do vento (componente longitudinal à costa) e o nível observado na Lagoa.

Com relação ao nível na praia, a relação do nível com a componente longitudinal do vento já foi observada por diversos autores (Calliari et al. 1998; Saraiva 1999; Saraiva et al. 2003; Parise et al. 2009). Maia (2011) calculou a porcentagem média da contribuição de cada forçante (vento, onda, gradiente de pressão e maré astronômica) atuante nas variações de nível em eventos de inundação em um balneário no sul do RS e concluiu que o vento é responsável por 43% das flutuações positivas do nível d'água.

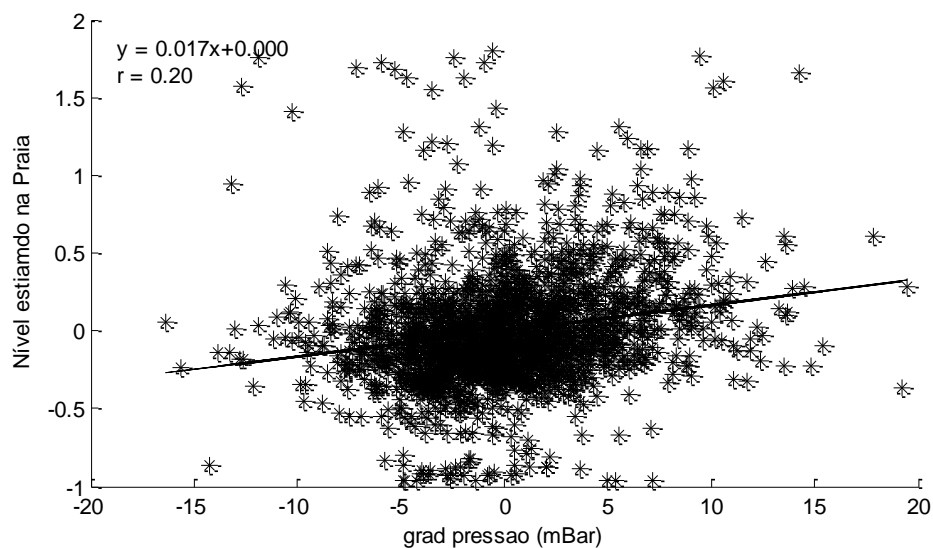


Figura 5-7 - Correlação linear entre o gradiente de pressão e o nível estimado na praia.

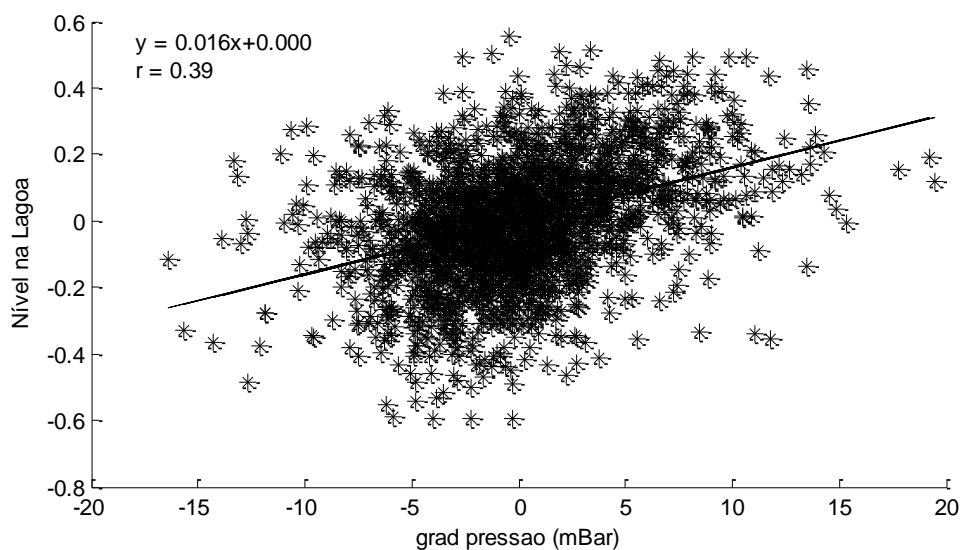


Figura 5-8 - Correlação linear entre o gradiente de pressão e o nível na lagoa.

O mesmo padrão foi encontrado nas correlações entre o gradiente de pressão e os níveis (que representa o papel do fenômeno do barômetro invertido, Figura 5-7 e 5-8), que apresentou r igual a 0,20 na correlação com o nível na praia e $r = 0,39$ na correlação com o nível na Lagoa.

Na Tabela 5-1 estão resumidos os índices de correlação entre as variáveis meteorológicas e os níveis na Lagoa e na praia.

Tabela 5-1 - Resumo dos coeficientes de correlação (r) entre nível e variáveis meteorológicas.

	Nível na Lagoa	Nível na praia
Vento Longitudinal	0,57	0,31
Pressão	0,39	0,20

A Figura 5-9 apresenta o resultado da correlação múltipla entre gradiente de pressão, componente longitudinal do vento e altura de onda incidente com o nível estimado na praia, que apresentou r de 0,4 e a Figura 5-10 apresenta a correlação entre gradiente de pressão e componente longitudinal do vento versus nível na Lagoa, que apresentou r de 0,59. A inclusão da maré astronômica não melhorou a correlação nos dados da praia, e aumentou somente 0,1 o r na correlação na Lagoa, evidenciando mais uma vez sua pequena importância quando comparada às outras variáveis nas oscilações de baixa frequência.

Mais uma vez as variáveis explicaram o nível na Lagoa com muito mais eficiência que o nível na costa, e ainda assim, as estimativas ficam muito longe da realidade em situações extremas, tanto para nível alto como baixo.

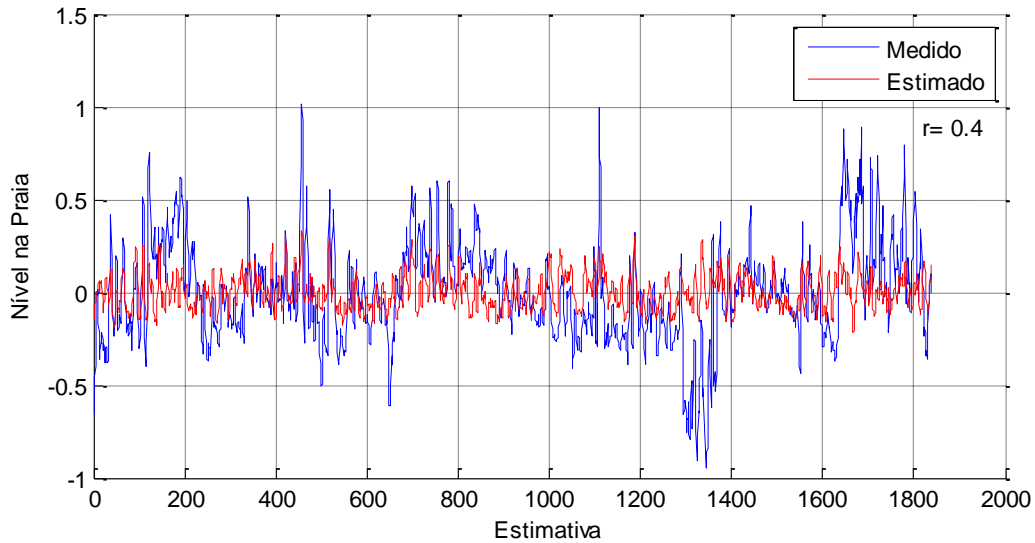


Figura 5-9 - Correlação entre nível na praia e estimativa utilizando gradiente de pressão, componente longitudinal do vento e altura de onda incidente.

Desta maneira, os dados utilizados neste trabalho mostram que a utilização do nível d'água dentro do estuário da lagoa dos patos como proxy para o nível na costa (mesmo excetuando-se as variações causadas pela incidência de ondas de gravidade) não é viável, pois mesmo a resposta do nível nas duas regiões às forçantes atmosféricas apresentando comportamentos semelhantes (correlações positivas), suas intensidades são muito diferentes e as combinação dos diversos fatores gera respostas não-compatíveis. Além disso, os processos que afetam os ambientes individualmente aparentemente têm grande importância, fazendo com o que os níveis diverjam ainda mais.

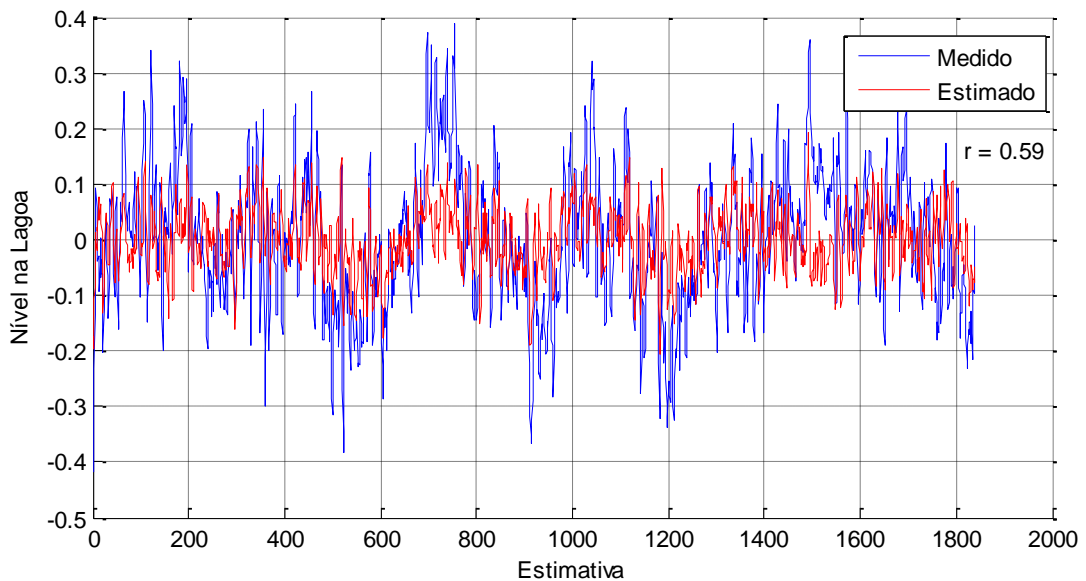


Figura 5-10 - Correlação entre nível na Lagoa dos Patos e estimativa utilizando gradiente de pressão e componente longitudinal do vento.

Eventos de Inundação

Com base nos dados de nível estimado na praia, e de acordo com a metodologia descrita no item 5.1 foram identificados os eventos de inundação. O resultado está apresentado na Figura 5-11.

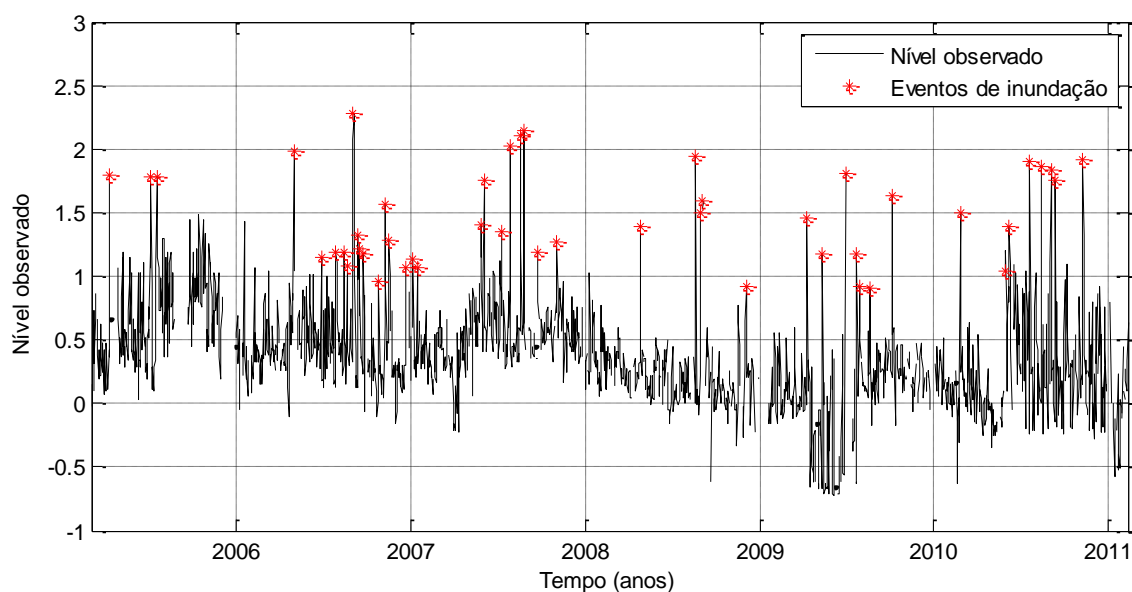


Figura 5-11. Eventos de inundação identificados através do nível estimado pelas vídeoimagens.

Foram identificados quarenta e sete eventos nos seis anos abrangidos por este estudo, totalizando sessenta e nove dias de inundação. Foram considerados dias de inundação os dias em que o nível excedeu o limiar de 0,8m (duas vezes o desvio padrão do nível médio). Os dias de evento representaram 3% do total de dias estudados.

Os eventos duraram em média 1,5 dias e no máximo seis dias. A amplitude da inundação (amplitude) foi em média 1,5 m acima do nível médio (que está diminuindo devido à acreção, e vai de 0,6 m no primeiro ano para 0,2 no último ano do período de estudo).

Cinquenta e três por cento dos eventos ocorreram durante o inverno, 24% no outono, 17% durante a primavera, e apenas 6% durante o verão (Figura 5-12). O estudo realizado por Parise *et al.* (2009) de junho de 2006 a julho de 2007 indicaram que os eventos foram mais frequentes no outono e inverno, com a predominância de 35% dos eventos em cada estação, seguida da primavera (17%) e o verão (13%) naquele período. As diferenças entre os resultados de distribuição anual de Parise *et al.* (2009) com os desse trabalho se deve provavelmente à variabilidade anual que é evidente na Figura 5-12.

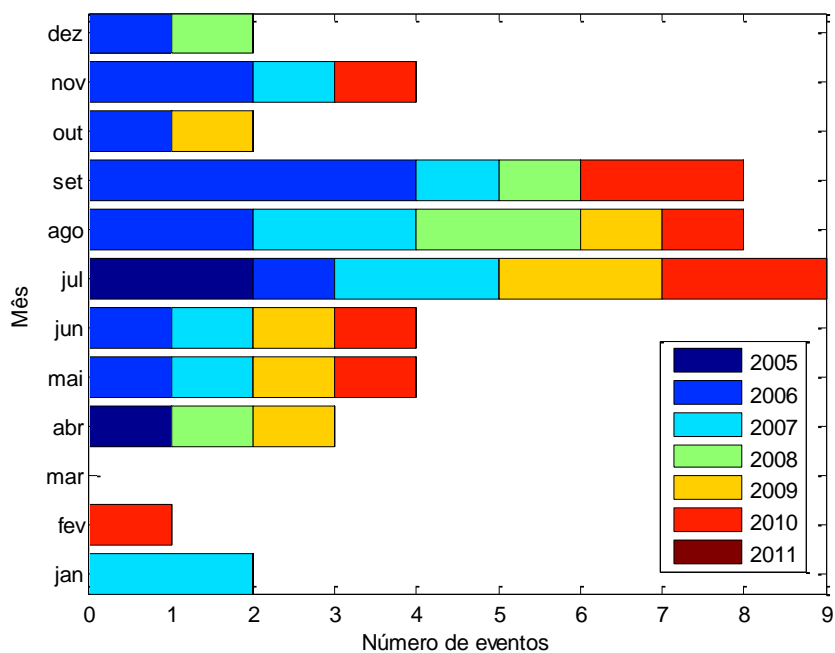


Figura 5-12 – Ocorrência dos eventos de inundação por mês/ano.

As Figura 5-13 e Figura 5-14 ilustram as condições de vento e onda incidente durante os eventos, para comparação. Estão também apresentadas as condições de onda e vento durante todo o período estudado.

Com relação ao vento é possível perceber que, apesar da predominância dos ventos de NE (Figura 5-13 à esquerda), os ventos do quadrante sul e oeste são os que mais causam as inundações (Figura 5-13 à esquerda). Sendo os ventos de OSO os mais frequentes (17%). Tais ventos produzem maior empilhamento de água na costa pelo fato de terem sua componente principal alinhada à linha de costa na região de estudo, fazendo com que o efeito do empilhamento seja bastante eficiente.

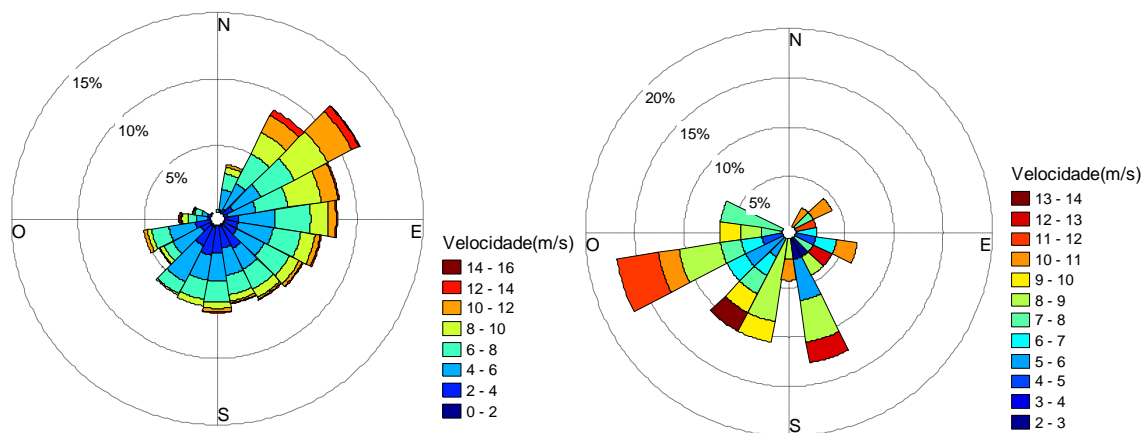


Figura 5-13 - Distribuição da direção e intensidade dos ventos nos eventos de inundação. À esquerda ventos durante todo o período de estudo, e à direita ventos durante os eventos.

Quanto à ondulação incidente (Figura 5-14), também fica claro que, apesar de ondulações que incidem na costa vindas de leste, apesar de muito frequentes, não estão associadas à eventos de elevação de nível. As principais direções associadas aos eventos são SE (associadas a 45% dos eventos) e ESSE (presente em cerca de 25% das inundações). É importante ressaltar também o papel da ondulação de sul, que apesar de representar aproximadamente 5% da ondulação incidente, está associada a 15% dos eventos de inundação identificados.

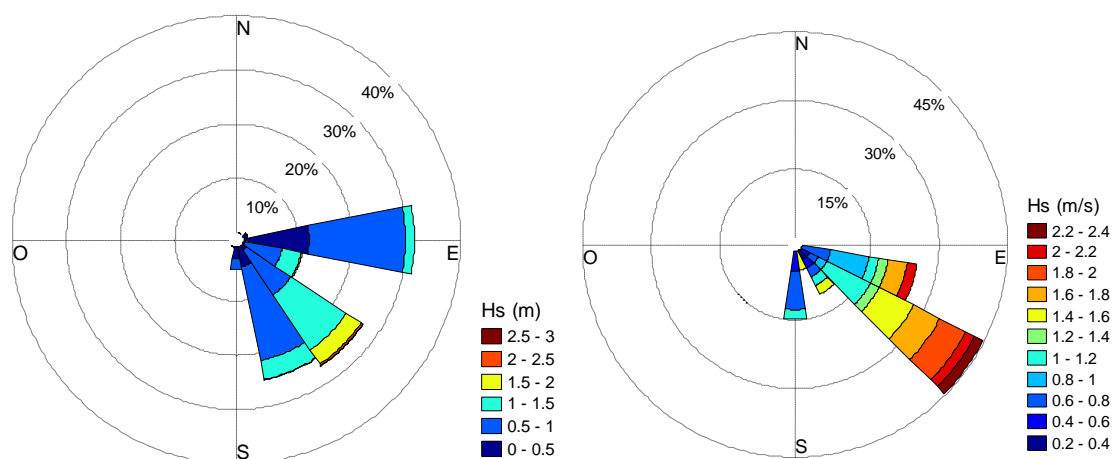


Figura 5-14 - Direção e altura significativa das ondas incidentes na costa durante os eventos de inundação. À esquerda ondulação incidente total, e à direita ondulação incidente durante os eventos.

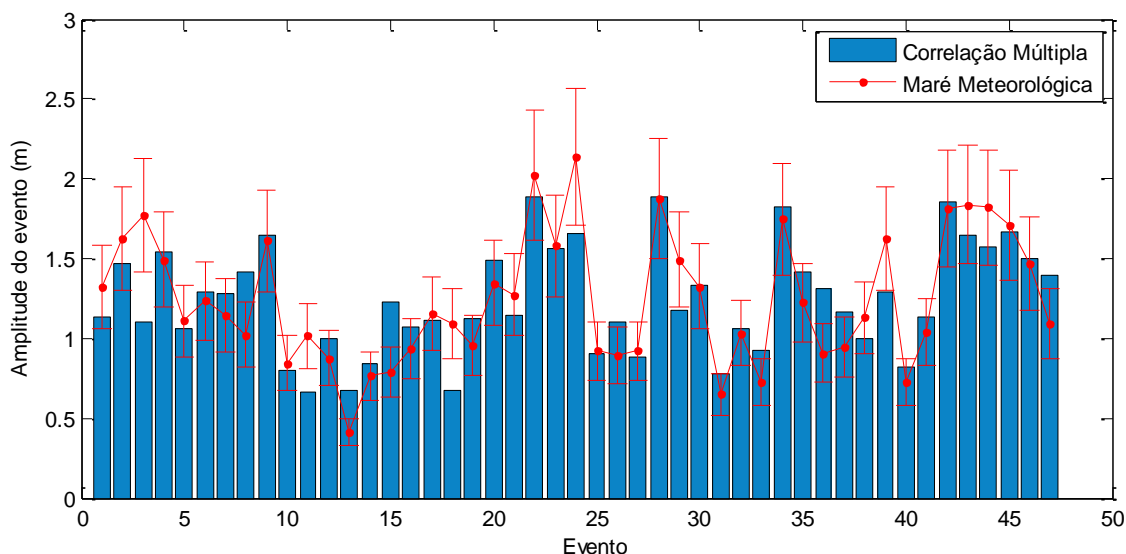


Figura 5-15 - Maré meteorológica calculada através da correlação múltipla em azul e estimada através das imagens em vermelho. As barras de erro representam 20% do nível observado, representando a margem de erro aceitável para mais ou para menos.

A Figura 5-15 mostra o resultado da regressão multilinear, utilizando o método quadrático, relacionando todas as variáveis conhecidas que estão envolvidas no processo de maré meteorológica (intensidade da componente do vento longitudinal à

costa, tempo de duração do vento, gradiente de pressão, altura significativa, período e direção das ondas incidentes), à elevação observada.

A correlação entre o nível estimado com a regressão e o nível observado apresentou um alto índice de correlação ($r = 0,83$) e está apresentada na Figura 5-16.

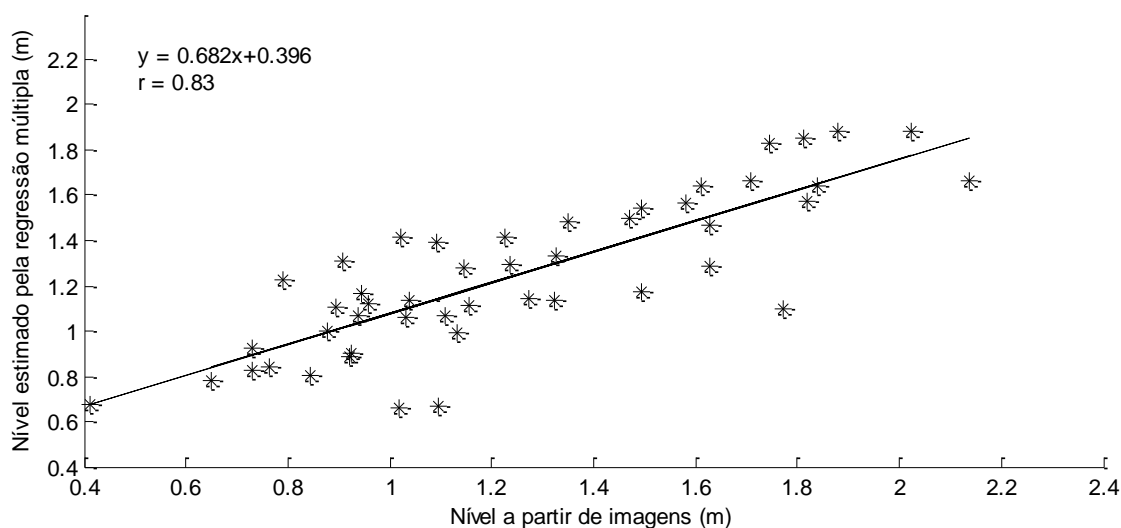


Figura 5-16 - Correlação linear entre o nível observado e estimado através da regressão múltipla.

Foi estabelecido arbitrariamente o erro de 20% do valor da maré meteorológica como limiar entre boas estimativas e más estimativas tanto da regressão linear como do modelo analítico (a seguir).

A regressão estimou a elevação de aproximadamente 70% dos eventos com menos de 20% de erro. Tais valores, associados ao alto valor da correlação entre os dados demonstram que a equação resultante da regressão resulta em boas estimativas de maré meteorológica para a região durante o período de estudo abrangido.

Na Figura 5-17 está apresentada a comparação entre os resultados das elevações calculadas pelo modelo analítico descrito na seção 5.1 (nas barras) e as elevações estimadas através das imagens (linha vermelha). Como pode ser notado na figura, há um acompanhamento de tendência entre os dados, porém existem diversas discrepâncias entre os valores modelados e observados, tanto em situações onde o modelo superestimou o nível (com nos eventos 14, 30 e 37), como subestimou o mesmo (como nos eventos 3, 16, e 43).

A quantificação da relação entre os dados estimados e modelados está expressa na forma de correlação linear na Figura 5-18. A análise resultou em correlação significativa, porém baixa, com r igual 0,34.

Os valores superestimados gerados pelo modelo analítico podem estar relacionados a um problema já citado por Maia, (2011), o qual notou que a estimativa de *setup* de vento (Equação 5-2) tende a ser maior do que deveria em situações de vento

muito forte por longos períodos, que é o caso de maioria dos eventos onde o nível foi superestimado.

O modelo analítico conseguiu estimar com menos de 20% de erro somente 40% dos eventos, apresentando um erro médio de 31% e máximo de 93% (Figura 5-17).

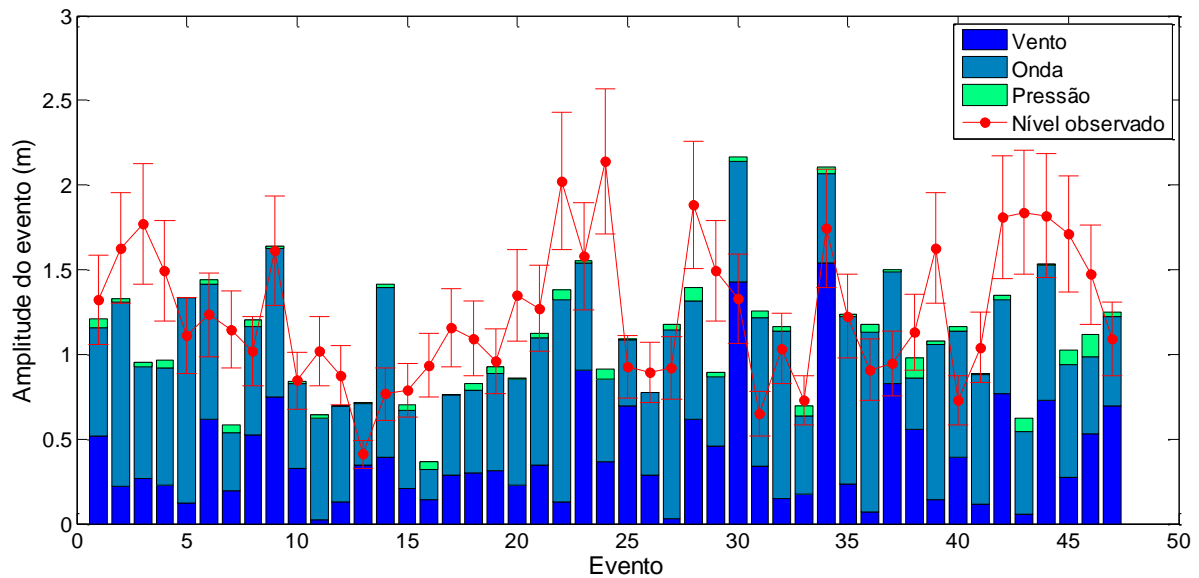


Figura 5-17 – Detalhamento das componentes do nível modelado, vento onda e pressão (barras) e o nível estimado pelas imagens (em vermelho). As barras de erro representam 20% do nível observado, representando a margem de erro aceitável para mais ou para menos.

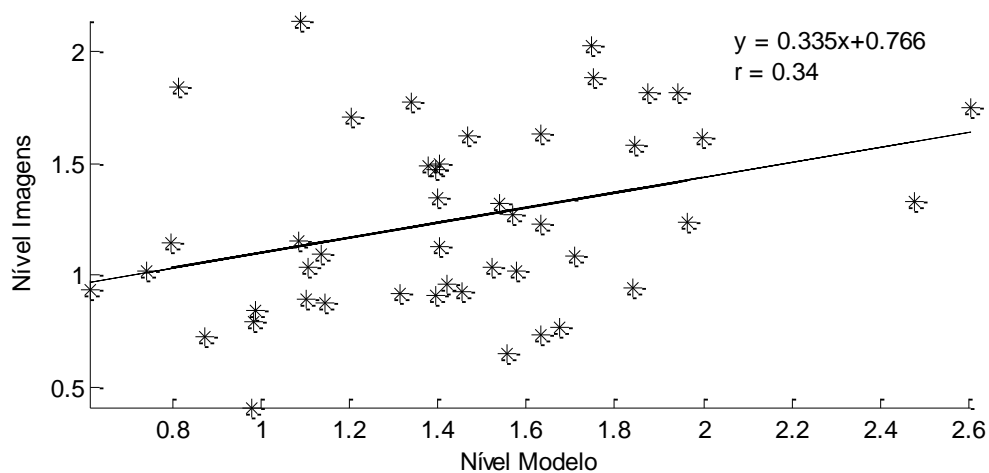


Figura 5-18 - Correlação linear entre Nível estimado nas imagens e nível estimado pelo modelo analítico.

Na Tabela 5-2 estão apresentadas as contribuições de cada componente à elevação calculada para os eventos que estiveram dentro da faixa de erro aceitável (20% do valor estimado pelas imagens). É possível observar que os processos relacionados à incidência e quebra de ondas se mostraram os mais importantes na subida de nível nestes eventos, representando 49% do mesmo, seguidos pelo *setup* do vento, que

representou 31%, pela maré astronômica, com 19% e por último, o efeito da variação da pressão atmosférica com apenas 1%.

É importante notar a maré astronômica, que se tratando de variações do nível no geral, não se mostrou muito importante, quando se trata de eventos de inundação, ganha certa importância, representando 1/5 da elevação do nível, em média.

Tabela 5-2 – Percentuais de contribuição de cada componente do modelo analítico ao nível modelado. Valores baseados somente nos eventos que as estimativas se mantiveram dentro do limite de erro aceitável (20% do valor estimado nas imagens).

% de contribuição	Vento	Onda	Pressão	Maré
Presente trabalho	31	49	1	19
Maia (2011)	43	35	7	15

No trabalho de Maia (2011), que aplicou as mesmas equações aqui apresentadas, com exceção da equação para ondas, para eventos no Balneário Hermenegildo, o vento foi o mais importante, contribuindo com 43% na subida de nível, seguido da ondulação, que contribuiu com 35%, seguido da maré astronômica (contribuição em 15%) e por fim a pressão (contribuição em 7%) (Tabela 5-2).

As diferenças na importância das variáveis vento e onda entre os dados de Maia (2011) e o presente trabalho podem ter origem em diversos fatores. O primeiro são as diferentes regiões de estudo, o primeiro autor tratou de eventos em uma praia com características distintas do presente trabalho.

Outra questão é a equação para o cálculo da elevação pelo efeito das ondas, que neste trabalho foi utilizada a equação de Stockdon *et al.* (2006), ao invés da equação de Battjes (1971) utilizada por Maia (2011).

Um aspecto também a ser considerado é a variabilidade natural dos eventos, que possuem características de vento e ondulação distintos, podendo apresentar diferenças nas intensidades dos processos dominantes.

Apesar das divergências, a partir dos resultados apresentados acima é possível concluir que as duas forçantes que dominam os eventos de inundação na costa sul do Rio Grande do Sul são vento e onda, que são responsáveis por aproximadamente 80% da subida de nível.

Situações meteorológicas

Foram observados três tipos de sistemas meteorológicos associados aos eventos de inundação. O primeiro se trata de um giro em torno de um centro de baixa pressão

(ciclone extratropical, Figura 5-19- A), o segundo se trata de um giro em torno de um centro de alta pressão (anticiclone, Figura 5-19- B) e o último, até então não associado a eventos de inundação na bibliografia, definido por um sistema de cava, ou seja, uma região estreita com pressão menor que o entorno, entre duas grandes regiões de alta pressão (Figura 5-19- C).

Através da análise das condições meteorológicas, os eventos foram classificados em 8 padrões sinóticos, sendo 6 coincidentes com os padrões observados por Machado (2014) e dois (os padrões 6 e 8) não observados pelo referido autor.

Os padrões apresentados são combinações dos tipos de sistema meteorológicos com sua região com sua região de ocorrência e direção de deslocamento e estão descritos na

Tabela 5-3. Como pode ser observado, os eventos associados a anticiclones e cavas não foram detalhados com relação à latitude de formação e direção de deslocamento. Isso se deve ao fato de esses sistemas terem sido identificados todos com as mesmas características. Os anticiclones se formaram na latitude do centro da Argentina e se deslocaram para leste, e as cavas se formaram sobre o sul do Brasil não sofreram deslocamento.

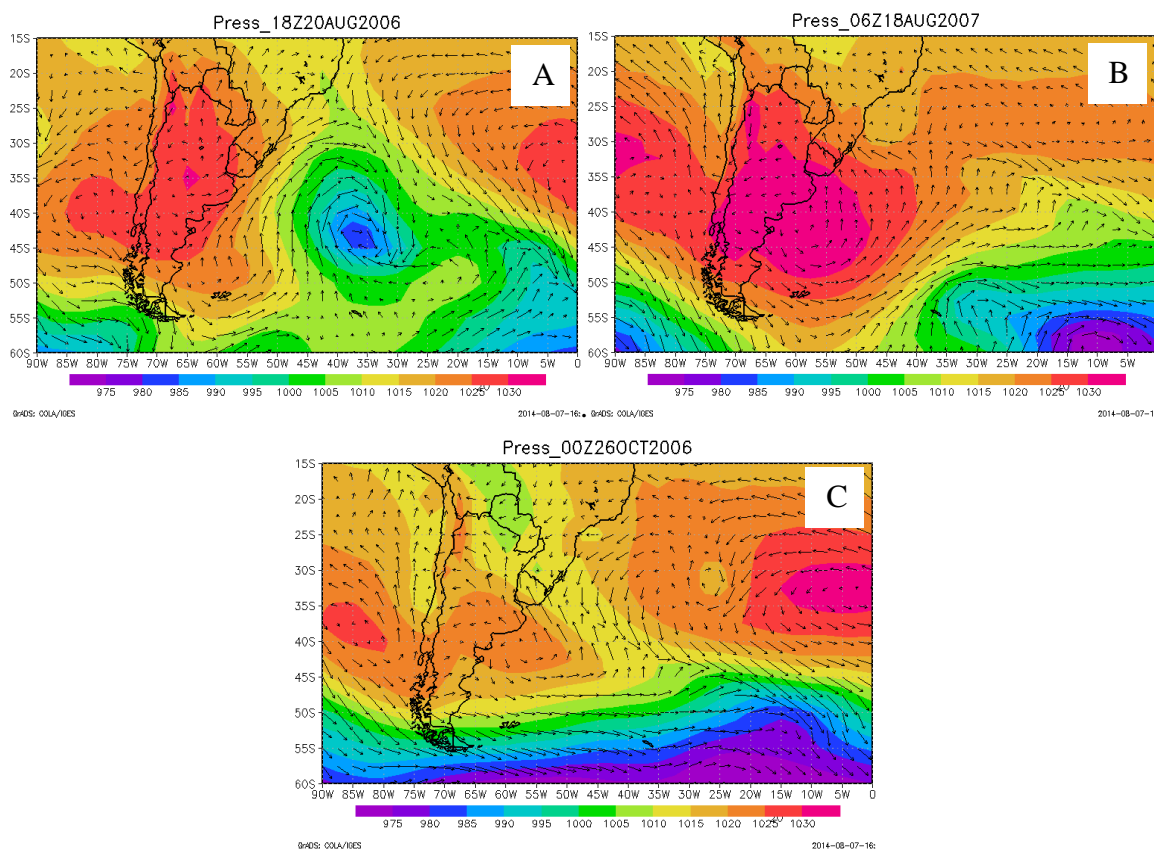


Figura 5-19 – Exemplos dos sistemas atmosféricos observados. A) ciclone extratropical, B) Anticiclone e C) Cava. As setas são vetores de vento e as cores representam a pressão na superfície.

Tabela 5-3 – Descrição dos padrões atmosféricos observados.

Classe	Tipo de sistema	Latitude de formação	Direção de deslocamento	Número de Eventos
I	Ciclone extratropical	Menor que 40°	E	5
II	Ciclone extratropical	Menor que 40°	SE	16
III	Ciclone extratropical	Entre 40 e 50°	E	4
IV	Ciclone extratropical	Entre 40 e 50°	SE	1
V	Ciclone extratropical	Maior que 60°	E	6
VI	Ciclone extratropical	Maior que 60°	NE	1
VII	Anticiclone	Entre 40 e 50°	E	7
VIII	Cava	-	-	4

Em seu estudo sobre marés meteorológicas no Rio da Prata, Santoro *et al.* (2013) constataram que as marés meteorológicas na região são geradas por ventos de S e SO que sopram sobre a plataforma continental. Segundo os autores os principais sistemas meteorológicos associados a tais eventos são anticiclones sobre a Argentina, ou grandes ciclones formados em altas latitudes que ou migram para E ou para NE junto à costa. Os sistemas observados pelo referido autor correspondem respectivamente aos padrões VII, V e VI observados neste estudo. O fato de os padrões de I a IV e VIII não terem sido citados no estudo na Argentina pode ser devido a distancia dos locais de ocorrência destes padrões atmosféricos da região, o que pode fazer com que seus efeitos não sejam sentidos a sul do Uruguai. Já os padrões coincidentes ou possuem abrangência espacial muito grande, ou se deslocam para NE, o que faz com que a área de sua influência seja maior e tenha consequências desde a Argentina até o RS.

O detalhamento das situações meteorológicas, apresentando inclusive as trajetórias e velocidade de deslocamento dos sistemas, será apresentado na próxima seção, associado às diferentes classes de eventos de inundação.

Classificação dos eventos

Como descrito na seção 5.1, os eventos foram classificados de acordo com sua amplitude em três classes: pequena, média e grande. Na Tabela 5-4 apresenta-se um resumo da classificação. Cinquenta e sete e meio por cento dos eventos foram

classificados como de pequena amplitude, 34% média, e apenas 8,5% dos eventos foram classificados como de grande amplitude.

Ainda na mesma tabela, temos as marés astronômica e meteorológica médias em cada classe de evento. É possível observar uma falta de relação entre a maré astronômica e as classes dos eventos (os eventos de grande amplitude ocorreram com as menores marés astronômicas), e a relação forte entre a maré meteorológica e as classes (crescente da pequena para grande amplitude), evidenciando assim, a dominância dos fatores meteorológicos nos eventos de inundação.

A altura de onda significativa é outro parâmetro que apresenta concordância com a amplitude dos eventos, ou seja, maiores alturas significativas estão associadas a eventos de maior amplitude (Tabela 5-4).

Tabela 5-4 - Resumo da classificação dos eventos de inundação e as médias de suas principais características. ¹MA – maré astronômica, ²MM – maré meteorológica.

	Pequena Amplitude	Media Amplitude	Grande Amplitude
Número de eventos	27	16	04
Percentual	57,5%	34%	8,5%
MA¹ média (m)	0,18	0,25	0,04
MM² média (m)	1,04	1,52	1,84
Hs (m)	1,1	1,2	1,6
Dp (°)	133	139	128
Vel. Vento média (m/s)	6,8	7,2	9,4
Dir. média vento (°)	202	167	203
Duração média do vento (horas)	28	43	48

Apesar de a análise de correlação linear entre a velocidade do vento e o nível observado nos eventos não ser significativa, é possível notar na Tabela 5-4 um aumento na velocidade média da componente do vento longitudinal à costa nas classes de maior amplitude. A duração do evento também apresentou o mesmo comportamento, ou seja, as classes de maior amplitude apresentaram as maiores durações médias. O que corrobora com a premissa de que ventos mais intensos e soprando por mais tempo estão relacionados a maiores elevações de nível.

Nos parágrafos a seguir serão descritas as características de cada classe e sua distribuição ao longo do tempo.

Eventos de Pequena Amplitude (menor que 1,50m)

Os eventos de pequena amplitude são aqueles cuja subida causa diminuição da largura da praia não chegando, entretanto a base das dunas frontais.

Estes foram os eventos mais presentes no período estudado, representando 57,5% de todos os eventos. A distribuição ao longo do ano seguiu o padrão geral dos dados, sendo mais frequente no inverno, seguido do outono, da primavera e menos frequente no verão (Figura 5-20).

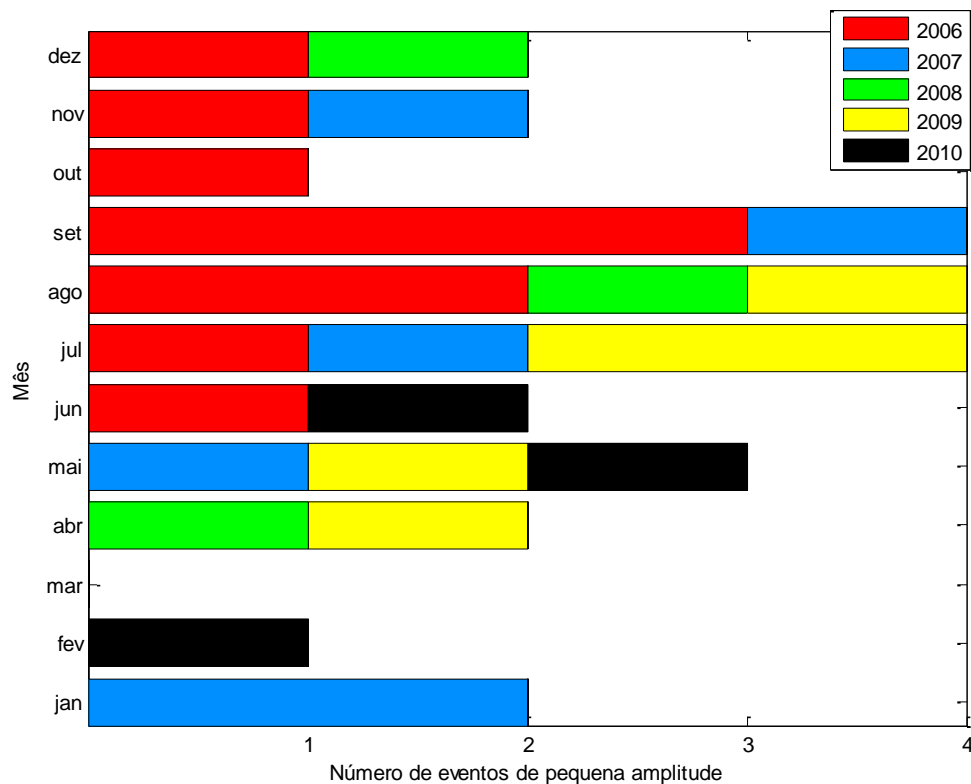


Figura 5-20- Distribuição temporal da ocorrência dos eventos de pequena amplitude entre 2005 e 2011.

Com relação ao nível máximo alcançado nos eventos (Figura 5-21) não foi possível notar um padrão claro, apenas uma tendência a menores amplitudes na primavera.

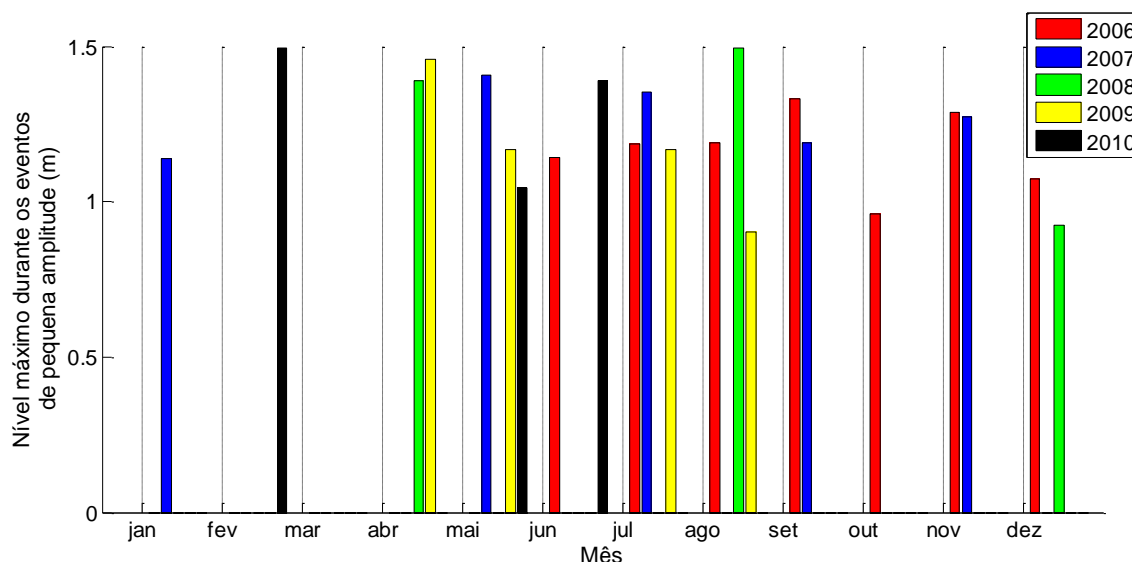


Figura 5-21 - Nível máximo alcançado (amplitude) durante os eventos de pequena amplitude.

Já a duração dos eventos de pequena amplitude apresentou uma nítida diferença entre verão/primavera e outono/inverno, sendo que no segundo grupo os eventos tenderam a ser mais longos.

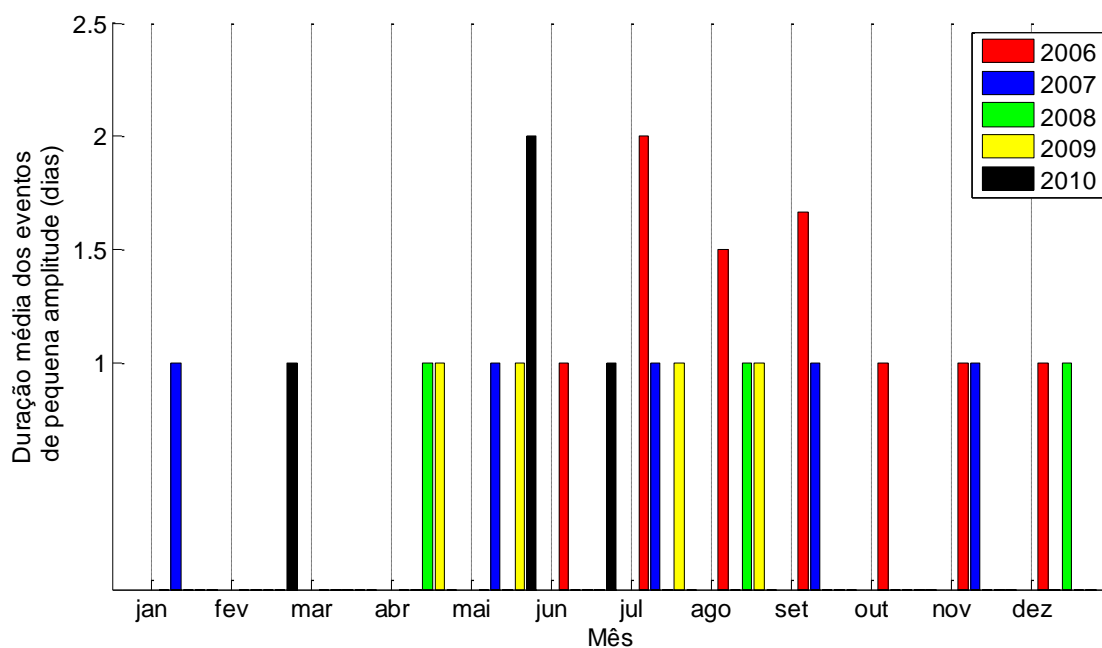


Figura 5-22 - Duração (em dias) dos eventos de pequena amplitude ao longo do tempo.

Na Figura 5-23 e Tabela 5-5 estão apresentadas informações detalhadas sobre os sistemas meteorológicos atuantes durante os eventos de baixa amplitude. Nota-se que a maioria dos eventos esteve relacionada a ciclones extratropicais formados próximo à costa do RS e se deslocaram para SE (padrão II). As velocidades mais comuns foram entre 20 e 40 km/h em todos os padrões. Nota-se também a atuação de um anticiclone e

os quatro sistemas de cavas. O fato de todos os sistemas de cavas terem sido associados a eventos de pequena amplitude explica o fato dos mesmos não terem sido descritos por Machado (2014) uma vez que este analisou eventos extremos.

Tabela 5-5- Número de sistemas classificados a cada padrão e as velocidades de propagação em km/h associados aos eventos de pequena amplitude. Em parêntesis junto a região de formação o número total de sistemas relacionados a tal região.

Padrão	Região de formação	Direção de deslocamento	Velocidade média de deslocamento (km/h)			
			0-20	20-40	40-60	> 60
I	<40 (15)	E		2	1	
II		SE		5	5	2
III	40-50 (1)	E		1		
IV		SE				
V	> 50 (4)	E		3	1	
VI		NE				
VII	Anticiclone (1)			1		
VIII	Cavas (4)					
Total			0	12	7	2

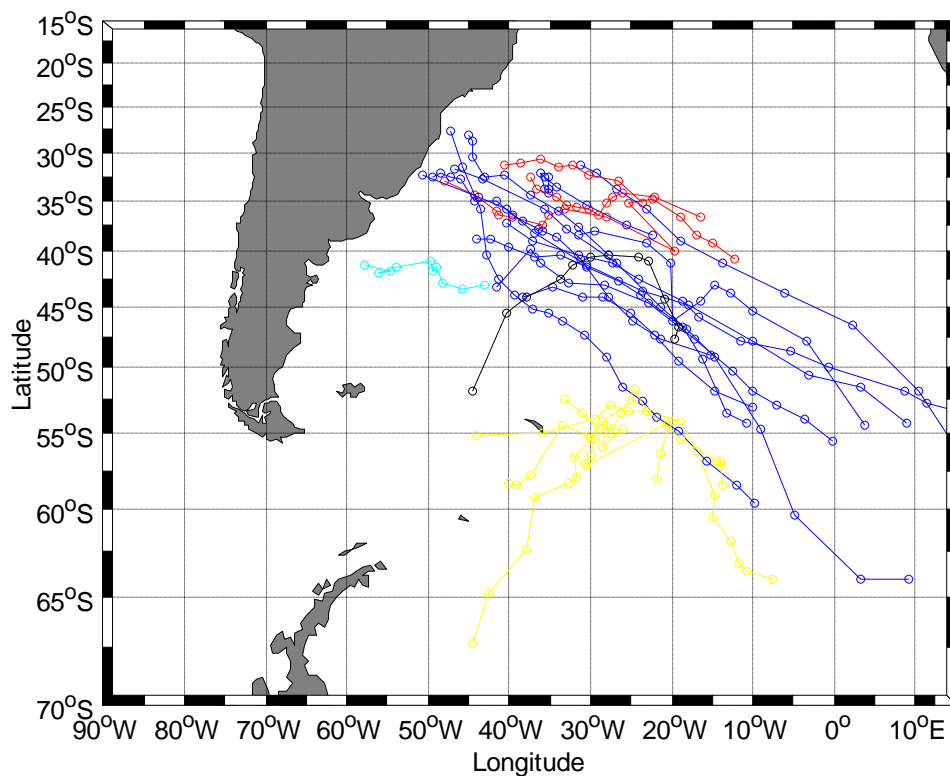


Figura 5-23 - Trajetórias dos sistemas meteorológicos associados aos eventos de pequena amplitude. Em vermelho os eventos do padrão 1, em azul padrão 2, em preto padrão 3, em amarelo padrão 5 e em ciano o padrão 7.

Na Figura 5-24 estão apresentadas as direções e intensidades dos ventos associados aos eventos de pequena amplitude. Fica clara a predominância dos ventos de OSO, representando mais de 20% das direções incidentes, com velocidades máximas entre 11 e 12 m/s. Já as maiores velocidades de vento estiveram associadas aos ventos de SSE, e foram de até 13 m/s e representam algo próximo de 18% dos ventos relacionados a essa classe de eventos.

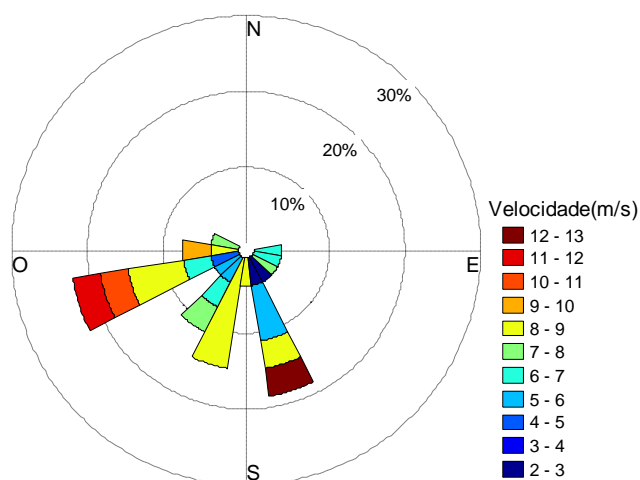


Figura 5-24 – Distribuição da direção e intensidade dos ventos nos eventos de inundação de pequena amplitude.

Os ventos de SO a NE podem ser associados aos sistemas ciclônicos e às cavas, sendo sua ocorrência associada à localização (latitude e longitude) do sistema atmosférico, porém os ventos de E que são vistos na Figura 5-24 estão associados ao único sistema anticiclônico que foi identificado nos eventos de baixa amplitude. A costa do RS foi atingida pela porção norte do sistema, cujo núcleo ficou localizado em latitudes próximas a 42°, onde os ventos são predominantemente de E para O.

Com relação à ondulação relacionada aos eventos desta classe, as alturas significativas e direções tanto em águas profundas como incidentes na costa estão apresentadas na Figura 5-25 (A – ondas em águas profundas e B ondas incidentes na costa). Nota-se uma diferença bastante importante nas direções e alturas entre as ondas nas diferentes profundidades.

Como é esperado devido à dissipação de energia por fricção com o fundo, as alturas de onda são menores nas ondas incidentes (máximo de 2,4 m) que na ondulação em águas profundas (máximo de 4 m).

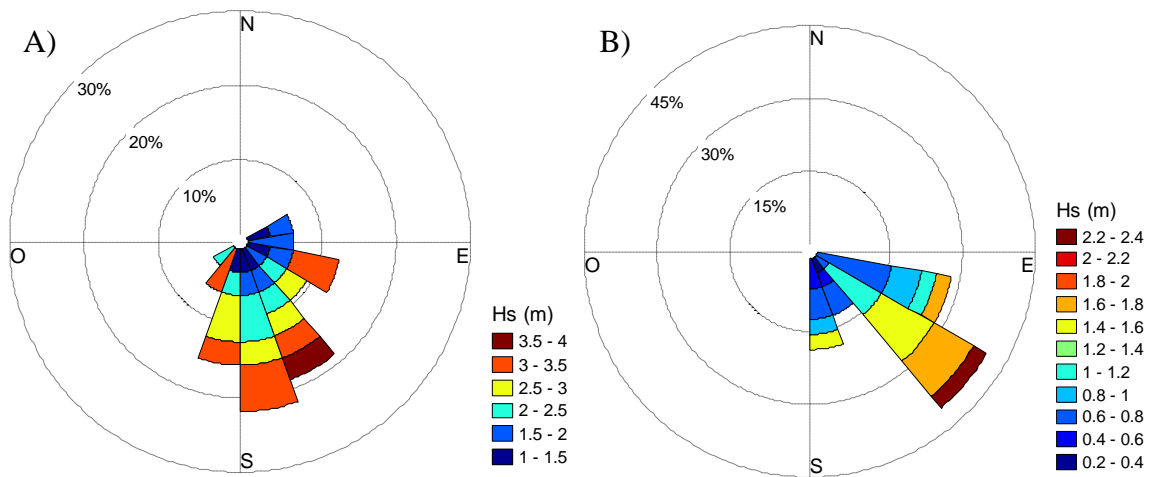


Figura 5-25 - Direção e altura significativa das ondas em águas profundas (A) e incidentes na costa (B) durante os eventos de inundação de pequena amplitude.

A predominância da ondulação de SE nas ondas incidentes é bastante evidente, enquanto que na ondulação em águas profundas apresentam direções que vão desde ENE (associadas ao sistema anticiclônico) a SW, com predominância de SSE. Tais diferenças podem ser atribuídas ao processo de refração de ondas que é responsável por redirecionar o trem de ondas fazendo com que incida o mais perpendicularmente aos contorno batimétricos.

Eventos de Média Amplitude (entre 1,50 e 2,0 m)

Os eventos de média amplitude são aqueles que podem chegar à base das dunas frontais, porém não chegam a inundar as vias de acesso à praia.

Nas Figura 5-26 está apresentada a distribuição temporal dos eventos de média amplitude. Nota-se a ausência de eventos dessa classe no verão, deixando claro que apenas eventos de pequena amplitude foram observados nessa estação. É bastante clara a dominância dessa classe de eventos durante o inverno, porém nessa situação, ocorreram tantos eventos na primavera quanto no outono, diferentemente da classe apresentada anteriormente.

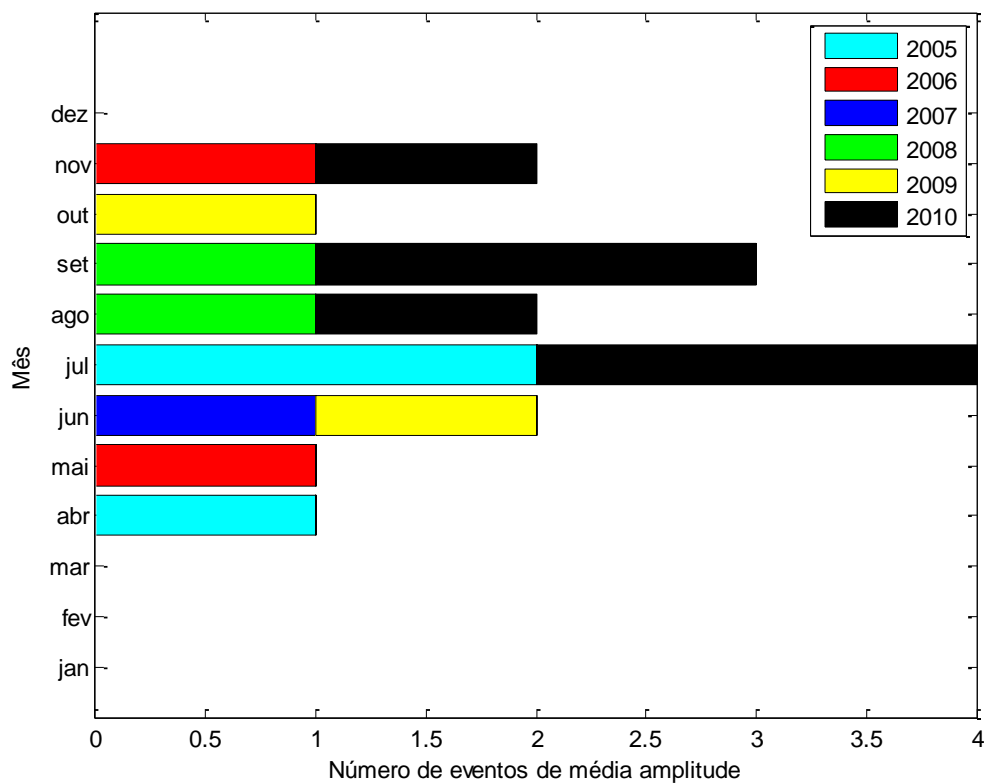


Figura 5-26 - Distribuição temporal da ocorrência dos eventos de média amplitude entre 2005 e 2011.

Quanto à amplitude dos eventos, é possível observar na Figura 5-27 que não há diferenciação notável ao longo do ano.

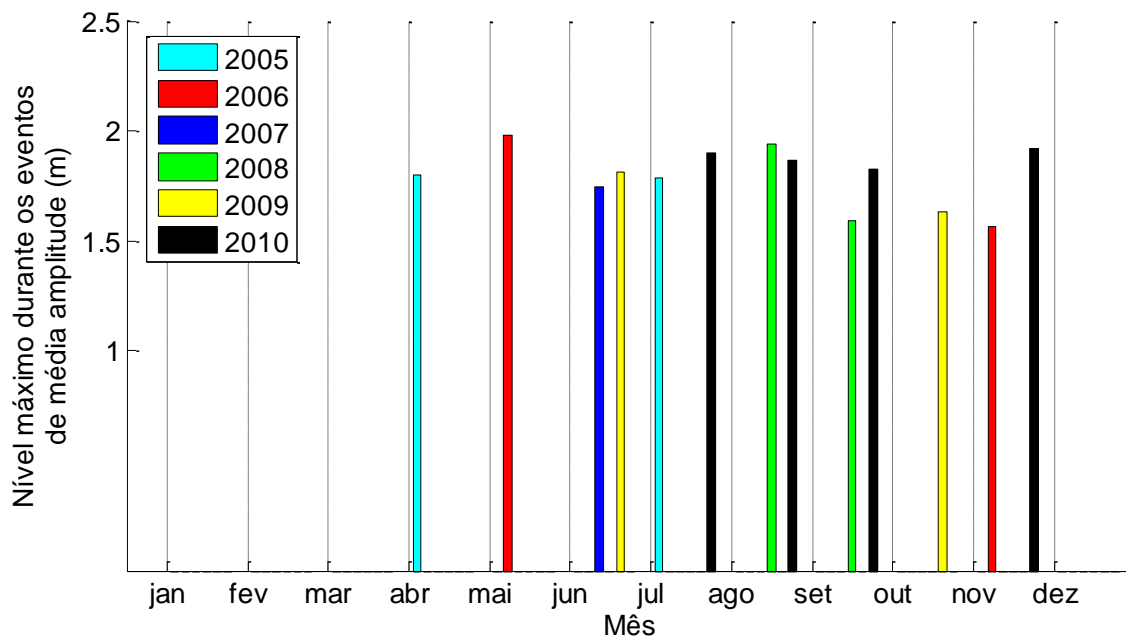


Figura 5-27 - Distribuição temporal da amplitude dos eventos de média amplitude entre 2005 e 2011.

Já quanto à duração dos eventos, nota-se uma alta média para o mês de setembro, que foi influenciada por um longo evento nesse mês no ano de 2008. Mesmo desconsiderando esse evento em particular, é possível perceber uma maior duração dos eventos de média amplitude no inverno e na primavera, em detrimento do outono.

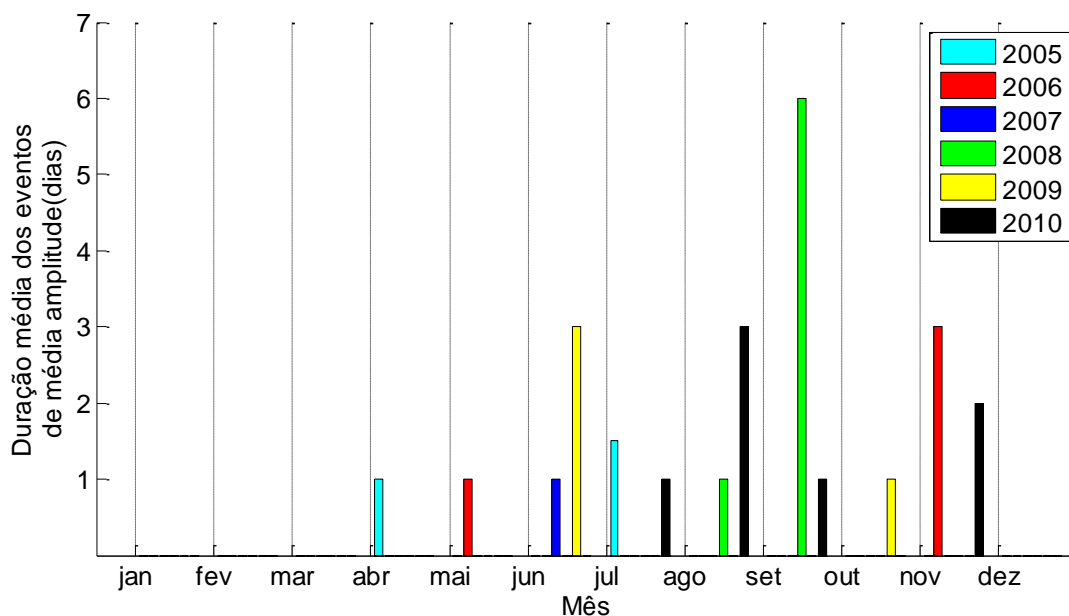


Figura 5-28- Distribuição temporal da duração dos eventos de média amplitude entre 2005 e 2011.

Na Tabela 5-6 estão apresentadas as situações sinóticas associadas aos eventos de média amplitude. A situação sinótica predominante foram os anticiclones, o que explica os ventos e ondas vindos de leste e até nordeste associados aos eventos desta classe.

Tabela 5-6 - Número de sistemas classificados a cada padrão e as velocidades de propagação em km/h associados aos eventos de média amplitude. Em parêntesis junto a região de formação o número total de sistemas relacionados a tal região.

Padrão	Região de formação	Direção de deslocamento	Velocidade média de deslocamento (km/h)			
			0-20	20-40	40-60	> 60
I	<40 (4)	E		1	1	
II		SE		2		
III	40-50 (3)	E	1	1		
IV		SE		1		
V	>50 (2)	E		1		
VI		NE		1		
VII	Anticiclone (5)			4	1	
		Total	1	11	2	0

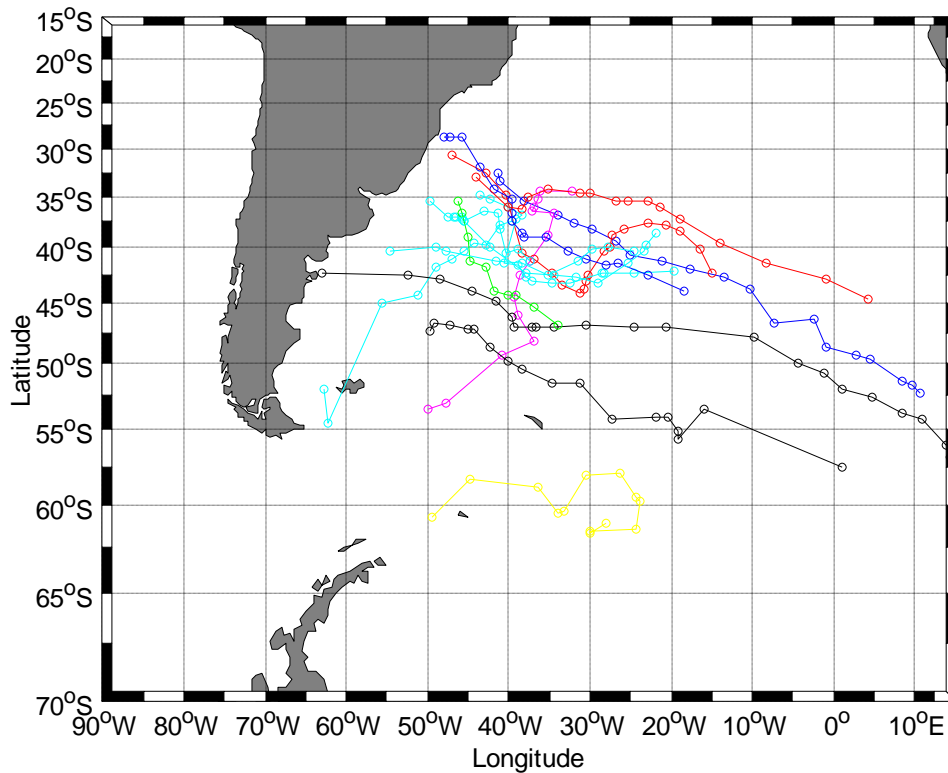


Figura 5-29- Trajetórias dos sistemas meteorológicos associados aos eventos de média amplitude. Em vermelho os eventos do padrão 1, em azul padrão 2, em preto padrão 3, em verde o padrão 4, em amarelo padrão 5, em rosa o padrão 6 e em ciano o padrão 7.

Na Figura 5-30 estão apresentadas as direções e intensidade dos ventos nos dias de ocorrência de eventos de média amplitude. Assim como nos eventos de menor amplitude, os ventos de SO foram os mais presentes, porém houve eventos relacionados a ventos de NO e NE.

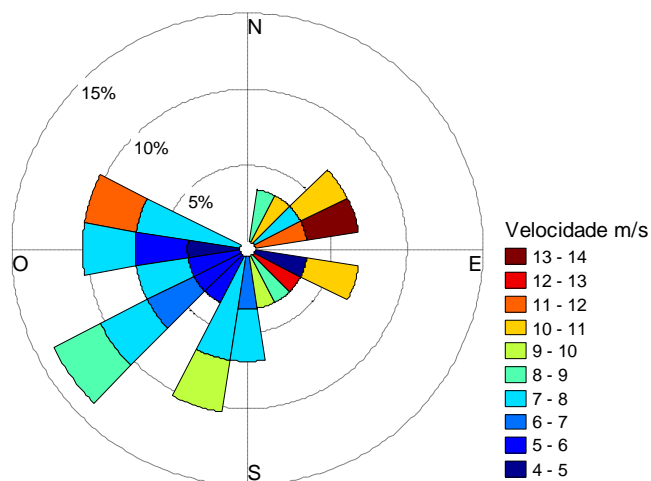


Figura 5-30– Distribuição da direção e intensidade dos ventos nos eventos de inundação de média amplitude.

Os ventos com componente de oeste foram associados aos casos onde os ciclones se formaram sobre o RS, ou seja, as classes de ciclones formados entre 30 e 40°S.

Com relação à ondulação, nota-se uma diferença nas direções predominantes em águas profundas com relação aos eventos de pequena amplitude, com a predominância de ondas vindas de NE e ESSE (associadas aos sistemas anticiclônicos), porém, devido ao processo de refração já discutido acima, quando se trata da ondulação incidente, as ondas de SE foram as mais frequentes nos eventos de média amplitude.

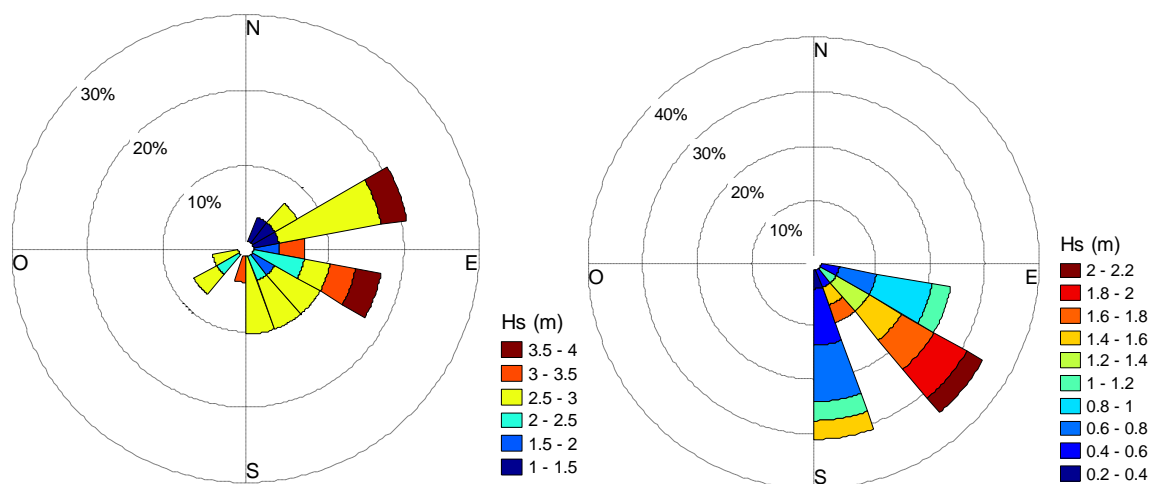


Figura 5-31 - Direção e altura significativa das ondas incidentes na costa durante os eventos de inundação de média amplitude. À esquerda ondulação em águas profundas e à direita incidente na costa.

Eventos de Grande Amplitude (maior que 2,0 m)

Os eventos de grande amplitude são os eventos mais intensos, onde a água tende a inundar as vias de acesso à praia, podendo chegar à primeira rua do balneário Cassino e às casas mais próximas da praia.

Foram observados somente quatro eventos que alcançaram amplitude maior que 2m durante o período estudado. De acordo com a Figura 5-32 todos ocorreram no inverno, sendo um em julho de 2007, dois em agosto de 2007 e um em setembro de 2006.

Com relação à duração, os eventos tiveram duração entre 1 e 2 dias, com exceção do evento de setembro de 2006 que teve a duração de 4 dias.

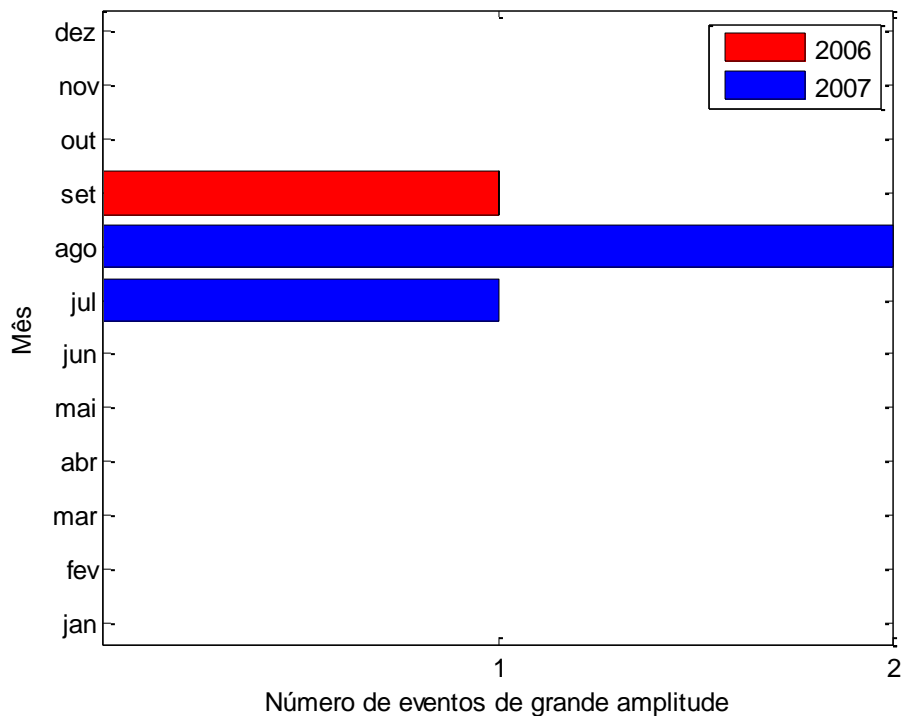


Figura 5-32 - Distribuição temporal da ocorrência dos eventos de grande amplitude entre 2005 e 2011.

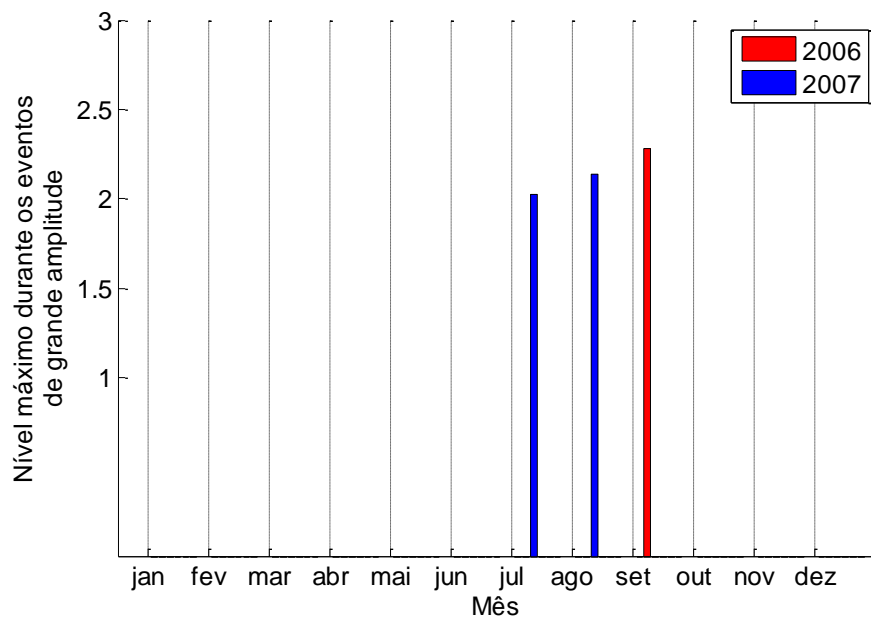


Figura 5-33 - Distribuição temporal da amplitude dos eventos de grande amplitude entre 2005 e 2011.

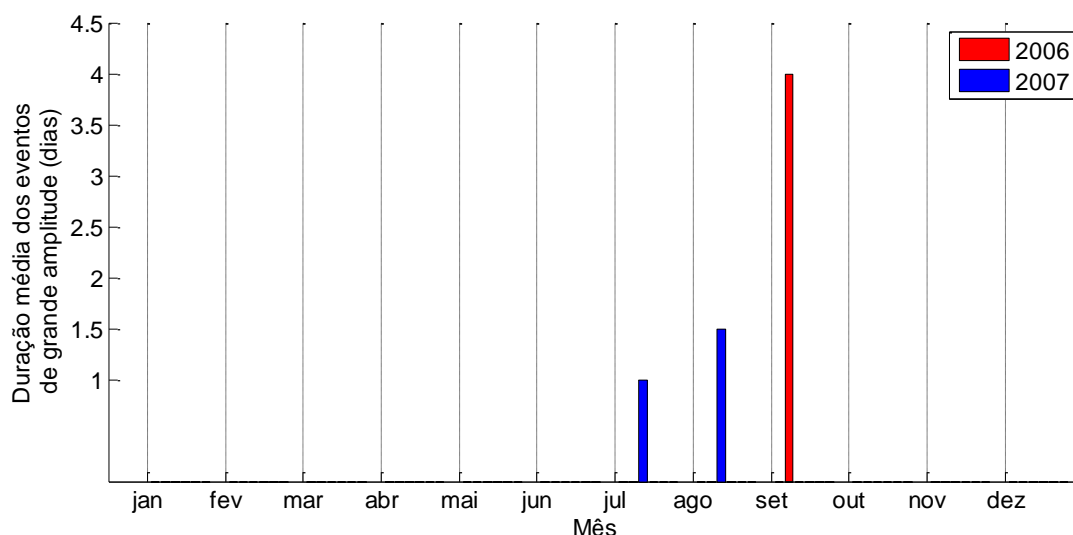


Figura 5-34 - Distribuição temporal da duração dos eventos de grande amplitude entre 2005 e 2011.

A Tabela 5-7 apresenta o resumo dos sistemas meteorológicos atuantes durante os eventos de grande amplitude. Nota-se que cada evento pertenceu a um padrão diferente, sendo três ciclones, cada formado em uma faixa de latitudes e com velocidades distintas, e um anticiclone. As trajetórias dos sistemas estão apresentadas na Figura 5-36.

Tabela 5-7 - Número de sistemas classificados a cada padrão e as velocidades de propagação em km/h associados aos eventos de grande amplitude. Em parêntesis junto a região de formação o número total de sistemas relacionados a tal região.

Padrão	Região de formação	Direção de deslocamento	Velocidade média de deslocamento (km/h)			
			0-20	20-40	40-60	> 60
I	<40 (1)	E				
II		SE		1		
III	40-50 (1)	E			1	
IV		SE				
V	>50 (1)	E				1
VI		NE				
VII	Anticiclone (1)			1		
Total			0	2	1	1

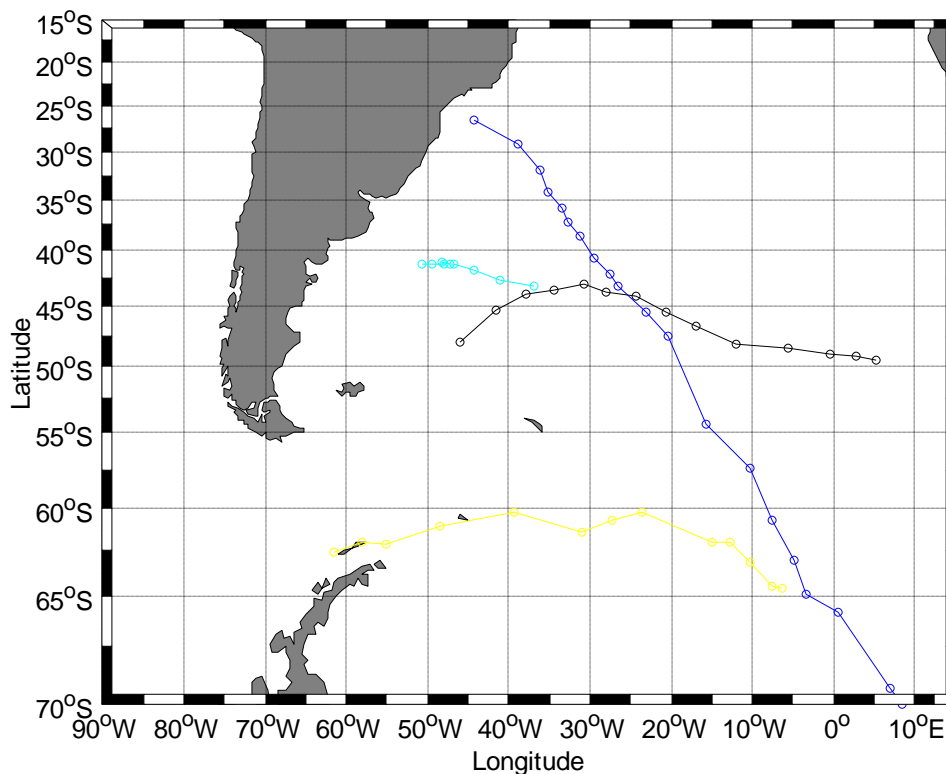


Figura 5-35- Trajetórias dos sistemas meteorológicos associados aos eventos de grande amplitude. Em azul padrão 2, em preto padrão 3, em amarelo padrão 5 e em ciano o padrão 7.

Na questão do vento, os ventos predominantes nestes eventos foram de OSO, com velocidade média máxima de 12 m/s. Seguindo a mesma tendência das classes anteriores.

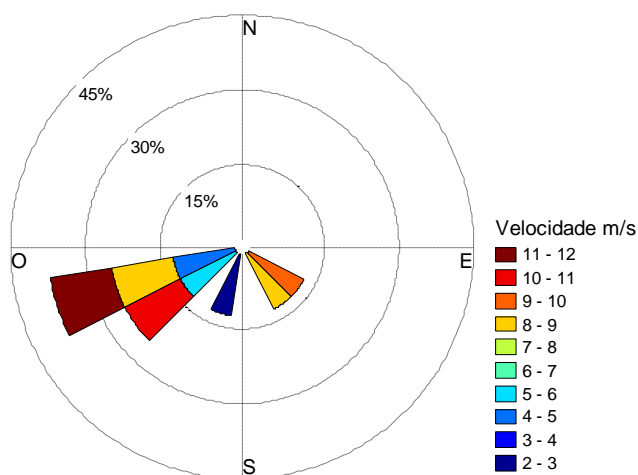


Figura 5-36 – Distribuição da direção e intensidade dos ventos nos eventos de inundação de grande amplitude.

As ondas incidentes na costa também apresentaram o mesmo comportamento, sendo as ondas de SE as mais presentes. Porém nestes eventos as diferenças entre as

direções das ondas incidentes e de águas profundas foram bem menores que nas classes de eventos anteriormente discutidas.

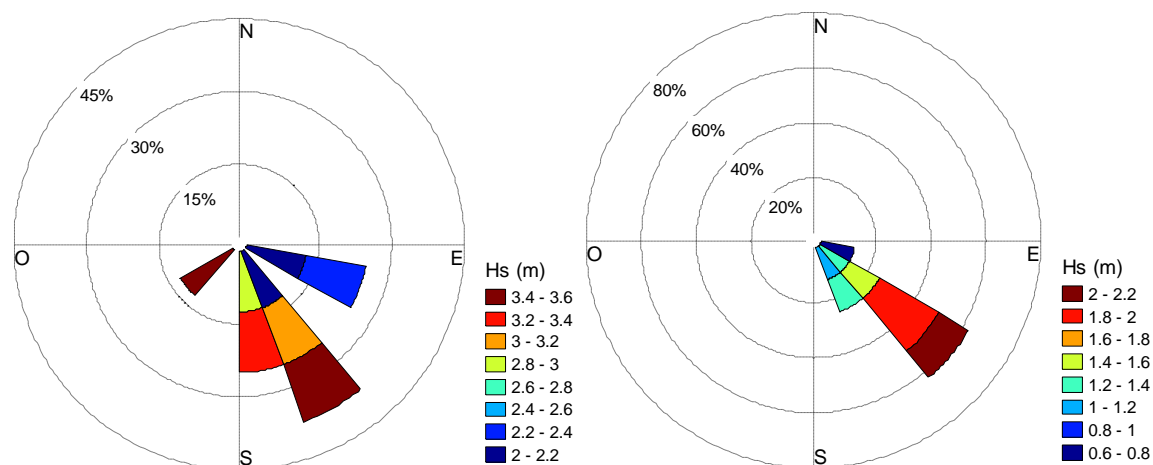


Figura 5-37 - Direção e altura significativa das ondas incidentes na costa durante os eventos de inundação de grande amplitude.

A maior amplitude observada foi de 2,3 m no evento de setembro de 2006 (Figura 5-33), que foi também o evento mais longo (quatro dias, Figura 5-34). Durante este evento a água alcançou as dunas e foi responsável pela inundação de ruas de acesso à praia do Cassino, como pode ser observado na Figura 5-38. Este evento de inundação esteve associado a um sistema do padrão dois, que causou ventos e ondas extremos como descrito por Machado (2014). Segundo o autor, o evento causou impactos por toda costa sul e sudeste do Brasil, causando não somente inundação como erosão em diversas regiões.



Figura 5-38 - Imagens da praia do Cassino, na região da Ema, durante o evento de grande amplitude de setembro de 2006. À esquerda inundação da via de acesso ao balneário e à direita a água nas dunas. Foto de Dariano Krummenauer.

5.3. CONCLUSÕES

A metodologia de obtenção de informações sobre o nível d'água na praia através do uso conjunto de imagens de vídeo e perfis praias se mostrou uma alternativa válida para situações onde a instalação de equipamentos para a medição das variações de nível é extremamente difícil e já exista uma estação de vídeo imagem instalada, como é o caso da Praia do Cassino. Nesses casos a obtenção de perfis praias de forma sistemática pode trazer benefícios à obtenção dos dados, uma vez que é utilizado o perfil de data mais próxima à imagem para a obtenção da informação de nível.

As variações de longo termo da maré astronômica se mostraram com pouca ou nenhuma influência sobre as variações do nível na praia no geral.

Os efeitos do vento e do gradiente de pressão se mostraram mais evidentes nas variações de nível dentro da Lagoa do que na Praia do Cassino.

O nível d'água medido no estuário inferior da Lagoa dos Patos não pode ser utilizado como proxy para o nível na praia, pois, apesar de apresentarem padrões relativamente coerentes, os níveis nos dois locais divergem muito em diversas situações no que tange às intensidades dos processos atuantes. Assim, a hipótese de que o nível na Lagoa dos Patos poderia ser representativo do nível na praia se mostrou inválida.

Foram identificados 47 eventos de inundação. Cinquenta e três por cento dos eventos ocorreram durante o inverno, 24% no outono, 17% durante a primavera, e apenas 6% durante o verão. Nenhum evento foi observado no mês de março. Os eventos duraram em média 1,5 dias e no máximo 6 dias. A amplitude da inundação foi em média 1,5 m acima do nível médio.

A regressão múltipla associando os dados de onda em águas profundas (H_s , T_p e D_p), componente longitudinal à costa do vento, duração do vento e gradiente de pressão apresentou bons resultados, com um coeficiente de correlação de 0,83. A estimativa com base na regressão estimou o nível de 70% dos eventos dentro do nível de erro aceitável de 20% da amplitude do evento.

Já a modelagem analítica apresentou resultados satisfatórios somente em 40% dos eventos. Nestes, 31% da subida do nível se deu devido aos processos relacionados ao vento, 49% à onda, 1% às variações de pressão e 19% estiveram relacionados à maré astronômica.

Foi proposta uma classificação para os eventos de inundação que usa como parâmetro a amplitude da subida do nível acima da média. A primeira classe, denominada eventos de pequena amplitude abrange os eventos com amplitude menor que 1,5 m, e é caracterizada por aqueles eventos que o nível sobe, a praia fica mais curta, porém não chega à base das dunas frontais. Foram incluídos nessa classe 57,5% de todos os eventos identificados. Os eventos meteorológicos associados a esta classe

estiveram associados a principalmente a ciclones formados em latitudes próximas ao RS e a sistemas de cavas.

A segunda classe, eventos de média amplitude, abrange eventos de 1,5 a 2m de elevação acima do nível médio e representou 34% dos eventos observados. Os eventos dessa classe são aqueles que podem chegar à base das dunas frontais, porém não chegam a inundar as vias de acesso à praia. Esta classe esteve associada, além dos ciclones nas diversas latitudes, a anticiclones, o que explicou a grande ocorrência de ondas e ventos com forte componente E.

Já a última classe, eventos de grande amplitude, que compreende os eventos mais intensos, onde a água tende a inundar as vias de acesso à praia, podendo chegar à primeira rua do balneário Cassino e às casas mais próximas da praia (elevações de mais de 2m acima do nível médio) representou somente 8,5% das situações estudadas. Quanto às situações sinóticas não foi possível fazer associações, pois foram observados eventos de diversas classes e com características diversas de velocidades e trajetórias.

6. ESTIMATIVAS DE BATIMETRIA

A análise das variações na batimetria da zona de surfe pode trazer informações importantes no que diz respeito ao transporte de sedimentos nesta região. Entretanto levantamentos batimétricos na zona de surfe demandam uma grande logística, por isso tendem a ser escassas. Por essa razão, vários autores vêm desenvolvendo metodologias para estimar essas batimetrias sem a necessidade de campanhas para sondagens *in situ*.

Em seu trabalho focando processos de *feedback* entre a hidrodinâmica e as respostas morfológicas dos bancos, Plant *et al.*, (2001) desenvolveram uma metodologia que permite obter estimativas da batimetria da zona de surf. A metodologia lida com cada banco individualmente e utiliza curvas gaussianas pra obter o formato dos mesmos, necessitando de informações relativamente acuradas das alturas e larguras, além da posição da crista dos bancos.

Em 2003, Ruessink *et al.* apresentaram outra metodologia, e com o intuito de estudar o comportamento dos bancos individualmente chegaram a equações gerais que descrevem o comportamento da largura dos bancos como sendo uma exponencial, aumentando com a profundidade do perfil, e a altura dos bancos variando de maneira gaussiana, com um aumento até certo ponto do perfil seguido de uma diminuição.

Em seu trabalho de 2014, Holman *et al.*, utilizam as equações desenvolvidas por Ruessink *et al.*, (2003), associadas a uma nova proposta de perfil de equilíbrio, a fim de estimar perfis na zona de surfe sem a necessidade de medições *in situ* e com base apenas em algumas informações de fácil obtenção como declividade média da face da praia, obtida de perfis históricos, declividade média da antepraia, que pode ser obtida de cartas náuticas ou batimetrias antecedentes e posição dos bancos, que pode ser obtida através de vídeo imagens. Os autores enfatizam que o modelo analítico foi desenvolvido para a geração de perfis (duas dimensões), e concluem que a aplicação para geração de batimetrias (em três dimensões) através de diversas camadas em duas dimensões precisa ainda ser investigada.

Neste capítulo será testada a hipótese de que a metodologia descrita por Holman *et al.*, (2014) pode ser utilizada para estimar a batimetria da zona de surfe na praia do Cassino, além de alterações morfológicas e variações devido a eventos de inundação.

Os objetivos específicos a serem alcançados são:

- Verificação da viabilidade da aplicação da metodologia descrita por Holman *et al.*, (2014) para estimar perfis da zona de surfe da praia do Cassino;
- Através das batimetrias pré e pós evento, verificar a viabilidade da obtenção de mapas de variação morfológica e dados de variação de volume durante os eventos de inundação identificados no capítulo 5.

- Aplicar a metodologia e através de análises de componentes principais complexas identificar padrões de variação morfológica nos eventos e associá-los às variáveis meteoceanográficas disponíveis.

6.1. METODOLOGIA

Estimativa da batimetria

A fim de estimar os perfis da zona de surfe foi aplicada uma metodologia baseada nos trabalhos de Holman *et al.*, (2014) e Ruessink *et al.*, (2003). Na metodologia o perfil é descrito como:

Equação 6-1 - Equação de descreve o perfil da zona de surf.

$$h = h_0 + h_{bar}$$

Onde h_0 é o perfil de equilíbrio sem bancos na zona de surfe e h_{bar} é a parte do perfil que contempla os bancos.

O autor propõe o um perfil de equilíbrio, composto por uma forma plana com uma componente exponencial próxima à costa, que pode ser calculado através da equação:

Equação 6-2 –Perfil de equilíbrio proposto por Holman *et al.*, (2014).

$$h_0 = \gamma[\exp(-kx) - 1] + \beta x$$

Onde β , γ e k são coeficientes empíricos calculados através da declividade da praia e uma profundidade conhecida em uma posição fora da zona de surf. Para mais detalhes consultar Holman *et al.*, (2014).

Após a construção do perfil de equilíbrio, é necessário estimar o perfil dos bancos, e o resultado da soma de ambos é o perfil completo estimado. O perfil dos bancos é obtido através da equação:

Equação 6-3 – Perfil dos bancos.

$$h_{bar}(h_0, t) = -S(h_0) \cos[\theta(h_0) - \psi(t)]$$

Onde S se comporta como uma gaussiana e descreve o comportamento das amplitudes dos bancos nas diferentes profundidades (h_0) através da equação:

Equação 6-4 – Equação das amplitudes do banco em função da profundidade

$$S = \delta + (S_{max} - \delta) \exp \left[\frac{-\left\{ \left(1 - \frac{h_0 - h_{shore}}{h_{sea} - h_{shore}} \right)^a - b \right\}^2}{c} \right]$$

Onde:

δ é o limiar para uma perturbação ser considerada banco, empiricamente 0,3m;

h_{sea} é a profundidade máxima onde existe atividade dos bancos, ou seja, limite externo da zona de surf;

h_{shore} é a profundidade mínima onde existe atividade dos bancos, ou seja, limite interno da zona de surf;

S_{max} é a máxima altura dos bancos e é igual a $0,2 h_{sea}$;

a, b e c são constantes cujos valores são respectivamente 0,53\0,57 e 0,09.

O termo do cosseno na Equação 6-3 ($\cos[\theta(h_0) - \psi(t)]$) modela a forma dos bancos. E temos:

Equação 6-5 – Termo que modela a forma dos bancos.

$$\theta(x) = \int_{x_{off}}^x \frac{2\pi}{L(x)} dx$$

Onde, L, que descreve os comprimentos de onda dos bancos pode ser descrito pela exponencial:

Equação 6-6 – Equação que descreve os comprimentos de onda dos bancos com relação à profundidade.

$$L(h_0) = a_l \exp(b_l h_0(x))$$

Onde segundo os autores a_l e b_l são valores universais 100 e 0,27. E finalmente:

Equação 6-7 – Termo que define a fase do perfil.

$$\psi(t) = \theta(x_b)$$

Onde x_b é a posição de um banco, que pode ser facilmente estimada através das imagens de vídeo (veja seção 3.1).

Geração das batimetrias e análise das variações morfológicas

A partir dos dados de posição dos bancos obtidos através das imagens dentro de uma região de interesse (Figura 6-1) e da Equação 6-1 foi gerado um perfil da zona de surfe a cada metro ao longo da praia, e a integração de todos esses perfis deu origem uma batimetria estimada relacionada a cada imagem analisada.

Foram geradas batimetrias antes e depois dos eventos de inundação identificados no capítulo 4 que permitiram a observação da posição dos três bancos em pelo menos uma imagem na fase inicial e final do evento.

As variações morfológicas foram obtidas através da diferença entre as batimetrias estimadas inicial e final de cada evento. Já as variações de volume foram obtidas pela diferença entre o volume da batimetria final e o volume da batimetria inicial.

Em busca dos principais padrões de alterações morfológicas durante os eventos a análise de componentes principais complexa (CPCA ou ainda Complex Empirical Othogonal Function, CEOF) foi aplicada aos mapas de variação morfológica.

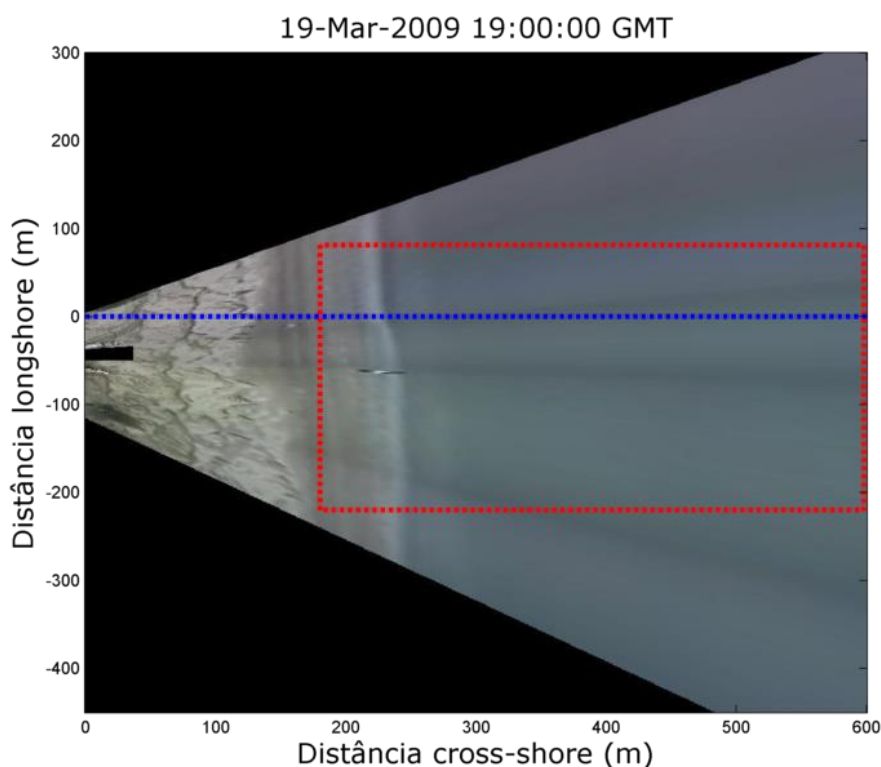


Figura 6-1 - Imagem do sistema Argus Cassino do dia 14 de março de 2009 às 19 horas GMT. O retângulo vermelho representa a área onde as batimetrias foram estimadas. A linha azul representa o alinhamento dos perfis monitorados.

A CPCA é uma variação da clássica PCA (Análise de componentes principais), que é um método estatístico que fornece uma técnica que separa a variabilidade espacial e temporal de um conjunto de dados, que então podem ser representados como uma combinação linear de funções correspondentes do tempo e espaço. As funções são ranqueadas de acordo com a porcentagem de variabilidade que explicam, definidas como valor quadrático médio dos dados. O primeiro modo da função será a principal forma de variabilidade do perfil. Os modos sucessivos, e os quais são ortogonais ao anterior, são selecionados sequencialmente à medida que estes representarem uma maior quantidade de variância ainda não explicada. Os modos podem ter sua significância alterada ao longo do período analisado, indicando uma modificação dos agentes atuantes (Winant et al. 1975).

A PCA a princípio foi utilizada para analisar estatisticamente variações temporais e espaciais em perfis praias por Winant *et al.*, (1975) e vêm sendo aplicada tanto em séries temporais de perfis quanto de batimetrias e posição de bancos por diversos autores (Lippmann & Holman 1990; Barletta et al. 2006; Oliveira 2014)

Porém, a análise apresenta uma limitação a padrões de ondas estacionárias (Horel 1984), o que é um problema para o presente estudo especialmente porque alterações morfológicas na zona de surfe geralmente estão relacionadas à propagação das feições, como migração dos bancos paralela e perpendicularmente à costa Ruessink *et al.* (2000). Na aplicação da análise a uma única onda que se propaga, o resultado são duas ondas estacionárias em quadratura entre si (diferença de fase de 90°) (Horel 1984). Tal comportamento foi observado por Wijnberg & Terwindt, (1995), que descreveram a migração o comportamento de um banco que migra inter-anualmente em direção ao oceano na costa Holandesa através de duas funções com uma diferença de fase de 90°. Assim, Ruessink *et al.* (2000) sugerem que uma abordagem mais adequada a fim de evitar esse tipo de problema é a aplicação de uma variação da PCA, a PCA complexa (CPCA ou CEOF). De acordo com os autores a análise provê resultados mais compactos, facilitando a interpretação dos dados. Para mais detalhes sobre o método consultar (Horel 1984).

6.2. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Estimativa dos perfis e batimetrias

Para calcular os parâmetros γ e k a declividade da face da praia foi calculada em todos os perfis praias disponíveis e sua média foi utilizada como valor climatológico. A profundidade em um ponto fora da zona de surfe foi obtida através das batimetrias disponíveis, assim como o parâmetro β (declividade *offshore*). Já para o parâmetro h_{sea} , que representa o limite externo da zona de surf, e modula a amplitude dos bancos, a partir da observação das batimetrias e perfis existentes e após alguns testes de sensibilidade, o melhor valor encontrado foi 5m. Este parâmetro é extremamente dependente da região de estudo. Valores apresentados por Ruessink e Holman para

diversas praias localizadas nos EUA, Japão e Holanda variaram entre 3,5 e 10m de profundidade.

A aplicação do modelo utilizando os parâmetros considerados universais por Holman *et al.*, (2014) não apresentou resultados satisfatórios para a praia do Cassino. Nos perfis gerados nem as posições, nem a forma dos bancos foram bem representados. Por essa razão, foi necessário ajustar alguns destes parâmetros a fim de melhorar o desempenho do modelo analítico para a zona de surfe de interesse.

O ajuste dos parâmetros foi realizado manualmente, através de testes que levaram em conta as diferenças entre os perfis calculados e observados. Foram utilizados os valores que apresentaram as menores diferenças na maior parte dos perfis.

Os parâmetros relacionados ao comprimento de onda (largura) dos bancos (al e bl, Equação 6-6) foram alterados respectivamente para os valores 44 e 0,45, já o termo b da Equação 6-4 foi mudado para 0,72. Na Tabela 6-1 estão apresentados as constantes presentes nas equações, seus valores originais propostos por Holman *et al.*, (2014) e os valores utilizados no presente estudo.

Tabela 6-1 - Tabela de parâmetros utilizados no modelo, na coluna do meio os valores originais propostos por Holman *et al.*, (2014) e Ruessink *et al.*, (2003) e na coluna da direita os valores utilizados neste trabalho.

Parâmetro	Valor original	Valor utilizado
β	Declividade offshore obtida de batimetrias históricas	0,0015
γ	Solução numérica	4,06
k	Solução numérica	0,0021
hsea (m)	Conhecimento do local	5
hshore	0	0
δ	0,3	0,2
a	0,53	0,43
b	0,57	0,5
c	0,09	0,11
al	100	44
bl	0,27	0,45

As curvas que descrevem o comportamento do comprimento e amplitude dos bancos com relação à profundidade estão apresentados na Figura 6-2. As curvas em azul se referem aos dados usados por Holman *et al.* (2014) e as em vermelho aos utilizados neste trabalho.

É possível notar a grande diferença no comportamento das propriedades geométricas dos bancos na praia do Cassino e nas seis praias estudadas por Ruessink *et. al.* (2003) que deram origem à curva utilizada por Holman *et. al.* (2014). Na praia do Cassino, tanto o comprimento quanto a amplitude dos bancos apresentam um intervalo de valores mais abrangente que as praias que deram origem à outra curva (localizadas na Holanda, EUA, e Japão).

Estas diferenças tornam clara a necessidade de adaptar as constantes das curvas localmente a fim de tornar o método aplicável para zonas de surfe com características distintas.

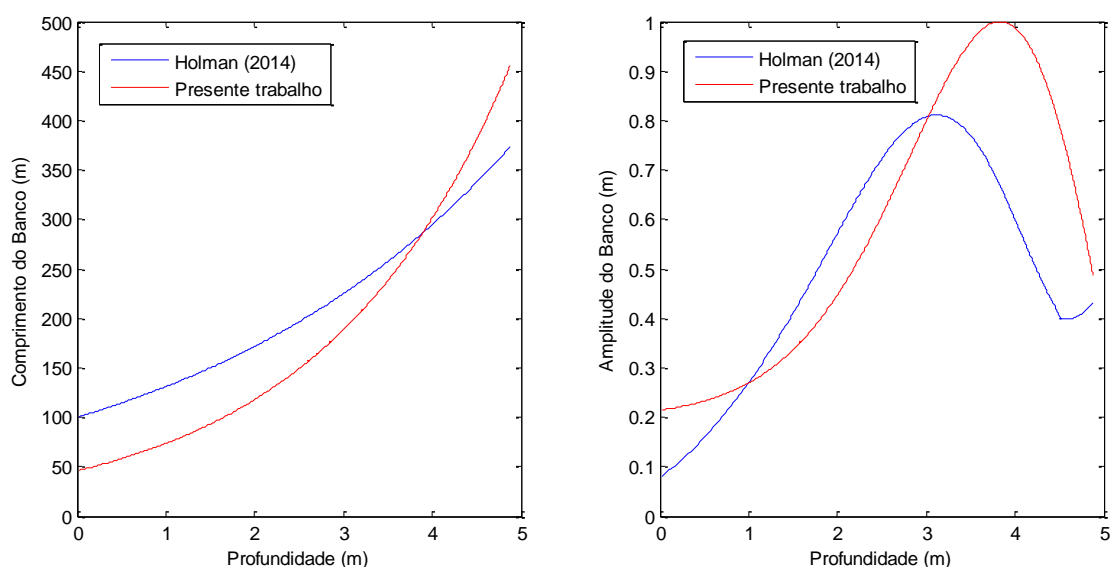


Figura 6-2 – À esquerda, curvas exponenciais que descrevem a largura dos bancos, em azul a curva utilizada por Holman *et. Al.* (2014) e em vermelho a curva utilizada no presente trabalho. À direita, curvas gaussianas que descrevem a amplitude dos bancos, em azul a curva utilizada por Holman *et. Al.* (2014) e em vermelho a curva utilizada no presente trabalho.

A fim de utilizar a metodologia para estimar as batimetrias outras alterações foram necessárias. Na metodologia original os bancos são descritos por uma curva cossenóide, e a partir da posição de somente um banco (indicativo da fase do perfil), teoricamente é possível estimar a posição de todos os bancos no perfil. Porém com este método, a posição do terceiro banco apresentou desvios muito grandes em alguns casos, problema também encontrado por Holman *et. al.* (2014), porém no escopo daquele trabalho o autor considera tais situações como casos de não-equilíbrio, e os considera com importância secundária.

Além das diferenças no terceiro banco, qualquer ritmicidade ou variação longitudinal na posição do banco utilizado como referência era propagada para os demais, o que normalmente não ocorre na área de interesse. Oliveira, (2014) estudando a forma em planta dos bancos arenosos na Praia do Cassino através de PCAs observou que o quanto mais interno o banco maior a incidência de ritmicidades, e menor o

comprimento de onda destas. Assim, a reprodução das ritmicidades de um banco nos outros acaba gerando perfis extremamente longe da realidade. Foram feitos alguns testes e verificou-se que a região do banco escolhido para fornecer a posição de fase do perfil é sempre a que apresenta os menores erros na estimativa.

Levando todos esses fatores em consideração foi desenvolvida a metodologia de particionamento do perfil. Nesta metodologia cada região do perfil relacionada a um banco foi estimada a partir da posição do banco correspondente, e posteriormente as partes foram unidas a fim de formar o perfil completo. O procedimento melhorou significativamente a performance do modelo com relação ao banco externo, e resolveu a questão da propagação das variações longitudinais para os demais bancos.

Validação

A validação do modelo foi feita através de comparações entre os perfis modelados e os perfis observados. Foram calculadas as diferenças entre os perfis (residual ou erro, Figura 6-3) e seus valores médios e os desvios padrão. Além disso, foram calculadas as diferenças de volume entre os perfis modelados e observados, estes valores estão expressos em % para excluir diferenças de volume devido aos diferentes comprimentos dos perfis. Todos os valores estão expressos na Tabela 6-2.

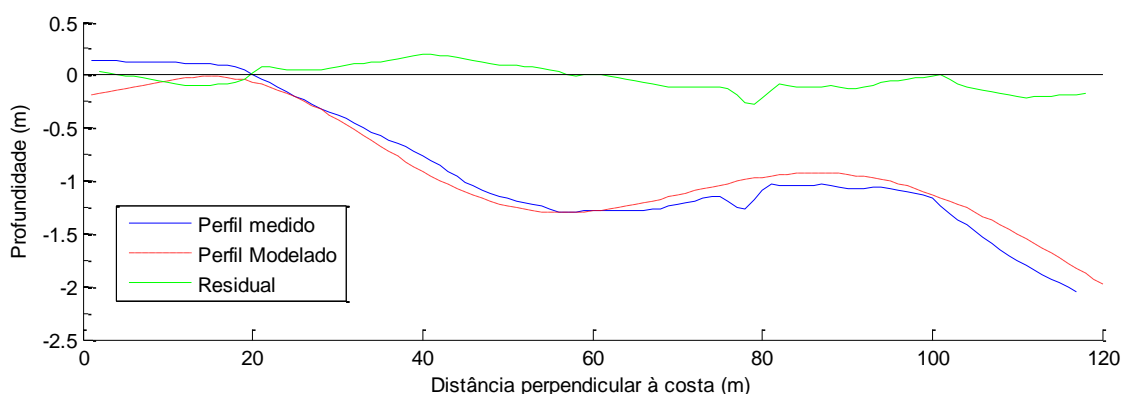


Figura 6-3 – Exemplo de perfil medido *in situ* (em azul), perfil modelado (em vermelho) e diferença entre os perfis (residual, em verde).

O erro absoluto médio observado foi de 0,12m, com desvio padrão de 0,11m. Com relação ao percentual de variação de volume foi observada uma média de 1,1, com desvio padrão de 1,1%.

Tabela 6-2 – Média e desvios padrão das diferenças entre as cotas e os volumes perfis modelados e observados.

	Média	Desvio Padrão
Média erro absoluto (m)	0,12	0,11
% variação de volume	1,1	1,1

Na Tabela 6-3 estão apresentados os erros associados às estimativas feitas por Holman *et al.* (2014) em três praias dos EUA (Duck, Pacífico NO e Base da Força Aérea Eaglin) e Plant *et al.*, (2001) com a metodologia das gaussianas testada com os dados de Duck.

Tabela 6-3 – Erros associados a estimativas de perfis em diversas praias.

Praia	Erro Absoluto (m)
Duck	0,02
Pacífico Noroeste	0,3
Base da Força Aérea Eaglin	0,42
Plant <i>et al.</i> (2001), Duck	0,1

Comparando os erros observados nas estimativas para a Praia do Cassino com o observado em outras praias, e inclusive com uma metodologia diferente, podemos considerar satisfatório o erro médio observado neste trabalho.

A partir desses resultados, o desempenho do modelo foi considerado satisfatório, lembrando que variações de cotas menores que 0,23m e variações de volume menores que 2,2% se encontram dentro das margens de erro do método e não podem ser consideradas.

A Figura 6-4-A apresenta um exemplo de batimetria gerada a partir das posições dos bancos observados nas imagens Argus. Na imagem é possível notar a presença dos três bancos, cada associado a uma cava no seu lado na direção à praia. Já a Figura 6-4-B apresenta a mesma batimetria sobreposta da posição dos bancos observados nas imagens.

A comparação entre as batimetrias estimadas e batimetrias completas observadas não foi possível devido ao fato de as sondagens batimétricas disponíveis terem sido feitas em situações de dinâmica extremamente baixa, quando não havia arrebenção em nenhum banco arenoso, ou no máximo no banco interno, impossibilitando a aplicação da metodologia completa em tais situações.

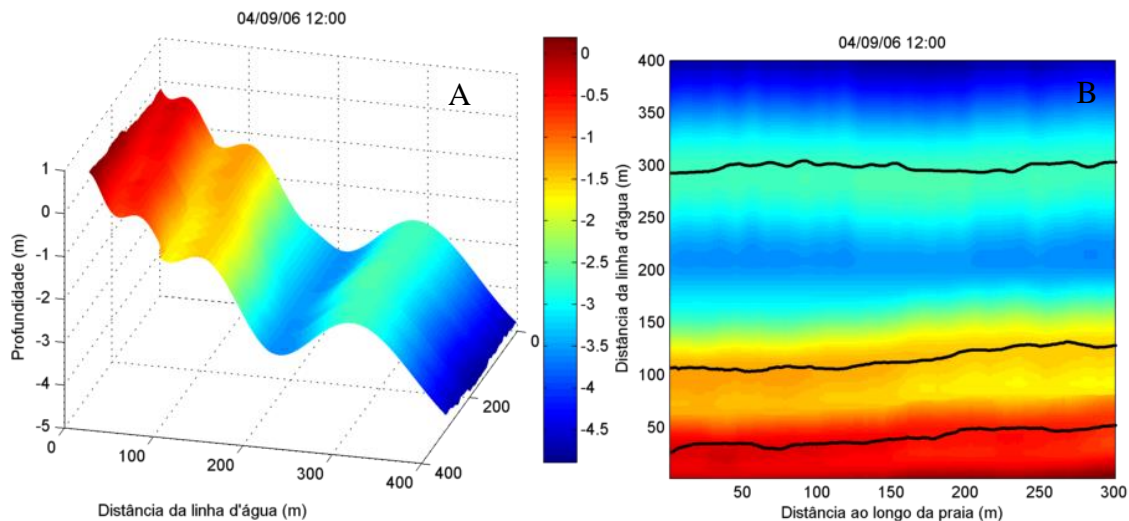


Figura 6-4 – Batimetrias estimadas. A – representação 2D da batimetria e das posições dos bancos observadas na imagem. B – representação 3D. Valores em metros.

Principais fontes de erro

Apesar dos baixos valores de erro na estimativa dos perfis praiais, foram observadas duas situações que tendem a piorar a acurácia do modelo analítico.

A primeira, relacionada à tendência a estágios mais intermediários, está relacionada à forma dos bancos. Quando os bancos estão migrando em direção à praia sua forma pode apresentar uma assimetria, com a crista deslocada para onshore. Tal assimetria foi observada nos perfis realizados por Guedes *et al.*, (2010) na Praia do Cassino, na situação em que os autores documentaram a transição do estágio praiial de banco e cava longitudinal para o de banco e praia rítmica. Esta situação o modelo não consegue reproduzir, pois a forma do banco modelado é sempre simétrica.

A outra é a ausência de cava antes do banco interno. O modelo sempre gera uma cava antes de todos os bancos, sua amplitude depende da posição do banco, sendo menor em direção à costa, porém está sempre presente. Tal situação nem sempre é verdade na zona de surf. Segundo Guedes *et al.*, (2010) o banco interno caracterizou-se na maioria dos levantamentos como uma quebra na declividade do perfil próxima à posição da linha d'água, sem a presença de uma cava definida, semelhante a um de terraço de maré descrito por Wright & Short (1984). Tal morfologia foi observada pelo autor no perfil ao fim do processo de transição do estágio praiial de banco e cava longitudinal para o de banco e praia rítmica, e parece estar associada a uma alta dissipação de energia no local, em função da saturação das ondas incidentes.

Ambas as situações, que ocorrem muitas vezes relacionadas podem aumentar a discrepância entre perfil observado e modelado. As duas situações podem ser observadas na Figura 6-5.

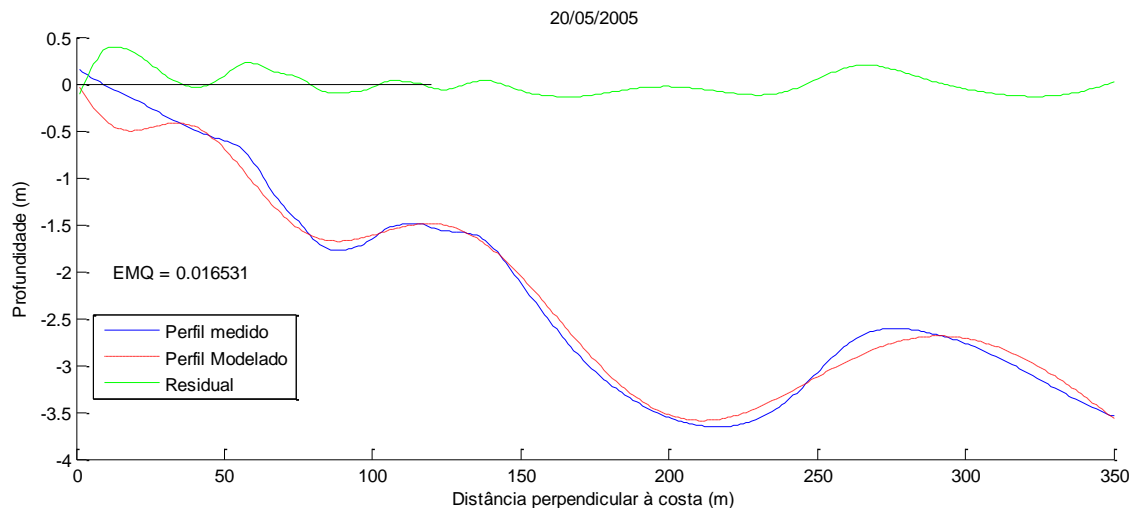


Figura 6-5 - Exemplo de perfil medido *in situ* (em azul), perfil modelado (em vermelho) e diferença entre os perfis (residual, em verde).

A presença de lama na zona de surfe também pode ser considerada um limitante para as estimativas de batimetria, pois a atenuação de ondas que ocorre nessas situações impossibilita a visualização da posição do banco através das imagens, inviabilizando a aplicação da metodologia.

Assim, conclui-se que o modelo apresenta melhores resultados em situações dissipativas, quando os bancos não apresentam grandes assimetrias, e quando o banco interno apresenta sua cava, como previsto no modelo.

Ainda assim o modelo se mostrou muito útil na estimativa da batimetria da zona de surf, e apresenta diversas aplicações, que vão desde a produção de perfis batimétricos utilizados como base em modelos, como exemplificado por Holman (2014), passando por estimativas das profundidades como auxílio à segurança dos banhistas, a estudos de evolução morfológica, como exemplificado na seção a seguir.

Evolução morfológica durante eventos de inundação

Como descrito na seção de metodologia foi analisada a evolução morfológica, através de batimetrias estimadas, devido os eventos de inundação que permitiram a observação da posição dos três bancos em pelo menos uma imagem na fase inicial e final do evento. Enquadraram-se nesta situação apenas 27 dos 47 eventos identificados.

Um dos principais motivos da impossibilidade de analisar eventos foi ausência de quebra de ondas (em um ou mais bancos), principalmente relacionado à presença de lama na zona de surfe ou alturas de ondas muito pequenas, impossibilitando a observação da posição de todos os bancos e conseqüentemente da estimativa correta da batimetria.

Outro problema comum foi a baixa visibilidade nas imagens, causadas por chuva intensa, neblina ou sujeira nas lentes das câmeras, que por vezes também impossibilitou a observação da posição de um ou mais bancos.

A Figura 6-6 apresenta a variação morfológica devido a um evento. As regiões em azul representam áreas onde houve diminuição da cota (retirada de sedimentos), em branco estão apresentadas áreas onde não houve diferenças acima de 0,23m e em amarelo/laranja estão as regiões onde houve aumento da cota (acúmulo de sedimentos). Nesta imagem fica clara a migração dos três bancos em direção ao mar, representada pela erosão a próxima a costa e acresção na zona do lado oceânico nas regiões associadas a cada banco.

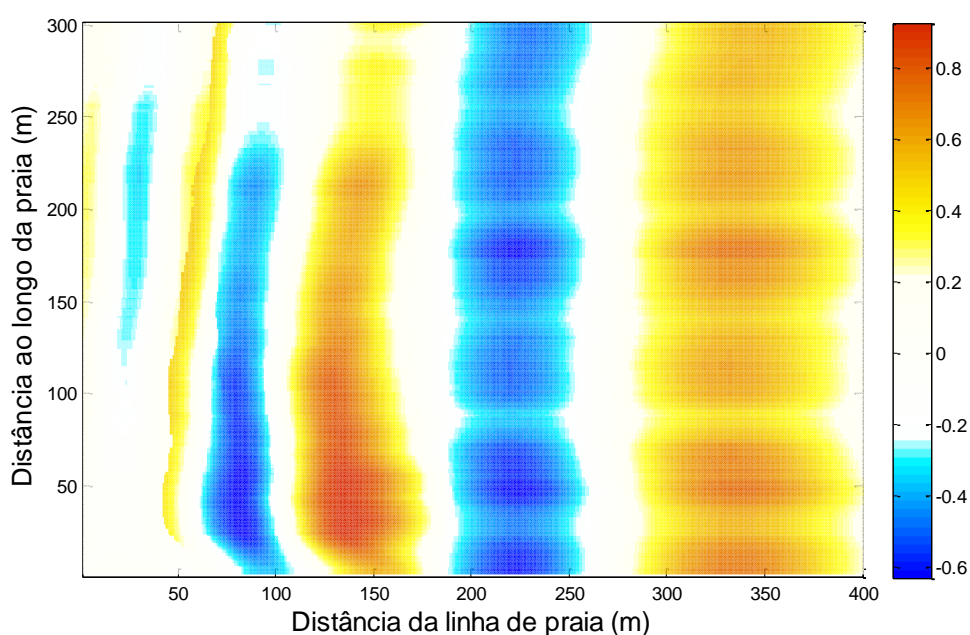


Figura 6-6 – Exemplo de variação morfológica devido um evento. Os tons quentes representam acúmulo de sedimentos, e os frios perda. Valores em metros.

Na Figura 6-7 está representado o mesmo processo, porém mostrando um único perfil, num corte transversal. Fica clara a erosão à esquerda (em direção à praia) e acresção à direita (em direção ao oceano) relacionadas à migração de todos os bancos em direção ao mar.

A variação de volume entre a morfologia final e inicial não pôde ser avaliada, pois as diferenças entre os volumes ficaram dentro da margem de erro do método (variações de no máximo 2%, com média de 0,6% e desvio padrão de 0,7%, considerando uma margem de erro de 2,2%). Assim, a análise ficou restrita às variações morfológicas.

Os resultados da CPCA aplicada nos mapas de evolução morfológica estão resumidos na Figura 6-8. Os dois primeiros modos de variabilidade espacial foram

responsáveis por aproximadamente 89% da variabilidade total dos padrões de alteração morfológica na região estudada (Tabela 6-4).

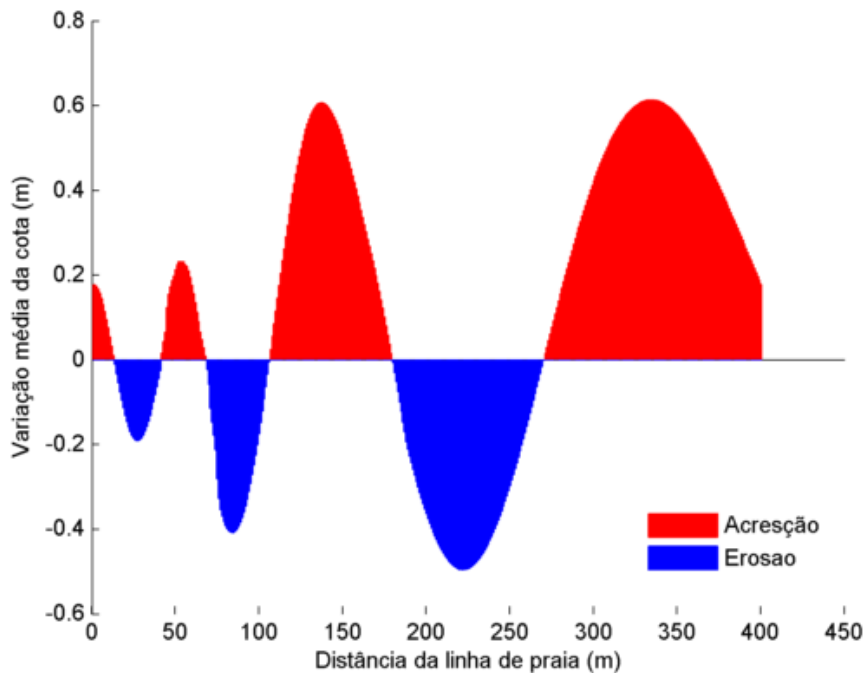


Figura 6-7 – Variação morfológica no alinhamento do perfil devido a um evento.

O primeiro modo (Figura 6-8), que está associado a variações mais distantes da costa, as regiões dos bancos intermediário e externo, é responsável por 82% da variabilidade da batimetria durante os eventos estudados. Esta grande percentagem pode ser atribuída aos diferentes volumes de sedimento relacionados à migração dos bancos. Como ilustrado na Figura 6-7, os volumes associados aos movimentos relacionados aos bancos intermediário e externo são muitas vezes maiores que o volume associado ao banco interno.

Já o segundo modo está associado a variações mais próximas à costa, relacionadas ao banco interno e intermediário, e representa somente 7% da variabilidade total, devido ao pequeno volume quando comparado ao volume total do perfil.

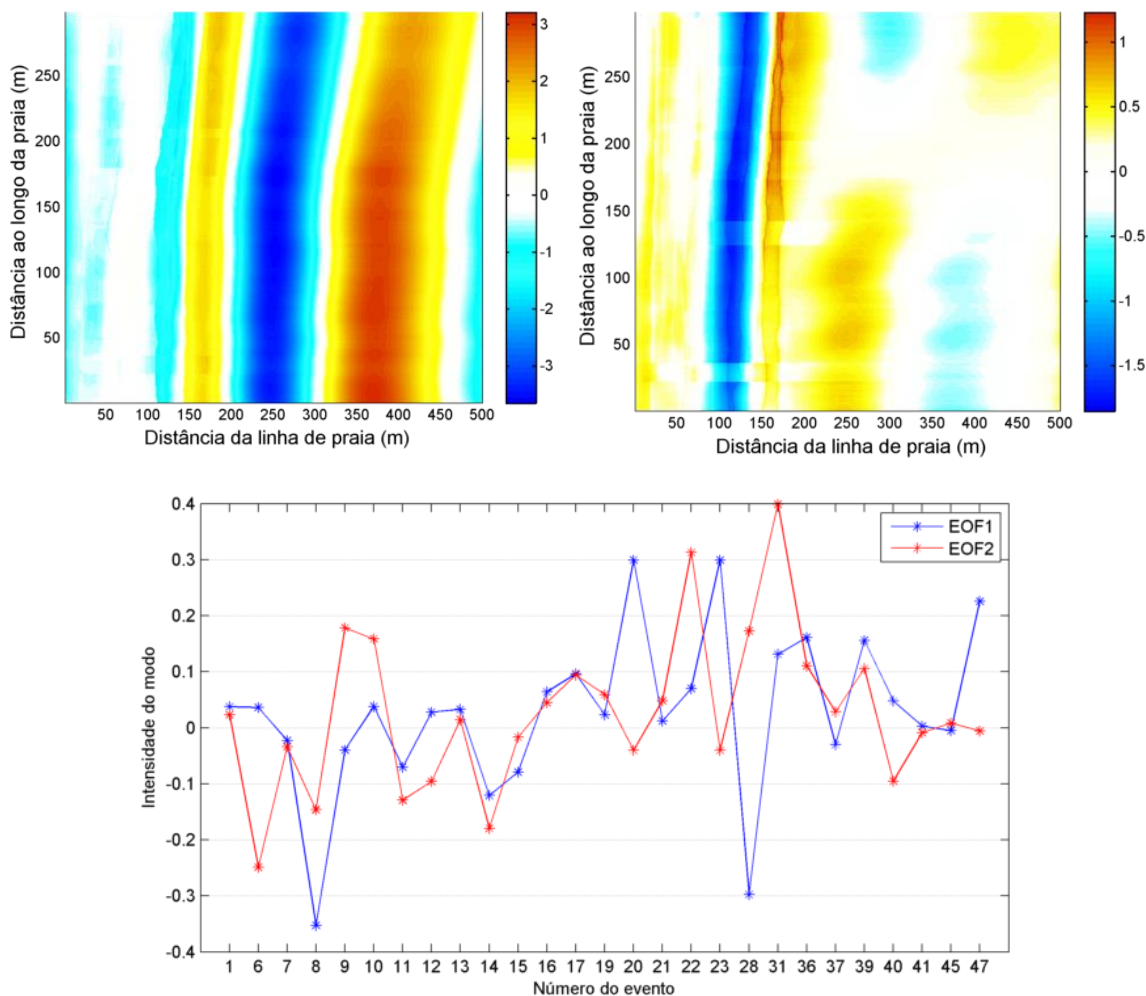


Figura 6-8 - Resultado da CPCA. Acima, os dois primeiros modos de variabilidade espacial. Escala em metros. Abaixo, a variabilidade temporal dos modos espaciais.

Tabela 6-4 - Percentual de variabilidade explicado por cada modo da CPCA.

	1° Modo	2° Modo	Soma
%	81,4	7,4	88,8

Os movimentos associados ao banco externo durante a passagem dos eventos ficaram na escala dos 120m, os do banco intermediário por volta dos 70 m e do banco interno em torno dos 40m.

Os resultados da CPCA concordam com os de Lippmann & Holman, (1990), que analisando dois anos de dados de posição dos bancos em Duck, NC, concluem que a variabilidade dos bancos é dominada pela migração paralela à costa (74,6%), e que o movimento do único banco observado se manteve na escala dos 50m.

Já Ruessink *et al.*, (2000) analisando o banco interno de um sistema de dois bancos na Holanda, observou que 85% da variabilidade daquela feição estiveram

relacionados ao crescimento e migração de não uniformidades longitudinais (feições rítmicas) do banco.

A característica linear dos padrões de erosão acresção observados na Figura 6-8 indica que não houve variações laterais, ou longitudinais à praia, nas alterações morfológicas. Assim, é possível concluir que os processos de transporte de sedimentos durante os eventos de inundação estudados ocorrem homoganeamente ao longo do trecho de praia estudado.

Este padrão indica ainda que durante os eventos estudados não há ocorrência de feições tridimensionais, ou ritmicidades, em nenhum dos bancos, evidenciando a dominância do estágio dissipativo nas situações de inundação com os três bancos ativos. O que não significa que os bancos não apresentem feições de estágios intermediários em diversos momentos. Oliveira, (2014) estudando a forma em planta dos bancos arenosos, também através de PCAs, detectou que modos de variabilidade que apresentaram ritmicidades típicas de estágios intermediários explicaram cerca de 40% da variabilidade do formato dos bancos interno e intermediário. Porém nas situações estudadas no presente trabalho tais situações de ritmicidades nos bancos não foram observadas e a variabilidade foi explicada por padrões de migração paralela à costa. Tal discrepância pode ser relacionada ao fato de estarmos analisando somente dados durante eventos, e não considerando as situações de calmaria onde as irregularidades na forma dos bancos se desenvolvem. Este comportamento é evidente ao observamos um ‘filme’ das vídeo-imagens de hora em hora por um ano por exemplo. Fica clara a presença de três bancos bem lineares durante tempestades e rítmicos à medida que a areia começa a migrar para a praia durante as calmarias.

É importante ressaltar que os modos de variabilidade ocorrem combinados e em diversas intensidades em cada caso analisado (Figura 6-8), podendo inclusive ter seu sinal invertido. Nesses casos, independente se houve migração do banco em direção ao mar ou à costa, se houve variações nos bancos intermediário e externo haverá um sinal forte do primeiro modo, negativo ou positivo. Ou seja, ambos os modos apresentados no painel superior da figura indicam migração do banco em direção ao mar, porém nas situações em que o sinal de seus coeficientes correspondentes (Figura 6-8, painel inferior) é negativo, o sentido desta migração é oposto, em direção à praia.

Observando ainda o painel inferior da Figura 6-8 é possível notar também certa concordância entre os dois modos, ou seja, na direção da migração das feições correspondentes. Ou seja, quando os coeficientes indicam a migração em direção a offshore dos bancos mais externos, no primeiro modo, os coeficientes do segundo modo tendem a indicar migração do primeiro banco na mesma direção, ou quando a direção é oposta, apresenta uma intensidade muito pequena, menor que 0,05, indicando que não houve variabilidade naquele modo, e vice-versa. Este padrão só não se confirmou no

evento 28, que apresentou migração do primeiro banco em direção a offshore e dos dois mais externos em direção a onshore.

O comportamento temporal de ambos os modos de variabilidade foram relacionados com as variáveis descritivas de cada evento (nível, características das ondas incidentes na costa, e intensidade e direção do vento). Individualmente, nenhuma variável apresentou correlações significativas com o comportamento temporal das eofs, porém a correlação múltipla incluindo as interações entre as variáveis: nível máximo, altura, período e direção de onda e direção do vento apresentaram correlação significativa com o primeiro modo apresentando $r = 0,94$ e com o segundo modo $r=0,85$. O resultado da estimativa está apresentado nas Figura 6-9 e Figura 6-10.

Esses resultados indicam que o comportamento de migração dos bancos está relacionado com as variáveis relacionadas acima, porém não diretamente, e que existe uma relação complexa com a interação entre os processos. A exclusão de qualquer uma das variáveis diminui significativamente o coeficiente de correlação, o que demonstra que o conjunto de processos em si é o que determina o comportamento dos bancos.

Nem mesmo a variável H_s , que têm sido descrita na bibliografia por autores como Gallagher *et al.* (1998) e Plant *et al.* (1999) como dominante na questão de migração dos bancos, individualmente não pôde explicar a variação temporal dos padrões de alteração morfológica.

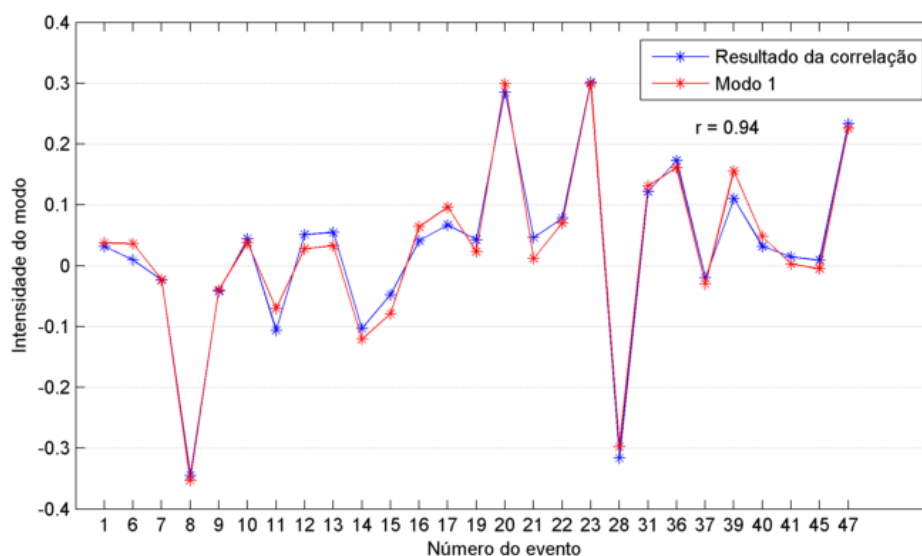


Figura 6-9 - Variabilidade temporal do primeiro modo reconstruído através da regressão múltipla (em azul) e a variabilidade original em vermelho.

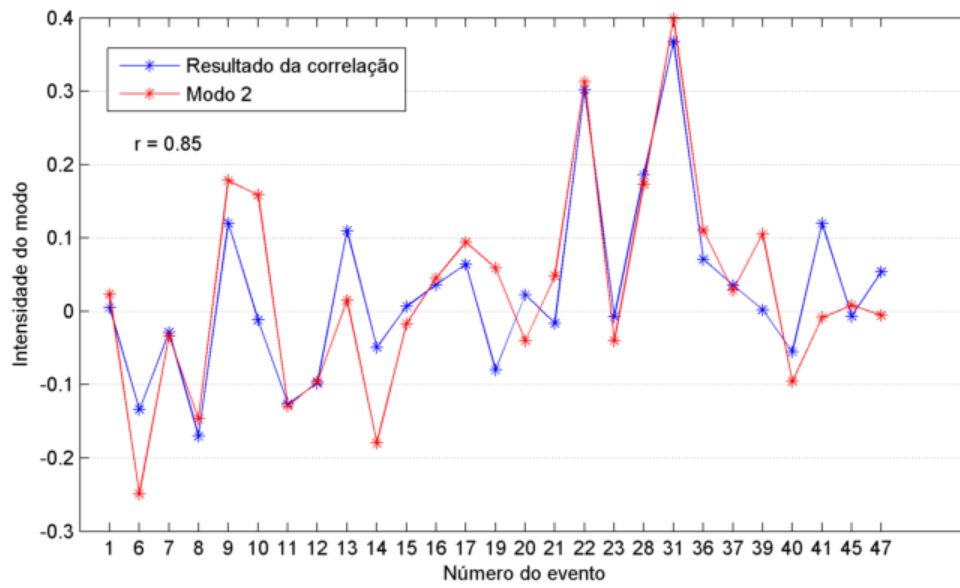


Figura 6-10 - Variabilidade temporal do segundo modo reconstruído através da regressão múltipla (em azul) e a variabilidade original em vermelho.

O fato de todos os eventos aqui discutidos apresentarem arrebentação de ondas nos três bancos pode ser a explicação para a diminuição do coeficiente de correlação das variáveis com o segundo modo de variabilidade, pois as características da ondulação que chega aos bancos mais internos foram bruscamente alteradas depois da arrebentação no banco externo e são diferentes daquelas incidentes na zona de arrebentação.

6.3. CONCLUSÕES

Para a utilização da metodologia a fim de estimar batimetrias na zona de surfe na Praia do Cassino foi necessário o ajuste das constantes das curvas das propriedades geométricas dos bancos, considerados universais pelo autor da metodologia, além da implementação do particionamento dos perfis. Após as alterações a metodologia se mostrou válida na estimativa das batimetrias.

O modelo alterado apresentou desempenho muito satisfatório na representação do perfil da zona de surfe da Praia do Cassino, apresentando erro médio absoluto de 0,12m com desvio padrão de 0,11m quando comparados dados modelados e observados.

Foi ressaltado que o modelo apresenta melhores resultados ao representar a batimetria no caso de a zona de surfe se apresentar mais dissipativas que intermediária, porém as estimativas para estágios intermediários também são satisfatórias.

Com relação às estimativas de volume, o modelo não se mostrou eficaz para esse fim, uma vez que as variações de volume apresentadas depois de um evento estiveram todas dentro da margem de erro estimada para o modelo de 2,2%. Já para os cálculos de variações morfológicas o modelo se mostrou eficaz. Uma vez que foram detectadas variações acima da margem de erro de 0,23m.

A análise de CPCA se mostrou eficaz e simples ao descrever os principais modos de variabilidade das variações morfológicas ocorridas durante os eventos.

Foram observados dois modos principais, o primeiro representando 81,4% da variabilidade total dos dados foi interpretado como os processos de migração dos bancos intermediário e externo. Já o segundo modo, responsável por 7,4% da variabilidade dos dados, foi relacionado aos processos relativos ao banco interno. A enorme diferença nas variabilidades explicadas por cada modo foi associada aos volumes associados a cada feição.

As variabilidades temporais dos modos apresentaram excelente correlação com o seguinte conjunto de variáveis: nível máximo, altura, período e direção de onda e direção do vento apresentaram correlação significativa com o primeiro modo apresentando $r = 0,94$ e com o segundo modo $r=0,85$.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Na presente tese foram investigados aspectos da variabilidade temporal das posições dos bancos e linha d'água, além dos fatores meteoceanográficos relacionados aos avanços da linha d'água sobre a praia (eventos de inundação) e a questão da variação morfológica da zona de surfe durante esses eventos.

A análise das séries temporais de posição dos bancos arenosos demonstrou que a tendência à migração em direção ao mar já conhecida para a porção subaérea da praia também está presente da porção subaquosa, e que essa tendência é a principal fonte de variabilidade observada nessas séries temporais. A presença de lama na zona de arrebentação afetou a variabilidade dos bancos arenosos nas escalas menores (semanal e mensal), tendo porca influencia nas escalas maiores. Não foi possível observar influência nas posições da linha d'água.

O comportamento do nível observado na Praia do Cassino não pôde ser diretamente relacionado ao nível observado dentro da Lagoa, uma vez que os ambientes apresentam resposta em diferentes escalas às forçantes.

Os eventos de inundação na Praia do Cassino se mostraram altamente ligados às seguintes variáveis: ondas, ventos e gradiente local de pressão, e não apresentaram relação com a maré astronômica.

Foram identificados 47 eventos de inundação entre março de 2006 e fevereiro de 2011. Cinquenta e três por cento dos eventos ocorreram durante o inverno, 24% no outono, 17% durante a primavera, e apenas 6% durante o verão. Os eventos foram classificados de acordo com a amplitude da inundação em: eventos de pequena (57,5%), média (34%) e grande amplitude (8,5%). Todas as classes foram associadas a ciclones formados nas diversas latitudes, porém os sistemas de cavas foram associados somente a eventos de baixa amplitude, e os anticiclones foram mais presentes nos eventos de média amplitude, associados a ventos de E.

Para a utilização da metodologia a fim de estimar batimetrias na zona de surfe na Praia do Cassino foi necessário o ajuste das constantes das curvas das propriedades geométricas dos bancos, considerados universais pelo autor da metodologia, além da implementação do particionamento dos perfis. Após as alterações a metodologia se mostrou válida na estimativa das batimetrias.

Com relação às estimativas de volume, o modelo não se mostrou eficaz para esse fim, uma vez que as variações de volume apresentadas depois de um evento estiveram todas dentro da margem de erro de 2,2% estimada para o modelo. Já para os cálculos de variações morfológicas o modelo se mostrou eficaz. Uma vez que foram detectadas variações acima da margem de erro de 0,23m.

Ficou clara a importância do monitoramento da praia e zona de surfe através de vídeo-imagens, e suas diversas aplicações no entendimento do sistema praial. Porém o monitoramento contínuo do perfil praial *in situ* também se mostrou imprescindível para a confirmação das informações obtidas remotamente e principalmente na estimativa de nível na praia.

BILIOGRAFIA

- Aagaard, T., 1991. Multiple-Bar Morphodynamics & Its Relation to Low-Frequency Edge Waves. *Journal of Coastal Research*, 7(3), pp.801–813.
- Aarninkhof, S.G.J. et al., 2003. A video-based technique for mapping intertidal beach bathymetry. *Coastal Engineering*, 49, pp.275 – 289.
- Angulo, R.J. & Lessa, G.C., 1997. The Brazilian sea-level curves : a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá & Cananéia & a regions. *Marine Geology*, 140, pp.141–166.
- Augustinus, P., Hazelhoff, L. & Kroon, A., 1989. The chenier coast of Suriname: modern & geological development. *Marine Geology*, 90, pp.269–281.
- Barletta, R.C. et al., 2006. Application of the Empirical Orthogonal Functions for the Analysis of Southern Brazilian Beach Profiles. *Journal of Coastal Research*, 2004(39), pp.2004–2007.
- Barletta, R.C., 2006. *Teste e Aplicação de Modelos Parabólicos de Refração - Difração com Ênfase na Propagação de Ondas Sobre Parcéis*. UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA.
- Benavente, J. et al., 2006. Coastal flooding hazard related to storms & coastal evolution in Valdelagrana spit (Cadiz Bay Natural Park, SW Spain). *Continental Shelf Research*, 26(9), pp.1061–1076. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434306000707>.
- Birkemeier, W.A., 1984. Time scales of nearshore profile Change. In *Proceedings of the 19th international conference on coastal engineering*. New York, NY: US. Am. Soc. of Civ. Eng., pp. 1507–1521.
- Borzone, C.A. & Griep, G.H., 1991. Características do Sedimento Superficial Infralitoral da Região Costeira Adjacente à Desembocadura da Laguna dos Patos, RS, Brasil. *Pesquisas*, 18(1), pp.71–78.
- Calliari, L.J. et al., 2005. Experimento Cassino 2005: Uma síntese dos levantamentos efetuados na ante-praia e zona de arrebentação. In *ABEQUA*. Guarapari.
- Calliari, L.J. et al., 2009. Fine grain sediment transport & deposition in the Patos Lagoon–Cassino beach sedimentary system. *Continental Shelf Research*, 29(3), p.14. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2008.09.019> [Accessed July 19, 2010].
- Calliari, L.J. et al., 2006. Rio grande do sul. In D. Muehe, ed. *EROSÃO E PROGRADAÇÃO DO LITORAL BRASILEIRO*. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, p. 40.

- Calliari, L.J. et al., 2007. The influence of mud on the inner shelf, shoreface, beach & surf zone morphodynamics – Cassino, southern Brazil. *Coastal Sediments*, pp.1–11.
- Calliari, L.J. & Fachin, S., 1993. Laguna dos Patos. Influência nos Depósitos Lamíticos' Costeiros. *Pesquisas em geociências*, 20(1), pp.57–69.
- Calliari, L.J. & Klein, A.H.F., 1993. Características Morfodinâmicas e Sedimentológicas das Praias Oceânicas Entre Rio Grande e Chuí, RS. *Pesquisas em geociências*, 20(1), pp.48 – 56.
- Calliari, L.J., Tozzi, H.A.M. & Klein, A.H.F., 1998. Beach Morphology & Coastline Erosion Associated with Storm Surges in the Southern Brazil - Rio Grande to Chuí, RS. *Anais Da Academia Brasileira De Ciencias*, 70(2), pp.231–247.
- Campos, R.M., Camargo, R.D.E. & Harari, E.J., 2010. Caracterização de eventos extremos do nível do mar em santos e sua correspondência com as reanálises do modelo do ncep no sudoeste do atlântico sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 25(2), pp.175–184.
- Castelão, R.M. & Möller, O.O., 2003. Sobre a Circulação Tridimensional Forçada por Ventos na Lagoa dos Patos. *Revista Atlântica*, 25(2), pp.91–106.
- Coli, A.B., 1994. *Análise das alturas de onda ao longo do Rio Grande do Sul: dados históricos e altimétricos*. Universidade Federal do Rio Grande.
- Coli, A.B., 2000. *Estudo do Clima Ondulatório em Rio Grande*. Fundação Universidade Federal do Rio Grande - FURG.
- Csanady, G.T., 1982. *Circulation in the coastal ocean*, Boston, USA: D. Reidel Pub. Co.
- Dillenburg, S.R. et al., 2000. Influence of Antecedent Topography on Coastal Evolution as Tested by the Shoreface Translation Barrier Model. *Journal of Coastal Research*, 16(1), pp.71–81.
- Van Enkevort, I.M.J. & Ruessink, B.G., 2001. Effect of hydrodynamics & bathymetry on video estimates of nearshore sandbar position. *Journal of Geophysical Research*, 106, pp.16,969 – 16,979.
- Van Enkevort, I.M.J. & Ruessink, B.G., 2003. Video observations of nearshore bar behaviour . Part 1 : alongshore uniform variability. *Continental Shelf Research*, 23, pp.501–512.
- Van Enkevort, I.M.J. & Ruessink, B.G., 2003. Video observations of nearshore bar behaviour . Part 2 : alongshore non-uniform variability. *Continental Shelf Research*, 23, pp.513–532.

- Fachin, S., 1998. *Caracterização do Perfil de Equilíbrio da Antepraia na Costa do Rio Grande do Sul*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Fontein, W. & Wal, J. Van Der, 2006. ASSESSING NAUTICAL DEPTH EFFICIENTLY IN TERMS OF ., (figure 1).
- Gade, H., 1958. Effects of a nonrigid, impermeable bottom on plane surface waves in shallow water. *ournal of Marine Research*, 16(1), pp.61–82.
- Gallagher, E.L., Elgar, S. & Guza, R.T., 1998. Observation of sand bar evolution on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 103(C2), pp.3203 – 3215.
- Garratt, J.R., 1977. Review of Drag Coefficients over Oceans & Continents. *Monthly Weather Review*, 105, pp.915–929.
- Goulart, E.S., 2010. *Morfodinâmica da antepraia adjacente ao Farol da Conceição : litoral médio do RS*. Universidade Federal do Rio Grande.
- Guedes, R.M.C. et al., 2011. Short-term sandbar variability based on video imagery: Comparison between Time–Average & Time–Variance techniques. *Marine Geology*, 289(1-4), pp.122–134. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0025322711002039> [Accessed July 24, 2012].
- Guedes, R.M.C., 2008. *Utilização de Métodos Diretos e Vídeo-Imagens ARGUS na Caracterização Morfodinâmica da Zona de Arrebentação da Praia do Cassino, RS*. Universidade Federal do Rio Grande.
- Guedes, R.M.C., Calliari, L.J. & Pereira, P.S., 2010. Morfodinâmica da praia e zona de arrebentação do Cassino , RS através de técnicas de vídeo imageamento e perfis de praia. *Pesquisas em Geociências*, 36(2), pp.165–180.
- Hartmann, C., 1996. *Dinâmica, Distribuição e Composição do Material em Suspensão na Região Sul da Laguna dos Patos, RS*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Hartmann, C. & Schettini, C.A.F., 1991. Aspectos hidrológicos na desembocadura da laguna dos patos, rs. , 21(4), pp.371–377.
- Hoefel, F. & Elgar, S., 2003. Wave-induced sediment transport & sandbar migration. *Science (New York, N.Y.)*, 299(5614), pp.1885–7.
- Holland, K. & Elmore, P., 2008. A review of heterogeneous sediments in coastal environments. *Earth-Science Reviews*, 89(3-4), pp.116–134.
- Holland, K.T. et al., 1997. Practical use of video imagery in nearshore oceanographic field studies. *Journal of Oceanic Engineering*, 22, pp.81–92.

- Holland, K.T., Vinzon, S.B. & Calliari, L.J., 2009. A field study of coastal dynamics on a muddy coast offshore of Cassino beach, Brazil. *Continental Shelf Research*, 29(3), pp.503–514. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434308003634>.
- Holman, R. a. et al., 2014. A parametric model for barred equilibrium beach profiles. *Coastal Engineering*, 90, pp.85–94. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0378383914000581> [Accessed May 29, 2014].
- Holman, R.A. & Stanley, D.J., 2007. The history & technical capabilities of Argus. *Coastal Engineering*, 54(6-7), pp.477–491. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S037838390700018X>.
- Horel, J.D., 1984. Complex Principal Component Analysis: Theory & Examples. *Journal of Climate & Applied Meteorology*, 23, pp.1660 – 1673.
- Huang, N.E. et al., 1998. The empirical mode decomposition & the Hilbert spectrum for nonlinear & non-stationary time series analysis. *Proc. R. Soc. Lond. A*, 454, pp.903–995.
- IPCC, 2007. *Climate Change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.*, New York, USA.
- Kingston, K.S. et al., 2000. Artificial neural network correction of remotely sensed sandbar location. *Atmospheric Research*, 169, pp.137–160.
- Kjerfve, B. & Magill, K., 1986. Comparative Oceanography of Coastal Lagoons. In D. A. Wolfe, ed. *Estuarine Variability*. New York: Academic Press.
- Komar, P., 1998. *Beach processes & sedimentation*. Second., Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall, Inc.
- Lélis, R.J.F. & Calliari, L.J., 2006. Historical Shoreline Changes Near Lagoonal & River Stabilized Inlets in Rio Grande do Sul State , Southern Brazil . *Journal of Coastal Research*, 2004(39), pp.301–305.
- Lippmann, T.C. & Holman, R.A., 1989. Quantification of Sand Bar Morphology: A Video Technique Based on Wave Dissipation. *Journal of Geophysical Research*, 94(C1), pp.995–1011. Available at: <http://www.agu.org/pubs/crossref/1989/JC094iC01p00995.shtml>.
- Lippmann, T.C. & Holman, R.A., 1990. The Spatial & Temporal Variability of Sand Bar Morphology. *Journal of Geophysical Research*, 95, pp.11,575 – 11,590.
- Machado, A.A., 2014. *Estudo dos padrões atmosféricos sinópticos geradores de eventos extremos de altura de onda, intensidade de vento, marés meteorológicas e*

erosão na costa do Rio Grande do Sul nos últimos 30 anos. Universidade Federal do Rio Grande.

Machado, D.M., 2000. *Previsão de Eventos Extremos de Onda para a Praia do Cassino, Rio Grande, RS*. FURG.

Machado, D.M., 2013. *Um estudo sobre o clima de ondas e o transporte de lama ao largo da Praia do Cassino, RS*. UFRJ.

Maia, N.Z., 2011. *Avaliação da elevação do nível do mar e riscos de inundação costeira associados à passagem de ciclones no Balneário Hermenegildo, RS*. Universidade do Rio Grande.

Marques, W.C. et al., 2009. Numerical modeling of the Patos Lagoon coastal plume, Brazil. *Continental Shelf Research*, 29(3), pp.556–571. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434308003166> [Accessed November 7, 2012].

Martinho, C.T., Dillenburg, S.R. & Hesp, P., 2009. Wave Energy & Longshore Sediment Transport Gradients Controlling Barrier Evolution in Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 25(2), pp.285–293. Available at: <http://www.bioone.org/doi/abs/10.2112/06-0645.1> [Accessed July 17, 2010].

Martins, I.R. & Urien, C.M., 1969. Fisiografia y sedimentos del Rio Grande OCntinental plateau, Brasil. *INQUA Congress*.

Mathew, J., Baba, M. & Kurian, N., 1995. Mudbanks of the southwest coast of India 1. Wave Characteristics. *Journal of Coastal Research*, 11, pp.168–178.

Melo, E., Romeu, M.A.R. & Hammes, G.R., 2010. Condições extremas de agitação marítima ao largo de Rio Grande a partir do modelo WW3. In *4º Seminário e Workshop em Engenharia Oceânica*. Rio Grande: FURG, pp. 1–20.

Möller, O. et al., 1996. The Patos Lagoon summertime circulation & dynamics. *Continental Shelf Research*, 16(3), pp.335–351.

Möller, O.O. et al., 2001. The Influence of Local & Non-local Forcing Effects on the Subtidal Circulation of Patos Lagoon. *Estuaries*, 24(2), pp.275–289.

Möller, O.O. & Fernandes, E.H.L., 2010. *O Estuário da Lagoa dos Patos: Um Século de Transformações*. U. Seeliger & C. Odebrecht, eds., Rio Grande: FURG.

Motta, V., 1969. *Relatório-diagnóstico sobre a melhoria e o aprofundamento do acesso pela barra de Rio Grande.*, Porto Alegre.

Motta, V.F., 1963. Análise e Previsão das Alturas de Ondas em Tramandaí, Porto Alegre. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 30 p. *STRAUCH, J.C.*

- Múnera, S., Osorio, A.F. & Velásquez, J.D., 2014. Data-based methods & algorithms for the analysis of sandbar behavior with exogenous variables. *Computers & Geosciences*, 72, pp.134–146. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0098300414001757> [Accessed October 1, 2014].
- Ojeda, E., Ruessink, B.G. & Guillen, J., 2008. Morphodynamic response of a two-barred beach to a shoreface nourishment. *Coastal Engineering*, 55(12), pp.1185–1196. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0378383908000987> [Accessed July 27, 2012].
- Oliveira, C.B., 2011. *Variabilidade espaço-temporal e predição da linha de costa em equilíbrio estático: Praia do Cassino, Rio Grande, RS*. Universidade Federal do Rio Grande.
- Oliveira, N.D.E., 2014. *Estudo da variabilidade dos bancos arenosos da zona de surfe da praia do cassino*. FURG.
- Pape, L., 2008. *BLIM Toolbox Manual*, Utrecht, The Netherlands.
- Parise, C.K., Calliari, L.J. & Krusche, N., 2009. Extreme storm surges in the south of Brazil: atmospheric conditions & shore erosion. *Brazilian Journal of Oceanography*, 57(3), pp.175–188. Available at: http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1679-87592009000300002&lng=en&nrm=iso&tlng=en.
- Pereira, P. de S., 2010. *Morfodinâmica da praia do Cassino (RS): variabilidade temporal dos bancos arenosos e alterações das ondas pela presença de depósitos lamíticos*. Universidade Federal do Rio Grande.
- Pereira, P. de S. et al., 2011. Video & field observations of wave attenuation in a muddy surf zone. *Marine Geology*, 279(1-4), pp.210–221. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0025322710003099> [Accessed July 13, 2012].
- Pereira, P.D.S. et al., 2012. Variabilidade temporal da posição dos bancos arenosos da praia do Cassino (RS): uma análise através de imagens de vídeo. *Pesquisas em geociências*, 39(3), pp.195–211.
- Pinet, P.R., 2009. *Invitation to Oceanography* 5th ed., London: Jones & Barlett.
- Plant, N.G., Freilich, M.H. & Holman, R.A., 2001. Role of morphologic feedback in surf zone sandbar response. *Journal of Geophysical Research*, 106(2), pp.973–989.
- Plant, N.G., Holman, R.A. & Freilich, M.H., 1999. A simple model for interannual sandbar behavior. , 104, pp.755–776.

- Pugh, D.T., 1987. *Tides, Surges & Mean Sea - Level* First Edit., Chichester/ New York/ Brisbane/ Toronto/ Singapore: John Wiley & Sons.
- Quartel, S., Ruessink, B.G. & Kroon, A., 2007. Daily to seasonal cross-shore behaviour of quasi-persistent intertidal beach morphology. , 1307(I), pp.1293–1307.
- 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), p.7667. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1029/1998JC900123>.
- Rocha, S.M.N. da, 2010. *ATENUAÇÃO DE ONDAS SUPERFICIAIS DE GRAVIDADE SOBRE FUNDOS LAMOSOS: ESTUDO DE CASO DA PRAIA DO CASSINO, RS*. Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Ruessink, B.G. et al., 2000. Analysis of observed two- & three-dimensional nearshore bar behaviour. *Marine Geology*, 169(1-2), pp.161–183. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0025322700000608>.
- Ruessink, B.G. et al., 2003. Intersite comparison of interannual nearshore bar behavior. *Journal of Geophysical Research*, 108(C8), p.3249. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1029/2002JC001505> [Accessed February 23, 2014].
- Ruessink, B.G. & Kroon, A., 1994. The behavior of a multiple bar system in the nearshore zone of Terschelling: 1965-1993. *Marine Geology*, (121), pp.187–197.
- Ruessink, B.G., Pape, L. & Turner, I.L., 2009. Daily to interannual cross-shore sandbar migration: Observations from a multiple sandbar system. *Continental Shelf Research*, 29(14), pp.1663–1677. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434309001800> [Accessed July 20, 2012].
- Ruessink, B.G. & Terwindt, J.H.J., 2000. The behaviour of nearshore bars on the time scale of years : a conceptual model. *Marine Geology*, pp.289–302.
- Santoro, P.E., Fossati, M. & Piedra-Cueva, I., 2013. Study of the meteorological tide in the Río de la Plata. *Continental Shelf Research*, 60, pp.51–63. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434313001180> [Accessed August 12, 2014].
- Saraiva, J., 1999. Oscilação do nível médio do mar na costa do rio grande do sul.
- Saraiva, J., Bedran, C. & Carneiro, C., 2003. Monitoring of Storm Surges on Cassino Beach. *Journal Of Coastal Research Special Issue*, 35, pp.323–331.
- Schettini, C.A.F.Ç. et al., 2009. A snapshot of suspended sediment & fluid mud occurrence in a mixed-energy embayment, Tijucas Bay, Brazil. *Geo-Marine Letters*, 30(1), pp.47–62. Available at: <http://link.springer.com/10.1007/s00367-009-0152-8> [Accessed October 2, 2014].

- Short, A.D., 1992. Beach systems of the central Netherlands coast: Processes, morphology & structural impacts in a storm driven multi-bar system. *Marine Geology*, 107, pp.103–137.
- Short, A.D. & Aagard, T., 1993. Single & multi-bar beach changes model. *Journal of Coastal Research*, 15, pp.141–157.
- Short, A.D. & Hesp, P.A., 1982. Wave, beach & dune interactions in southeastern australia. *Marine Geology*, 48, pp.259–284.
- Sobral, F.C. et al., 2013. Intertidal Bathymetry Estimate Using Video Images in a Dissipative Beach. *Journal of Coastal Research*, (SI 65), pp.1439 – 1444.
- Stockdon, H. et al., 2006. Empirical parameterization of setup, swash, & runup. *Coastal Engineering*, 53(7), pp.573–588. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0378383906000044>.
- Strauch, J.C. et al., 2009. O Padrão das Ondas de Verão e Outono no Litoral Sul e Norte do Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Recursos Hidricos*, 14, pp.29–37.
- Strauch, J.C., 1998. Um Ano de Monitoramento de Ondas em Rio Grande. In *XI Semana Nacional de Oceanografia*. Rio Grande: Universidade federal do Rio Grande - FURG.
- Teeter, A.M., 1994. *Fluid Mud Survey Investigations at the Calcasieu Lake Entrance Channel, Louisiana*,
- Teixeira, W. et al., 2009. *Decifrando a Terra 2^a ed.*, São Paulo: Companhia Editora Nacional.
- Thornton, E. et al., 2000. *State of Nearshore Processes Research: II. In Report based on the Nearshore Research Workshop, St. Petersburg, Florida. September 1416, 1998. Technical report NPS-OC-00-001.*, Monterey, California.
- Thornton, E.B. & Guza, R.T., 1983. Transformation of Wave Height Distributio. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 88, pp.5925–5938.
- Tolman, H.L., 1999. User manual & system documentation of WAVEWATCH-III version 1.18. , p.118.
- Tomazelli, L.J. & Villwock, J.A., 1992. Algumas Considerações sobre o Ambiente Praial e a Deriva Litorânea de Sedimentos ao Longo do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas em geociências*, 19, pp.1–26.
- Tomazelli, L.J. & Villwock, J.A., 2000. O Cenozoico do Sul: geologia da planície costeira. do Rio Grande J. A. 2000. In: Holz, M. & De Ros, L.F (eds.). In M. Holz & L. F. De Ros, eds. *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, pp. 375–406.

- Torrence, C. & Compo, G.P., 1998. A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(1), pp.61–78.
- Tozzi, H.A.M. & Calliari, L.J., 2000. Morfodinâmica da Praia do Cassino. *Pesquisas em geociências*, 27(1), pp.29–42.
- Truccolo, E.C., Franco, D. & Schettini, A.F., 2006. The low Frequency Sea Level Oscillations in the Northern Coast of Santa Catarina, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 2004(39), pp.547–552.
- Truccolo, E.C. & Schettini, C.A.F., 1999. MARÉS ASTRONÔMICAS NA BAÍA DA BABITONGA, SC. *Notas Técnicas FACIMAR*, 3, pp.57–66.
- Villwock, J.A. et al., 1986. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In J. Rabassa, ed. *Quaternary of South America & Atartic Peninsula*. Rotterdam: A.A. Balkema, pp. 79– 97.
- Villwock, J.A. & Martins, L.R., 1972. Depósitos lamíticos de pós-praia, Cassino, RS. *Pesquisas*, 1, pp.69–85.
- Villwock, J.A. & Tomazelli, L.J., 1995. Geologia costeira do Rio Grande do Sul. , pp.1–45.
- Vizon, S. beatriz, Rocha, S.M.N. da & Leão, T.F., 2008. Wave generated lutoclines offshore Cassino Beach, Brazil. In *Physics of Estuaries & Coastal Seas*. Liverpool, Uk, pp. 365 – 372.
- Wells, J. & Coleman, J., 1977. Nearshore suspended sediment variations, central Surinam coast. *Marine Geology*, 24, pp.47–54.
- Wijnberg, K.M. & Terwindt, J.H.J., 1995. Extracting decadal morphological behaviour from high-resolution, long-term bathymetric surveys along the Holland coast using eigenfunction analysis. *Marine Geology*, 126(1-4), pp.301–330. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/002532279500084C>.
- Winant, C.D., Inman, D.L. & Nordstrom, C.E., 1975. Description of Seasonal Beach Changes Using Empirical Eigenfunctions. *Journal of Geophysical Research*, 80(15), pp.1979 – 1986.
- Wolf, F.C.J., 1997. *Hydrodynamics, sediment transport & daily morphological development of a bar-beach system*. Utrecht University.
- Wright, L.D. et al., 1987. *Shoreface & Beach Dynamics of the Coastal Region from Cape Henry to False Cape, Virginia*,
- Wright, L.D. & Short, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones & beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56(1135), pp.93–118.

ANEXO I

Abaixo está reproduzido o arquivo dos parâmetros de entrada utilizados nas simulações do modelo SWAN.

```
[WaveFileInformation]
  FileVersion      = 02.00

[General]
  ProjectName      = Simula
  ProjectNr        = 01
  Description       = Simulação - com vento
  OnlyInputVerify  = false
  SimMode          = non-stationary
  TimeStep         = 2.0000000e+001
  DirConvention    = nautical
  ReferenceDate    = 2005-05-15
  WindSpeed        = 0.0000000e+000
  WindDir          = 0.0000000e+000

[TimePoint]
  Time             = 0.0000000e+000
  WaterLevel       = 0.0000000e+000
  XVeloc           = 0.0000000e+000
  YVeloc           = 0.0000000e+000

[TimePoint]
  Time             = 1.8000000e+002
  WaterLevel       = 0.0000000e+000
  XVeloc           = 0.0000000e+000
  YVeloc           = 0.0000000e+000
.
.
.
[TimePoint]
  Time             = 3.6358200e+006
  WaterLevel       = 0.0000000e+000
  XVeloc           = 0.0000000e+000
  YVeloc           = 0.0000000e+000

[Constants]
  WaterLevelCorrection = 0.0000000e+000
  Gravity              = 9.8100004e+000
  WaterDensity         = 1.0250000e+003
  NorthDir             = 9.0000000e+001
  MinimumDepth         = 5.0000001e-002
```

[Processes]

GenModePhys = 3
Breaking = true
BreakAlpha = 1.0000000e+000
BreakGamma = 7.3000002e-001
Triads = false
TriadsAlpha = 1.0000000e-001
TriadsBeta = 2.2000000e+000
WaveSetup = false
BedFriction = jonswap
BedFricCoef = 6.7000002e-002
Diffraction = false
DiffracCoef = 2.0000000e-001
DiffracSteps = 5
DiffracProp = true
WindGrowth = false
WhiteCapping = Komen
Quadruplets = false
Refraction = true
FreqShift = true
WaveForces = radiation stresses

[Numerics]

DirSpaceCDD = 5.0000000e-001
FreqSpaceCSS = 5.0000000e-001
RChHsTm01 = 2.0000000e-002
RChMeanHs = 2.0000000e-002
RChMeanTm01 = 2.0000000e-002
PercWet = 9.8000000e+001
MaxIter = 15

[Output]

TestOutputLevel = 0
TraceCalls = false
UseHotFile = true
WriteCOM = false
COMWriteInterval = 1.8000000e+002

[Domain]

Grid = ..\validacao_vento\grade_grande.grd
BedLevel = ..\validacao_vento\bat_grande.dep
DirSpace = circle
NDir = 36
StartDir = 0.0000000e+000
EndDir = 0.0000000e+000
FreqMin = 5.0000001e-002
FreqMax = 1.0000000e+000
NFreq = 24

Output = false

[Domain]

Grid = ..\validacao_vento\grade_fina.grd
BedLevel = ..\validacao_vento\bat_fino.dep
DirSpace = circle
NDir = 36
StartDir = 0.0000000e+000
EndDir = 0.0000000e+000
FreqMin = 5.0000001e-002
FreqMax = 1.0000000e+000
NFreq = 24
NestedInDomain = 1
Output = true

[Boundary]

Name = Boundary 1
Definition = orientation
Orientation = northeast
SpectrumSpec = parametric
SpShapeType = jonswap
PeriodType = peak
DirSpreadType = power
PeakEnhanceFac = 3.3000000e+000
GaussSpread = 9.9999998e-003
WaveHeight = 2.0000000e+000
Period = 1.0000000e+001
Direction = 3.0000000e+001
DirSpreading = 2.0000000e+000

[Boundary]

Name = Boundary 2
Definition = orientation
Orientation = southeast
SpectrumSpec = parametric
SpShapeTy = jonswap
PeriodType = peak
DirSpreadType = power
PeakEnhanceFac = 3.3000000e+000
GaussSpread = 9.9999998e-003
WaveHeight = 2.0000000e+000
Period = 1.0000000e+001
Direction = 1.8000000e+002
DirSpreading = 2.0000000e+000

[Boundary]

Name = Boundary 3
Definition = orientation
Orientation = southwest

SpectrumSpec = parametric
SpShapeType = jonswap
PeriodType = peak
DirSpreadType = power
PeakEnhanceFac = 3.3000000e+000
GaussSpread = 9.9999998e-003
WaveHeight = 2.0000000e+000
Period = 1.0000000e+001
Direction = 1.8000000e+002
DirSpreading = 2.0000000e+000