

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO**

**LEONARDO AZEVEDO KLUMB OLIVEIRA**

**VARIABILIDADE INTERANUAL DO CLIMA DE ONDAS E  
TEMPESTADES E SEUS IMPACTOS SOBRE A  
MORFODINÂMICA DE PRAIAS DO LITORAL SUDESTE DO  
ESTADO DO RIO DE JANEIRO**

**RIO DE JANEIRO**

**NOVEMBRO 2015**

**LEONARDO AZEVEDO KLUMB OLIVEIRA**

**VARIABILIDADE INTERANUAL DO CLIMA DE ONDAS E  
TEMPESTADES E SEUS IMPACTOS SOBRE A  
MORFODINÂMICA DE PRAIAS DO LITORAL SUDESTE DO  
ESTADO DO RIO DE JANEIRO**

**Tese de doutorado submetida ao  
programa de pós-graduação em  
Geografia, como requisito para obtenção  
do título de doutor em geografia pela  
Universidade Federal do Rio de Janeiro.**

**Orientador: Dieter Muehe  
Coorientadora: Flavia Lins de Barros**

**RIO DE JANEIRO  
SETEMBRO 2015**

**LEONARDO AZEVEDO KLUMB OLIVEIRA**

**VARIABILIDADE INTERANUAL DO CLIMA DE ONDAS E  
TEMPESTADES E SEUS IMPACTOS SOBRE A  
MORFODINÂMICA DE PRAIAS DO LITORAL SUDESTE DO  
ESTADO DO RIO DE JANEIRO**

**Tese de doutorado submetida ao  
programa de pós-graduação em  
Geografia, como requisito para obtenção  
do título de doutor em geografia pela  
Universidade Federal do Rio de Janeiro.**

**Aprovada em:**

---

**Dr. Dieter Muehe - UFES (Orientador)**

---

**Dr<sup>a</sup>. Flavia Lins-de-Barros - UFRJ (Coorientadora)**

---

**Dr<sup>a</sup>. Josefa Varela Guerra - UERJ**

---

**Dr. Eduardo Rosa Bulhões - UFF**

---

**Dr. Jorge Xavier da Silva - UFRJ**

---

**Dr. Antonio Paulo Faria - UFRJ**

## Resumo

A zona costeira é particularmente dinâmica e a morfologia da costa varia de forma contínua em resposta às forçantes que atuam nas diferentes escalas de tempo e espaço. A intensa ocupação humana no litoral demanda planos e iniciativas de gestão que tenham por base os processos naturais que influenciam nesta dinâmica. Entre as forçantes que modelam a costa, as ondas de gravidade constituem a principal fonte de energia para o ambiente costeiro, sobretudo em regiões sujeitas ao regime de micromaré. Variações sazonais da energia de onda são frequentes, quando as praias buscam um ajuste entre sua morfologia e a hidrodinâmica então predominante, na escala de curto (horas, dias) e longo prazo (décadas). Eventualmente, episódios mais intensos de tempestade causam impactos significativos, resultando em danos e prejuízos econômicos e originando tendência erosiva de longo prazo nas praias. O comportamento das ondas em maior escala espaço-temporal pode ser analisado a partir do estudo da sua climatologia, entendido como o comportamento médio de longo prazo dos principais parâmetros que compõe o trem de ondas.

No litoral do estado do Rio de Janeiro, dois eventos de tempestade que diferenciavam quanto ao ângulo de incidência das ondas, a de maio de 2001, predominantemente de sul, e a de abril de 2010, de sudeste, causaram diferentes impactos nas praias em função da orientação da linha de costa, e destacaram a importância do grau de exposição da costa quanto aos eventos de tempestade. Particularmente ao litoral fluminense, a inflexão da costa no cabo Frio e cabo Búzios resulta em basicamente dois alinhamentos principais: o sul, de orientação O-E, e o leste, de orientação SO-NE. Neste sentido, este trabalho se propôs a avaliar a climatologia de ondas e os eventos de tempestade e suas diferenças entre os dois segmentos de litoral, desde o comportamento em águas profundas, a partir dos dados disponibilizados pelo modelo global NWW3, até sua propagação para águas rasas, utilizando-se para tanto o modelo Delft3D-WAVE. Ainda, com base na análise de 15 anos de levantamentos de perfis de praia ao longo do litoral, foi possível avaliar o impacto das tempestades na costa e inferir tendências futuras. Os resultados demonstraram diferenças significativas no clima de ondas entre os dois segmentos de litoral, sobretudo em relação aos ângulos de incidência, altura e à sazonalidade. Foram identificados 228 eventos de tempestade ao longo da série, predominantemente provenientes de SSW. Eventos de SE apresentaram menor frequência, mas maior intensidade média por evento. Foram percebidas variações no clima de tempestades em função dos fenômenos El Niño e La Niña. Eventos de La Niña apresentaram maior duração e maior altura de ondas quando comparado às tempestades em El Niño. A propagação de ondas para águas rasas resultou em maior dissipação de energia no segmento leste, assim como maior ângulo de aproximação à costa. Foi observado que ondas de tempestade se aproximam predominantemente normais à linha de costa sul, o que favorece o transporte transversal de sedimentos. No setor leste, a refração no cabo Frio resulta em aproximações angulares na costa leste em relação às tempestades de SSO, favorecendo o transporte de sedimentos sentido norte. Foram identificados pelo menos três diferentes graus de exposição da costa em relação às ondas de tempestade na escala regional. Quanto aos impactos na morfodinâmica, as praias responderam melhor às variações na altura de ondas em períodos de 6h e três dias. De maneira geral, os eventos de tempestade causaram erosão entre 20 e 30% do volume de sedimentos, em ambos os segmentos avaliados, e alterações da largura das praias da ordem de dezenas de metros. A altura da escarpa e berma de tempestade variou entre 0,5 e 1,5m. Ambos os segmentos do litoral apresentaram recuperação de volume após as tempestades, mas tendência erosiva de longo prazo.

**Palavras-chave:** Wavewatch III, Delft 3D, ENSO, orientação da linha de costa, morfodinâmica

## **Abstract**

The coastal zone is particularly dynamic and the coastal morphology varies continuously in response to the different processes operating at different scales of time and space. The increasing in human occupation in coastal areas demands coastal plans and management initiatives that address to the best possible understanding of the natural processes that influence this dynamic. Among the main modelers processes the coast, the gravity waves are the main source of energy for the coastal environment, especially in regions subject to microtide regime. Seasonal variations in wave energy are common on the coast, where the beaches seek an equilibrium between their morphology and the prevailing waves patterns in both the short term scale (hours, days) and in the long term (decades). Eventually, more intense storm episodes cause the most significant impact as long-term erosion. The behavior of long-term waves can be analyzed from the study of the wave climatology, i.e, the behavior of the main parameters that compose the wave train. On the coast of the state of Rio de Janeiro, two storm events that differed according to the angle of incident waves, May 2001, predominantly south, and April 2010, southeast, caused different impacts on beaches, which highlighted the importance of coastal orientation on their vulnerability to storm events. Especially in Rio de Janeiro coast, the littoral inflection in cape Frio and cape Buzios results in basically two main coastal alignments: the south, west-east orientated, and the east, southwest-northeast. Thus, this study aimed to evaluate the differences in long-term waves climatology (34 years) and storm events between the two segments of coastline, including the behavior of waves in deep water, from the data provided by the global model NWW3, and its spread to shallow water, using Delft3D-WAVE model. Still, based on analysis of 10 years of surveys of beach profiles along the coast, it was possible to assess the impact of storms on the coast and infer future trends. The results showed significant differences in the wave climate between the two segments of the evaluated coast, especially in relation to the incident angles, height and seasonality. 228 storm events were identified along the series, predominantly from SSW. SE events showed less frequency, but higher average intensity per event. Long-term variations were noted in relation to the events of El Niño and La Niña, in which La Nina events showed longer duration and greater wave height when compared to storms in El Niño. The wave propagation to shallow water showed higher dissipation in the east segment, as well as greater wave angle approach. It was observed that storm waves approach predominantly normal to the south coast, which favors cross sediment transport. In the eastern sector, the refraction in Cabo Frio results in angular approaches the east coast compared to the SSW storms, favoring northward sediment transport. There were identified at least three different degrees of exposure of the coast in relation to storm waves. As for the impact on morphodynamics, beach response apparently fits well in respect to variations in wave height, mostly in periods of 6 hours and three days. In general, storm events caused erosion between 20 and 30% of the volume of sediment in both segments assessed, and changes the width of the beaches on the order of tens of meters. Both segments showed volume recovery after the storms, but erosive trend in long-term scale.

**Keywords:** Wavewatch III, 3D Delft, ENSO, coastline orientation, beach morphodynamics

## Conteúdo

1. Introdução .....	13
1.1 Apresentação .....	13
1.2. Caracterização do problema científico a ser abordado.....	15
1.3. Referencial Teórico-Metodológico .....	18
1.3.1 Ondas superficiais de gravidade .....	18
1.3.2 Relação entre o clima de ondas e a morfologia de praia.....	21
2. Objetivos .....	26
2.1. Caracterização interanual do clima de ondas (1979-2013) e identificação de eventos extremos; .....	26
2.2 Simulação e caracterização do comportamento de extremos em águas rasas e o potencial de transporte de sedimentos; .....	26
2.3. Avaliação do impacto na costa induzido pelo clima de ondas e tempestades;.....	26
3. Descrição da área de estudo .....	26
3.1 Geologia e geomorfologia regional.....	27
3.1.1 Geomorfologia das praias.....	29
3.2. Clima de ventos, ondas e Marés.....	30
4. Materiais e Métodos .....	32
4.1. Caracterização do clima de ondas (1979-2013) e identificação de eventos extremos .....	32
4.1.1 Validação dos dados NWW3 a partir de dados medidos em campo .....	33
4.1.2 Identificação e caracterização de eventos extremos .....	33
4.1.3 Estimativa do intervalo de recorrência dos eventos (T) .....	35
4.2 Simulação e caracterização de extremos em águas rasas e estimativa do transporte potencial de sedimentos .....	35
4.2.1 Propagação das ondas em águas rasas .....	35
4.2.2 Estimativa do transporte longitudinal de sedimentos induzido por ondas .....	37
4.3. Avaliação do impacto na costa em relação ao clima de ondas e tempestades.....	38
4.3.1 Os perfis topográficos .....	38
4.3.2 Avaliação do tempo de resposta em curto prazo da morfologia das praias quanto ao clima de ondas.....	39
4.3.3 Impactos causados pelo clima de ondas e eventos de tempestade .....	40
5. Resultados e discussão .....	40
5.1. Validação do NWW3 com dados medidos em campo .....	40
5.2. Caracterização do clima de ondas e episódios de tempestade ao longo da série.....	42
5.2.1 Comparação entre o litoral sul e litoral leste em relação ao clima de ondas regional..	45
5.2.2 Identificação e caracterização de eventos extremos .....	50

5.2.3 <i>Relação entre os eventos de tempestade identificados e os fenômenos El Niño e La Niña no litoral do Rio de Janeiro</i> .....	56
5.3. Simulação dos eventos de tempestade para águas rasas e transporte potencial de sedimentos .....	60
5.3.1 <i>Transporte de sedimentos induzido por ondas de tempestade</i> .....	68
5.3. Avaliação do impacto na costa a partir do clima de ondas.....	74
5.3.1 <i>Correlação temporal entre a variação da altura de ondas e a variação do volume dos perfis (tempo de resposta)</i> .....	74
5.3.2 <i>Impactos costeiros induzidos pelo clima de ondas</i> .....	77
5.4. Integração dos dados .....	86
6 Conclusões .....	89
6.2 Identificação e caracterização de extremos e propagação para águas rasas .....	90
6.3. Simulação dos eventos para águas rasas e transporte longitudinal .....	91
6.4 Impactos na costa induzidos pelo clima de ondas e tempestades.....	92
7. Considerações Finais.....	93
8. Agradecimentos.....	93
Referências .....	94

## Lista de Figuras

Figura 1: Principais parâmetros que compõem um trem de ondas em propagação em águas profundas. Extraído de Meirelles & Violante-Carvalho (2007).....	18
Figura 2: Relação entre vento e parâmetros de onda. a) Relação entre vento e altura da onda (exponencial); b) relação entre vento e período (linear). Adaptado de Campos (2009). ....	19
Figura 3:Relação entre tamanho da vista, vento e os parâmetros de onda. a) Relação entre tamanho da pista e altura significativa (m); b) relação entre tamanho da pista e período (s). Adaptado de Alves <i>et al.</i> (2009).....	19
Figura 4: Representação esquemática da aproximação do trem de ondas para águas rasas, onde os efeitos da topografia de fundo alteram a geometria das ondas. Modificado de <a href="http://pt.magicseaweed.com/help/near-shore-effects/breaking-waves">http://pt.magicseaweed.com/help/near-shore-effects/breaking-waves</a> .....	20
Figura 5:Interação entre a ortogonal das ondas incidentes e formação de corrente longitudinal. Adaptado de Campos (2009).....	21
Figura 6: Relação entre o clima de ondas (wave energy) e as variações do volume praial. Extraído de Woodroffe, 2007. ....	23
Figura 7: Série temporal de elevação da superfície marinha. a) Relação estocástica entre altura de ondas e tempo. b) densidade espectral a partir de a). Adaptado de Parente <i>et al.</i> (2014). ....	24
Figura 8: Representação esquemática da área de estudo, com destaque para os pontos de perfis topográficos, I Saquarema, II Arraial do Cabo, III Barra de São João, IV Macaé, e os pontos de dados de onda do NWW3 (Wd1, Wd2). Batimetria: SRTM15-plus.....	27
Figura 9: Praias que compõem a área de estudo. a) segmento praial com destaque para a estação Saquarema (I). b) destaque para a estação Arraial do Cabo (II) onde há presença de dunas à retroterra. Imagens adaptadas de Google Earth.....	29
Figura 10: Praias que compõem a área de estudo. a) Arco praial da Barra de São João (III), demonstrando a feição de embaçamento. b) destaque para o ponto Macaé (IV). Imagens adaptadas de Google Earth.....	30
Figura 11: Trajetórias de ciclones entre 35°S e 57°S, do tempo de sua identificação até sua dissipação no oceano. Cada símbolo representa uma trajetória diferente identificada. Adaptada de Parise <i>et al.</i> (2009). ....	31
Figura 12: Grade numérica global (0.5/0.5°) mostrando os pontos de dados do NWW3, com destaque para os pontos analisados neste trabalho. Grade plotada sobre imagem Google Earth.....	33
Figura 13:Malha regional de propagação elaborada para as simulações de águas rasas no Delft 3d, com destaque para as malhas refinadas (nível local), sobrepostas a batimetria interpolada do SRTM15.....	37
Figura 14: Análise de correlação entre dados obtidos através do NWW3 e boia <i>waverider</i> localizada na região de Arraial do Cabo. Acima, correlação de Hs. No centro, Dp e abaixo, correlações com Tp. ....	41
Figura 15:Histograma representando a climatologia média de ondas para o ponto Wd1. a) Distribuição de Hs(m); b) distribuição de Tp (s); c) histograma de Dp(°); d-f ) climatologia mensal de Hs, Dp e Tp. ....	43
Figura 16: Rosa direcional de ondas para o ponto Wd1. a) Distribuição direcional de Hs ; distribuição de Tp.....	43
Figura 17: Histograma representando a climatologia média do ponto Wd2. a) Distribuição de Hs(m); b) distribuição de Tp (s); c) histograma de Dp(°); d-f ) climatologia mensal de Hs, Dp e Tp. ....	44

Figura 18: Rosa direcional para o ponto Wd2. a) Distribuição direcional de Hs ;b) distribuição de Tp. ....	45
Figura 19: Análise comparativa de valores de Hs em relação aos dois pontos do de onda do litoral estudado, wd1 (sul) e Wd2 (leste). ....	46
Figura 20: Proporção entre frequência e potencial de energia, ambas em (%), em análise comparativa entre o litoral sul e leste ao longo de toda a série temporal. ....	47
Figura 21: Comparação entre a porcentagem total de energia que entra no litoral sul e leste a partir nas estações do ano. ....	48
Figura 22: Processos de refração em águas intermediárias comprovando as diferenças detectadas entre os dois pontos de dados de onda extraídos do NWW3 (wave data), rodada em malha regional. ....	49
Figura 23: Série de eventos de tempestades detectados entre 1979-2013, a partir do Storm Power Index (Dolan & Davis (1992). Nota-se uma discreta tendência de aumento do número dos eventos a partir da análise de regressão linear. ....	50
Figura 24: Intensidade anual de eventos de tempestades em contraste com o número de ocorrências por ano e em relação aos fenômenos El Nino e La Nina ao longo da série avaliada. ....	51
Figura 25: Relação do tempo de recorrência e magnitude dos eventos de tempestade detectados em relação aos dois pontos da série de ondas NWW3. ....	52
Figura 26: Tempo de recorrência em relação à altura de ondas identificadas na série de tempestades. ....	53
Figura 27: Relação da altura de ondas de tempestade com a) direção de pico e b) período de pico. ....	55
Figura 28: Relação entre altura de ondas de tempestade e o tempo de duração dos eventos. ....	55
Figura 29: Direções de incidência de ondas de tempestade originadas a partir da migração de ciclones extratropicais no litoral sudeste do Brasil. a) Ciclogênese recém-formada originando ondas de SO; b) migração para leste com intensificação de ondas vindas de SE. Adaptado de Parente <i>et al.</i> (2014). Grifos dos autores. ....	56
Figura 30: Índice de El Nino oceânico de 1950-2015, demonstrando em azul os picos de La Nina e em vermelho os anos de El Nino, Fonte: <a href="http://ggweather.com/enso/oni.htm">http://ggweather.com/enso/oni.htm</a> . ....	57
Figura 31: Comparação do comportamento de tempestades na costa do Rio de Janeiro em relação aos anos de El Nino (vermelho) e La Nina (azul), a) comparação entre a direção predominante de incidência de ondas; b) comparação em relação à Hs; c) em relação à duração (h) dos eventos e d) ao espectro da frequência (1/T). ....	59
Figura 32: Propagação para águas rasas das principais tempestades identificadas na série (Tabelas 6 e 7) em relação a altura significativa. Destaca-se o efeito da refração nos promontórios e o efeito de abrigo em relação ao litoral leste. Malha regional aninhada. ....	61
Figura 33: Aproximação de ondas em águas rasas em malha de maior resolução para o alinhamento sul a partir de propagação do evento de tempestade de abril de 2010 (SE). Os maiores valores correspondem às cores em vermelho (3m), sendo azul escuro os menores (0,5m). As setas indicam a direção de propagação. I e II são as estações amostrais conforme descrito na Figura 8. ....	62
Figura 34: Propagação da tempestade de 2001 (S) sobre o litoral leste, indicando as áreas de maior exposição às ondas de S. A escala de cores segue a Figura 33, a) Embaiamento de Barra de São João; b) Segmento ao norte, com destaque para a praia dos Cavaleiros e para o ponto Macaé (III). Destaca-se o processo de difração em ilha de frente à estação IV. ....	63
Figura 35: Valores de altura de ondas em águas rasas em relação à propagação dos eventos identificados na Tabela 6. As diferenças no comportamento das curvas indicam a maior ou menor dissipação destes eventos em águas rasas, uma vez que as condições de contorno em relação a Ho foram basicamente as mesmas. ....	64

Figura 36: Propagação de tempestades em águas rasas (Tabelas 6 e 7) evidenciando o ângulo (°) de aproximação das ortogonais no litoral. Valores negativos indicam sentido W. Destaca-se o alinhamento do fluxo das ondas de S e SO, que no litoral leste aproximam-se com ângulos negativos, sugerindo inversão de fluxo. ....	65
Figura 37: Aproximação de trem de ondas na região da estação Macaé, em evento de tempestade Classe 2 em janeiro de 2003. Comportamento em águas profundas: Hs: 1.8m, Tp: 12s e Dp: 186°. Em águas rasas: Hs: 1m, Tp: 12s,e Dp: 20°. Imagem adaptada de Google Earth. A imagem valida o cenário simulado dos eventos de sul nas Figuras 32 e 36. ....	66
Figura 38: Velocidade orbital de fundo (m/s) no litoral sudeste do Rio de Janeiro a partir de simulação do evento de SSO de maio de 2001. Destaca-se as maiores velocidades nas áreas mais expostas da costa, o que pode ser um indicativo da formação de <i>hotspots</i> erosivos no litoral. I,II,III e IV são as estações topográficas de referência, conforme Figura 8. ....	69
Figura 39: Sentido e taxa ( $m^3 \times 10^3 / dia$ ) do transporte longitudinal potencial em relação aos eventos de tempestade no litoral sul e leste. Valores negativos indicam sentido O e S, respectivamente. ...	70
Figura 40: Fluxo de excesso de momentum ( <i>radiation stress</i> , $N/m^2$ ) originado pelo ângulo quase normal de incidência das ondas durante o evento de maio de 2001 (SSO). O tamanho do vetor é proporcional à magnitude do fluxo. O excesso de momento é grande indutor da formação de correntes costeiras. ....	72
Figura 41: Imagem de segmento do litoral sul demonstrando a formação de correntes transversais a partir da análise visual de sedimentos em suspensão. A imagem demonstra o potencial de fluxo transversal originado a partir de ondas em aproximação ortogonal à linha de costa. ....	72
Figura 42: Correlação entre a variação no clima de ondas do NWW3 e variações nos volumes dos perfis de praia analisados na área de estudo. No eixo horizontal, os instantes avaliados. No vertical, os valores de correlação. Valores positivos no gráfico indicam correlação inversa. O símbolo $\Delta$ indica $p$ -value $< 0,05$ . ....	75
Figura 43: Variação de volume dos perfis das praias de Saquarema e Arraial do Cabo, em relação ao clima de ondas e aos eventos de tempestade detectados. Os eventos de tempestade identificados na série dos perfis estão assinalados com o número da Classe de intensidade segundo o SPI (Dolan & Davis, 1992). O sinal + representa o agrupamento de duas tempestades consecutivas próximas as datas de medição dos perfis. ....	77
Figura 44: Perfis topográficos em situações de tempestade do ponto Saquarema (I) com destaque para o levantamento de maior volume 01/1996 e o mais erosivo, em evento de tempestade Classe 4 de 05/01. O símbolo "+" indica que o levantamento foi realizado em situação de agrupamento de tempestades ( <i>storm clustering</i> ). ....	78
Figura 45: Fotografias tiradas por moradores de Saquarema durante o evento de tempestade de abril de 2010 (SE), Fonte: <a href="http://vilaturonline.com.br/">http://vilaturonline.com.br/</a> . Em uma aproximação mais ousada, poderia-se observar a direção do vento através da biruta na imagem, que de predominantemente S (imagem menor) passa para ESE (imagem maior). ....	79
Figura 46: Perfis de tempestade da estação Arraial do Cabo, com destaque para o maior volume da série (8/01/1996), e o menor, em agrupamentos de tempestade em agosto de 1999. O símbolo "+" representa que o levantamento foi realizado em situação de agrupamento de tempestades ( <i>storm clustering</i> ). ....	80
Figura 47: Identificação da morfologia de barras rítmicas, a partir de modelagem computacional do parâmetro dissipação de energia com o fundo ( $N/m^2$ ) (47b), formadas a partir do evento de tempestade de maio de 2001. Acima, (47a) imagem Google Earth evidenciando a presença de barras rítmicas na antepraia. Do azul escuro para o vermelho representam da menor para maior	

dissipação, e apresenta relação direta com a topografia de fundo, a partir de batimetria de alta resolução. I e II são as estações amostrais, respectivamente Saquarema e Arraial do Cabo. ....	83
Figura 48: Relação entre a variação do volume dos perfis dos pontos Barra de São João e Macaé e o clima de ondas (Hb), com destaque para os eventos de tempestade destacados pela Classe de magnitude segundo SPI.....	83
Figura 49: Perfis de praia dos pontos a) Barra de São João e b) Macaé em relação aos eventos mais erosivos do perfil e seu maior volume (100%).....	84
Figura 50: Perfis de praia em tempestades da estação Macaé, em relação ao perfil mais largo da série. ....	85
Figura 51: Variação dos volumes dos perfis ao longo da serie (1995-2010). Em vermelho, ponto Saquarema, Azul, Arraial do Cabo, Verde: Macaé e Roxo: Barra de São João.....	88

## Lista de Tabelas

Tabela 1: Síntese das principais características dos perfis de praia utilizados. Fonte: Muehe 1998, 2011 e campanhas de levantamento de campo realizadas pelo autor.....	30
Tabela 2: Classes de tempestades e o intervalo ( <i>range</i> ) de magnitude entre as classes. Adaptado de Dolan & Davis (1992). .....	34
Tabela 3: Síntese dos principais parâmetros utilizados na configuração das rodadas do Delft-3d. .	36
Tabela 4: Síntese das principais características dos levantamentos de perfis de praia realizados pelo Laboratório de Geografia marinha - UFRJ entre os anos 1995-2010. ....	39
Tabela 5: Análise comparativa entre os pontos Wd1 e Wd2, para os parâmetros de ondas Hs, Tp e Dp em relação ao quadrante direcional. ....	46
Tabela 6: Síntese do comportamento dos maiores eventos de tempestades identificados na série de ondas. O evento de maio de 2007, embora não represente Classe 4 como os demais, foi escolhido por representar incidência de ondas com ângulo mais significativo de SO. ....	54
Tabela 7: Síntese dos eventos de tempestade simulados e resultados médios encontrados em relação ao litoral sul e leste.....	68
Tabela 8: Síntese dos parâmetros da relação entre os eventos de tempestade e as variações de volume ao longo da série. SPI: magnitude do evento. T: intervalo de recorrência. I, II, III e IV são os pontos de perfis de acordo com a Figura 4. As linhas em cinza claro significam agrupamento de dois eventos consecutivos de tempestade ( <i>Storm-clustering</i> ). ....	86

## **1. Introdução**

### **1.1 Apresentação**

A relação entre o clima de ondas e a morfologia de praias arenosas é tema central nos estudos em geomorfologia costeira. No entanto, a aquisição de dados de campo necessária para a análise mais acurada e a coerente interpretação dos processos frequentemente encontra dois principais obstáculos: i. aquisição de dados de onda de forma continuada e ii. melhor compreensão do comportamento das ondas em águas rasas. As dificuldades se manifestam principalmente sobre o elevado custo de fundeio de sensores ou ondógrafos e sua manutenção, e ainda, da disponibilidade de dados batimétricos de resolução adequada.

A modelagem numérica, aliada à disponibilização de dados batimétricos e de altimetria por satélites, aparece como alternativa satisfatória para estimativa do comportamento de ondas na costa, e contribui para mitigação das dificuldades inerentes à aquisição de dados em campo. A evolução da técnica da modelagem numérica é representada atualmente pela maior quantidade de variáveis consideradas nos cálculos, principalmente as que dizem respeito às relações não-lineares e às interações locais entre as ondas e o ambiente, como rugosidade de fundo, efeito de ventos e marés. A evolução da modelagem também se manifesta a partir da simplificação da interface computacional, que possibilitou o uso multidisciplinar dos programas e com isso uma melhor interpretação das análises ambientais. Modelos como o NOAA Wavewatch III (NWW3), por exemplo, permitiram a disponibilização de dados históricos do espectro de ondas em escala global, e a partir do uso de reanálises de ventos em escala regional, os dados passaram a apresentar bons resultados para diversificadas aplicações, sobretudo no Atlântico Norte.

Neste sentido, embora tenham sido realizados levantamentos de campo para reconhecimento e coleta de dados, este trabalho constituiu basicamente na análise, interpretação e aplicação de um vasto banco de dados de acessibilidade relativamente simples, partindo da premissa de que tais dados, em análise mais aprofundada, ainda representavam lacunas na caracterização dos processos costeiros na área de estudo.

Os dados obtidos através do NWW3 constituíam mais de um milhão de valores discretos, referentes aos diversos parâmetros que compunham o espectro de onda, em escala temporal de 34 anos. A escolha dos parâmetros e do método de análise constituiu uma das principais provocações do trabalho. Na mesma medida, a interface amigável para o usuário do modelo Delft-3D-WAVE (SWAN), possibilitou, para não modeladores, a

utilização da modelagem numérica de última geração para interpretação dos processos. O modelo foi utilizado basicamente como ferramenta de cálculo para propagação de ondas para águas rasas, não sendo consideradas as interações entre ondas e correntes ou a influência do vento. Por fim, 15 anos de levantamentos topográficos de perfis de praia realizados pelo Laboratório de Geografia Marinha da UFRJ possibilitaram o contraste entre a dinâmica das ondas e a dinâmica da morfologia da costa.

O objetivo central da tese foi avaliar o comportamento do clima de ondas e de tempestades e verificar a sua influência nos processos costeiros atuantes no litoral sudeste do estado do Rio de Janeiro, região na qual a linha de costa inflexiona aproximadamente 45° sentido NE, originando pelo menos dois alinhamentos litorâneos diferenciados em relação ao grau de exposição às ondas. O trabalho partiu da premissa central de que i. as ondas são a principal forma de entrada de energia no sistema costeiro e assim condicionam predominantemente os processos; e ii. a morfologia das praias responde em diferentes escalas e de modo inversamente proporcional às variações da altura de onda. Nesta via, o trabalho foi estruturado em três etapas: 1. Caracterização da climatologia regional de ondas e identificação/descrição de eventos extremos; 2. Simulação para águas rasas dos eventos considerados mais representativos à discussão dos dados e estimativa do transporte longitudinal de sedimentos; 3. Avaliação do impacto do clima de ondas e das tempestades na morfologia da costa, nas escalas de curto e longo prazo.

Na etapa metodológica, utilizou-se como referência de análise a escala histórica de tempo (1979-2013) e a escala regional de espaço. A escolha da escala de trabalho teve por base a resolução disponível da grade de dados do NWW3, da malha batimétrica SRTM-15plus e da distribuição e representatividade espacial dos pontos dos perfis topográficos. Em termos cartográficos, a escala regional da análise foi aproximadamente 1:500,000, para a qual fazem sentido as comparações entre os segmentos de litoral e as avaliações da atuação dos processos costeiros. Adicionalmente, foram feitas análises em nível local, com grade batimétrica de maior resolução e escala aproximada de 1:200,000. O sistema de coordenadas utilizado foi o grau decimal - WGS 1984, em função da problemática de mudança do fuso UTM de 23/24s na região de Arraial do Cabo e por tratar-se de referência amplamente utilizada para dados em escala global. Optou-se por parametrizar a variação da área (aproximada para volume) dos perfis topográficos como a base da interpretação dos impactos da climatologia de ondas na costa a partir da variação do volume de perfis topográficos, uma vez que seriam necessários dados parametrizados para as análises de correlação linear.

Os resultados encontrados se mostraram em grande medida coerentes com outros estudos na mesma região, mas ao mesmo tempo, contribuíram com novas observações sobre a relação entre o clima de ondas e os processos costeiros atuantes no litoral em estudo, incluindo a relação com fenômenos de mesoescala como El Niño/La Niña.

Ao longo do desenvolvimento do trabalho alguns resultados foram parcialmente publicados, como em Klumb-Oliveira *et al.* (2015); Pereira & Klumb-Oliveira (2015); Klumb-Oliveira & Pereira (2015); Klumb-Oliveira (2015); Muehe *et al.*(2015) e Lins-de-Barros *et al.* (no prelo).

Quanto à nomenclatura, alguns termos associados aos processos costeiros e à modelagem foram propositalmente mantidos em inglês, para que não houvesse perda de clareza quanto ao significado.

## **1.2. Caracterização do problema científico a ser abordado**

Os depósitos de praia ao longo das margens costeiras estão em constante ajuste, quer seja com as forçantes naturais que as condicionam, quer seja com a urbanização das cidades litorâneas, que se apropriam de espaços constituintes de faixas ativas dos sistemas praias. A ocupação urbana não acompanha o ajuste natural morfodinâmico da costa, e como resultado, inúmeros processos de erosão são percebidos ao longo do litoral, de forma pontual ou como tendência de longo prazo.

O ajuste natural da morfologia das praias arenosas é em grande medida função das características das ondas que chegam à costa, que de maneira geral, alternam entre estados de bom tempo, com ondas construtoras da faixa arenosa, e ondas de tempestade ou extremas, que comumente erodem as praias transportando suas areias para regiões da plataforma continental interna (Sonu & Van Beek, 1976; Komar, 1998). A sazonalidade entre ondas de bom tempo e tempestade constitui uma das principais condicionantes da dinâmica morfológica do litoral, a partir de ciclos de erosão e deposição ao longo da escala de tempo.

O ajuste ideal entre a morfologia da praia e o clima de ondas ocorreria se o comportamento das ondas se mantivesse constante ao longo do tempo (Woodroffe, 2007). No entanto, a grande variação das condições de energia frequentemente induz a processos dinâmicos de adaptação, que eventualmente resultam em desequilíbrio. Embora a energia de ondas apresente certa sazonalidade, episódios de tempestade de maior duração e intensidade denominados 'eventos extremos' (IPCC, 2012), originados pelo agrupamento

de tempestades ou pela intensificação dos sistemas meteorológicos que as originam, podem desencadear processos erosivos de longo prazo em praias arenosas. A ocorrência de fenômenos climáticos interdecadais como El Niño/La Niña também influenciam no comportamento dos eventos, frequentemente intensificando-os ou alterando sua frequência e sazonalidade.

Eventos de tempestade são condicionadores da dinâmica sedimentar do litoral, por um lado, remobilizando e empurrando sedimentos de áreas mais distais da plataforma de volta para a costa, como observado por Muehe (2011) para o litoral do Rio de Janeiro, e por outro, transportando sedimentos das praias para regiões distais da plataforma interna ou redistribuindo-os ao longo do litoral. Neste sentido, uma série de trabalhos têm sido publicados avaliando o impacto das tempestades sobre a morfologia da costa, grande parte enfatizando a morfologia das praias sob os parâmetros largura da berma e declividade da face em nível local (como em Almar *et al.*, 2010; Yu *et al.*, 2013 e Ranashinge *et al.*, 2004) e outros enfocando as condições hidrodinâmicas de eventos de tempestade em curto prazo. No entanto, avaliações dos efeitos de tempestade em maior escala espacial e temporal e sob o ponto de vista da orientação da linha de costa ainda são menos frequentes, e os processos costeiros de longo prazo ainda constituem incertezas.

No estado do Rio de Janeiro a inflexão do litoral no Cabo Frio segmenta a costa quanto ao grau de exposição às ondas de tempestade em dois grandes domínios: o litoral sul (S), no alinhamento aproximadamente oeste (W) - leste (E), entendido aqui como da ponta de Maricá à Arraial do Cabo, e o litoral leste ou da Bacia de Campos, no alinhamento aproximadamente sudoeste (SO) - nordeste (NE), do norte de Cabo Frio à planície de progradação do rio Paraíba do Sul. O litoral sul é mais exposto a ondulações dos quadrantes sul, que representam grande parte da energia de ondas de mau tempo. Por outro lado, o litoral leste, apesar de também estar submetido às alternâncias entre as ondas de tempo bom e de tempestade, apresenta trechos protegidos da ação direta das ondas de sul, como nos embaixamentos a norte da Ilha de Cabo Frio e do Cabo Búzios.

Nos últimos 15 anos o litoral do Rio de Janeiro foi atingido por duas tempestades excepcionais (Muehe *et al.*, 2015). A primeira em maio de 2001 e a segunda em abril de 2010. A primeira provocou erosão pronunciada na orla costeira voltada para sul, o que resultou em recuos erosivos da escarpa da pós-praia ou base da duna frontal (Muehe, 2011), sendo estimados prejuízos econômicos de aproximadamente R\$ 2 milhões de reais neste único evento (Lins-de-Barros, 2005). A segunda resultou em impactos mais significativos no litoral leste do estado, a NE do Cabo Búzios, devido principalmente à

direção de incidência das ondas, que ao invés de SSO, como em 2001, foi predominantemente proveniente de SE. Klumb-Oliveira *et al.* (2015) analisando dados de ondas em águas profundas identificaram suave incremento na energia de ondas que chega ao litoral do Rio de Janeiro, principalmente provenientes de SSO ao longo dos últimos 20 anos. Mesquita (1994) analisando dados de marégrafos na costa de Cananéia (SP) sugere uma elevação do nível marinho na costa sudeste do Brasil de 0,3m/100 anos. Embora ainda suscite ampla discussão, o efeito das variações climáticas e sua influência sobre o clima de ondas ainda constitui lacuna de informações no que se refere à análise integrada de causa e efeito entre o clima de ondas e a morfologia do litoral, sobretudo em relação aos processos em águas rasas, e ainda, a análise em escala temporal de longo prazo, o que conforme aponta Woodroffe (2007) é a condição para o entendimento destes processos.

### 1.3. Referencial Teórico-Metodológico

#### 1.3.1 Ondas superficiais de gravidade

As ondas superficiais de gravidade são a principal fonte de energia para a zona litorânea, e assim, constituem os principais condicionantes da morfologia e dos processos costeiros (Komar, 1976). Nesta seção, busca-se apresentar os principais conceitos relacionados à origem e ao comportamento de ondas em águas profundas, sua transformação em águas rasas e sua influência sobre a morfologia das praias.

Ondas de gravidade podem ser entendidas para o presente escopo como manifestações de forças que agem e deformam uma camada de fluido (Dean & Darlymple, 1998). A intensidade desta deformação caracteriza a forma e o comportamento das ondas, principalmente a partir da variação dos parâmetros altura e comprimento (Figura 1) e é função do balanço entre a força geradora (vento) e a força restauradora (gravidade). A Figura 1 representa graficamente os principais parâmetros associados à geometria de ondas.

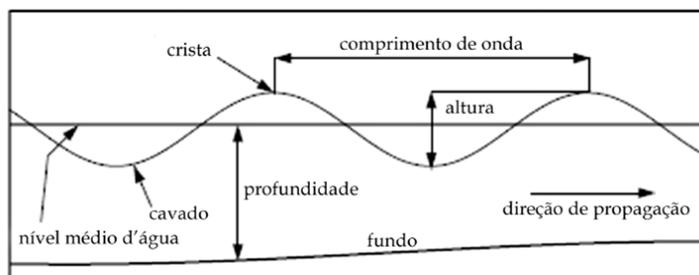


Figura 1: Principais parâmetros que compõem um trem de ondas em propagação em águas profundas. Extraído de Meirelles & Violante-Carvalho (2007).

A transferência de energia (*momentum*) do vento para a superfície do oceano, a partir principalmente da turbulência e das oscilações de pressão sob a superfície marinha, constitui o principal mecanismo de geração das ondas de interesse deste trabalho (Figura 2). Tendo em vista que o processo de transferência de energia da atmosfera para o oceano profundo sofre influência de fatores como latitude, duração, intensidade do vento, tamanho da pista e variações regionais da pressão atmosférica (Hasselmann, 1963, Figura 3), as ondas formadas em uma zona de geração se caracterizam por sua irregularidade, uma vez que são geradas concomitantemente sob diferentes condições, e, portanto, apresentam diferentes alturas e comprimentos de onda.

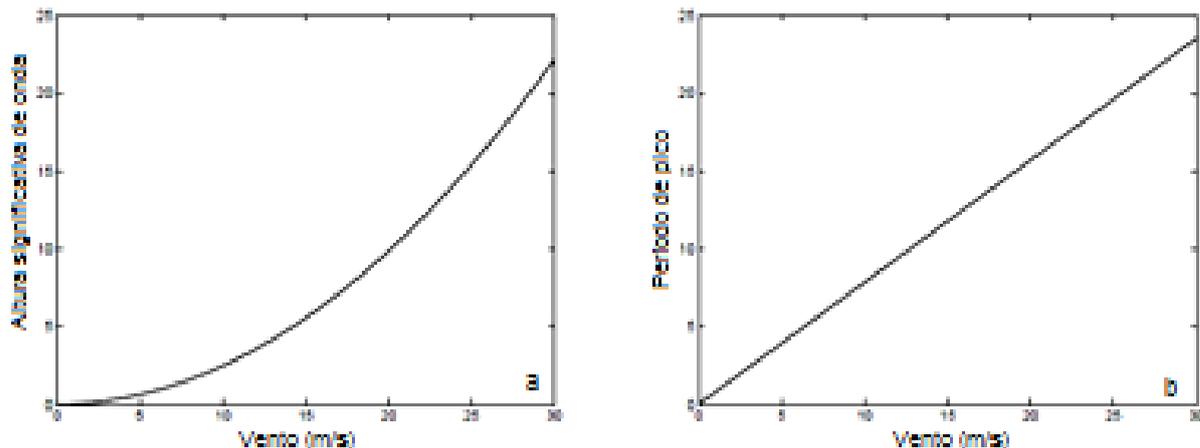


Figura 2: Relação entre vento e parâmetros de onda. a) Relação entre vento e altura da onda (exponencial); b) relação entre vento e período (linear). Adaptado de Campos (2009).

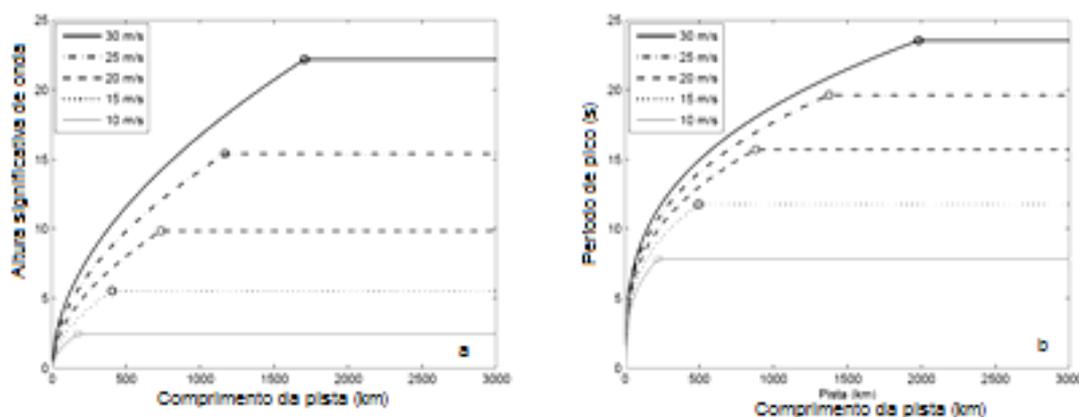


Figura 3: Relação entre tamanho da pista, vento e os parâmetros de onda. a) Relação entre tamanho da pista e altura significativa (m); b) relação entre tamanho da pista e período (s). Adaptado de Alves *et al.* (2009).

Wiegel (1964) aponta que ondas com maior comprimento se propagam em maior velocidade do que ondas mais curtas, o que pressupõe interações entre os trens de onda na medida em que se propagam. Durante a propagação em águas profundas (dispersão) as ondas tendem a se tornar mais regulares, resultado da interferência construtiva ou destrutiva entre os trens de diferentes velocidades (*wave sorting*). Os grupos de ondas então formados apresentam elevadas velocidades, longos comprimentos e baixas amplitudes, com simetria aproximadamente sinusoidal.

O processo de transição das ondas de águas profundas para águas rasas envolve a efetiva participação da topografia do fundo na geometria das ondas (Figura 4). De maneira simples, entende-se aqui água rasa como a região a partir da qual a profundidade da coluna d'água é equivalente a 25% do comprimento de onda (m) (maior detalhamento em Komar, 1976 e Dean & Dalrymple, 2002). Em águas rasas, as ondas progressivamente perdem velocidade, diminuem seu comprimento e instantaneamente ganham altura. O período da

onda se mantém constante, mas o atrito com o fundo induz a maior inclinação da crista em relação a sua base, o que resulta na quebra ou colapso da onda. O processo de arrebentação e quebra constitui a principal forma de dissipação de energia na costa (Komar, 1976).

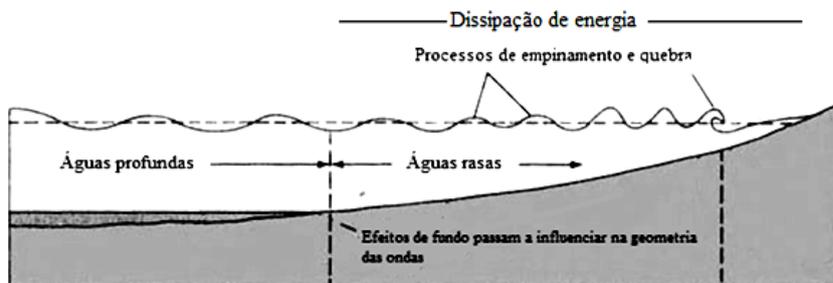
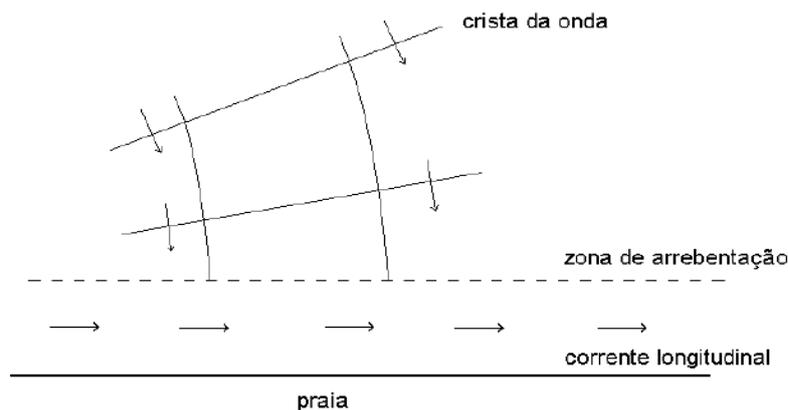


Figura 4: Representação esquemática da aproximação do trem de ondas para águas rasas, onde os efeitos da topografia de fundo alteram a geometria das ondas. Modificado de <http://pt.magicseaweed.com/help/near-shore-effects/breaking-waves>.

O contato da onda com o fundo também induz a processos de refração, que promovem mudanças na direção do trem de ondas na costa. Os processos de refração são principalmente causados pela diminuição da velocidade das ondas devido à interação com o fundo. Deste modo, as ondas tendem a mudar de direção na medida em que a profundidade diminui, quando as cristas se alinham paralelamente às isobatas. O processo de refração de ondas na costa caracteriza um dos principais meios de distribuição de energia de onda no litoral, quando a orientação da linha de costa aliada à direção predominante de incidência das ondas em águas profundas determinará a angulação com a qual as ondas se aproximarão em águas rasas. Neste sentido, o litoral experimenta processos de convergência e divergência de energia de ondas na medida em que a refração atua na mudança de direção das ortogonais (Wiegel, 1964).

Grande parte da energia dissipada durante o processo de quebra das ondas é distribuída ao longo da costa a partir do fluxo longitudinal e transversal de água e sedimentos. Ao quebrar, a onda provoca intenso movimento rotacional da água, gerando vórtices que atuam sobre o fundo com competência hidráulica para suspensão e transporte de sedimentos, principalmente quando a linha de arrebentação das ondas forma um ângulo oblíquo com a linha de costa e o transporte longitudinal alcança seu maior potencial (Figura 5). Este movimento rotacional da partícula de água é comumente medido através da velocidade orbital de fundo (m/s), que, como apontam Komar & Miller (1973) é paralela à crista de ondas e está diretamente relacionada à competência de movimentação e transporte de sedimentos.



**Figura 5:** Interação entre a ortogonal das ondas incidentes e formação de corrente longitudinal. Adaptado de Campos (2009).

Outro fator que exerce influência na geração das correntes costeiras é o fluxo de *momentum* gerado por ondas de gravidade sobre águas rasas. Longuet-Higgins & Stewart (1964) denominam *radiation stress* ( $N/ms^2$ ) o fluxo do excesso de momento, *i.e.* o ajuste que representa a variação do nível vertical do fluido no tempo e no espaço em função do aumento das forças que atuam na costa motivado pela aproximação das ondas, sobretudo pela maior influência da pressão hidrostática atuando como força adicional. O excesso de momento representa uma grandeza vetorial, na qual a componente  $x$  representa o sentido do fluxo das ondas, e  $y$ , o sentido paralelo à crista das ondas. O cálculo das componentes  $x$  e  $y$  a partir do modelo proposto por Longuet-Higgins & Stewart (*Op.cit*) permite inferir o fluxo potencial de fluido no litoral e assim estimar o transporte de sedimentos nos eixos transversal ( $x$ ) e longitudinal ( $y$ ) à costa.

### 1.3.2 Relação entre o clima de ondas e a morfologia de praia

O clima de ondas representa uma condição média de agitação marítima em um determinado intervalo de tempo, que segundo Holthuijsen (2007), deve ser de no mínimo 10 anos. Nesta condição estão inseridas as variações anuais entre situações de tempo bom e mau tempo, as quais, em termos genéricos, representam as condições 'normais', quando as ondas se aproximam da costa com longos períodos e baixas alturas, e, em contraste, condições 'de tempestade', quando o estado de agitação marítima se acentua devido a maior frequência de sistemas frontais e ciclones, resultando em ondas mais altas e com menores períodos (Johnson 1949 *apud* Komar, 1976). Fenômenos climáticos de mesoescala como ENSO (*El Nino Southern Oscillation*) eventualmente interferem no clima de ondas, notadamente na escala interanual. Os fenômenos atuam intensificando ou mitigando os efeitos de tempestades ou alterando sua frequência de ocorrência (Kourky *et al.*, 1984).

A relação do clima de ondas com a morfologia da costa é em grande medida função das características das ondas no momento em que alcançam a costa. Neste sentido, o ambiente costeiro regional exerce efetiva participação, a partir das características topobatimétricas da região, das propriedades sedimentares da plataforma continental e da orientação da linha de costa em relação aos eventos de maior energia. Plataformas com gradiente batimétrico mais acentuado tendem a dissipar menos a energia de tempestades, enquanto aquelas com batimetria mais plana motivam os processos de dissipação, principalmente através dos mecanismos de quebra e refração em águas rasas. A orientação da linha de costa representa o grau de exposição dos segmentos litorâneos quanto à ação das ondas. Praias orientadas em ângulos retos às ondas de maior energia tendem a sofrer maiores impactos do que aquelas abrigadas por promontórios rochosos ou orientadas transversalmente à ortogonal de onda. Como consequência, ondas geradas por um mesmo sistema atmosférico alcançam as praias com diferentes características, diferindo principalmente na direção, altura e período.

Nas estações de tempo bom, quando as ondas apresentam caráter construtivo, o perfil de praia apresenta maior volume e largura, em consequência da migração *onshore* de sedimentos e sua deposição no ambiente emerso. Sob condições de tempestades, o perfil subaéreo da praia perde volume para a antepraia e ocorre a formação de barras submersas que tendem a migrar costa afora (*offshore*) (Sonu & Van Beek, 1971). Dean & Darlymple (2002) salientam que as variações no perfil de praia em consequência da migração transversal de sedimentos são função da razão entre a altura de ondas e o seu comprimento, em uma relação denominada esbeltez de onda (*steepness*;  $H_o/L_o$ ). Quanto maior a esbeltez da onda, maior sua capacidade de transportar sedimentos para águas profundas. Ondas de tempestade apresentam maiores valores de esbeltez, uma vez que possuem maiores alturas e menores períodos. O empilhamento (*set up*) de água na costa resultante destes eventos intensifica o fluxo da contracorrente sentido costa afora. A explicação física está associada à capacidade das ondas em suspenderem os sedimentos de fundo e sua relação com a direção do fluxo da corrente resultante da ação das ondas.

Na escala de curto prazo, Hansen & Barnard (2009) apontam que a praia começa a demonstrar perda de volume no perfil a partir de horas e dias após o aumento da agitação marítima. Fucella & Dolan (1996), verificaram que a resposta morfológica das praias inicia nas primeiras 6 horas após o início de uma tempestade, ao passo que nas primeiras 12 horas após o rebaixamento da energia das ondas, os autores perceberam recuperação de até 50% do volume pré-evento. O processo de recuperação pós-tempestade em praias

geralmente envolve o retorno de sedimentos quando as condições das ondas de menor energia voltam a agir sobre o sistema. A partir de então, ocorre o ganho líquido de volume de sedimento (Thom & Hall, 1991). A Figura 6 apresenta a variabilidade anual da morfologia da praia em função das variações da energia de ondas.

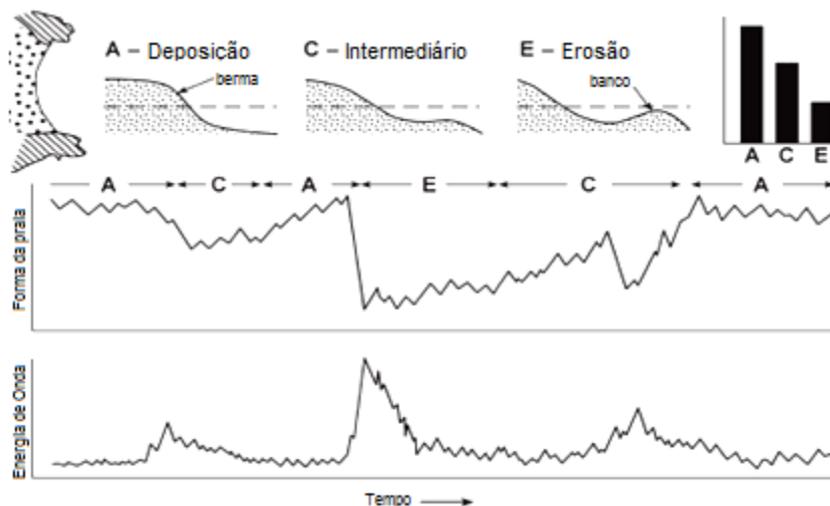


Figura 6: Relação entre o clima de ondas (wave energy) e as variações do volume praial. Adaptado de Woodroffe, 2007.

Eventualmente, tempestades excepcionais resultam em intenso transporte de sedimentos para a plataforma e com isso iniciam processos erosivos com tendência de longo prazo (Muehe, 2011).

### 1.3.3 Análise do clima de ondas e modelos computacionais de propagação

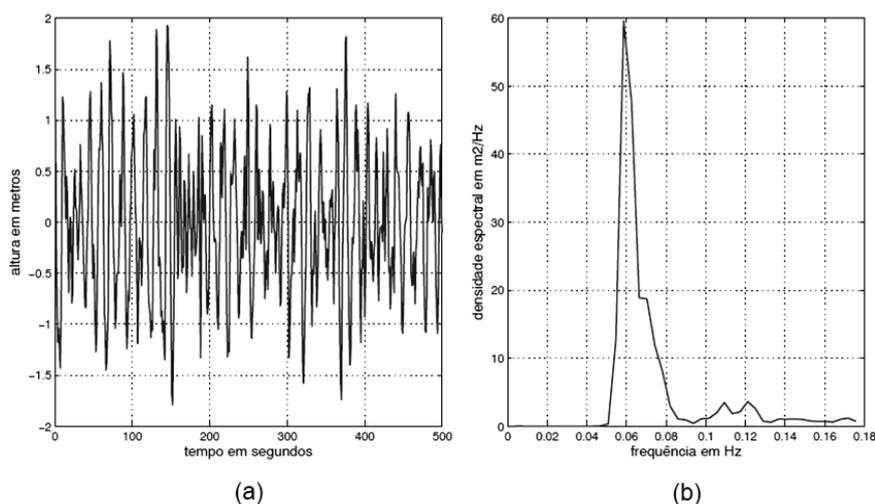
Em termos gerais, o clima de ondas de uma região específica é obtido a partir da análise estatística de longo prazo (Holthuijsen, 2007), dos principais parâmetros de ondas:

1.  $H_s$ : Altura Significativa (m). Representação da severidade marinha em uma determinada área; equivale à média de 1/3 das maiores ondas registradas;
2.  $T_p$ : Período de Pico (s). Inverso da frequência ( $1/f$ ). Valor máximo do intervalo de tempo entre a passagem de duas cristas de ondas consecutivas;
3.  $D_p$ : Direção de Pico ( $^\circ$ ). Espectro direcional ( $E(f, \theta)$ ), em relação a  $360^\circ$  que determina a proveniência dos trens de onda.

Holthuijsen (2007) aponta que a estatística de longo prazo do clima de ondas pode ser estimada através a) da observação dos parâmetros ao longo de toda a série disponível;

b) do valor máximo dos parâmetros de onda em eventos de tempestade (*peak over threshold - POT*) e c) dos valores máximos e médias anuais e interanuais.

Sorensen (1993) sugere que a predição e a análise dos parâmetros de ondas devem ter como fundamento a apreciação da superfície marinha sob três domínios principais: probabilidade, tempo e frequência. O domínio da probabilidade constitui-se da análise estatística da distribuição das alturas e períodos de ondas individuais identificadas no registro e sua proporção de ocorrência. O domínio do tempo envolve a análise de ondas em um intervalo temporal contínuo ou discreto, quando os parâmetros de onda são avaliados em função de sua variação entre os instantes. No domínio da frequência, as ondas são analisadas a partir da densidade de energia proporcional a sua frequência ou período, denominado espectro de energia, no qual uma série temporal da elevação da superfície marinha (altura de onda) é convertida em densidade de frequência (Figura 7).



**Figura 7: Série temporal de elevação da superfície marinha. a) Relação estocástica entre altura de ondas e tempo. b) densidade espectral a partir de a). Adaptado de Parente *et al.* (2014).**

No sentido de melhor compreender a climatologia de ondas através de métodos menos onerosos e mais práticos, os modelos numéricos computacionais têm sido desenvolvidos e aprimorados ao longo das últimas décadas, sobretudo no que se refere à inserção do maior número de variáveis em seus termos fonte, destacadamente as interações não lineares entre as ondas que formam um mesmo espectro, como é o caso dos modelos espectrais denominados modelos de terceira geração (Tolman, 2009).

Os modelos de propagação de onda são baseados nos princípios físicos de conservação de massa e energia. Nos modelos numéricos espectrais são calculados os espectros de onda e seus parâmetros integrais como altura, frequência de pico e direção de

pico. Este tipo de modelo calcula a evolução espacial e temporal do espectro bidimensional de ondas.

Young (1999) salienta a inviabilidade computacional de modelos que incorporem por completo todos os princípios físicos associados às ondas superficiais. Neste sentido, diferentes modelos foram propostos para situações específicas, nas quais os processos físicos mais relevantes foram particularmente considerados. Young (*Op.cit*) aponta para pelo menos 2 domínios principais a serem modelados: oceano profundo, onde os efeitos da interação com o fundo são desprezados e as equações que regem os modelos são baseadas na teoria linear de ondas de Airy; e mares rasos (águas rasas), onde os efeitos de fundo tornam-se significativos e as equações e termos fonte tomam por base as teorias de onda solitária (*solitary wave*) e os modelos de Sverdrup & Munk (1947) e Pierson & Moskowitz (1964) (JONSWAP).

A climatologia de ondas tem sido, atualmente, obtida a partir da utilização de altimetria por satélites (TOPEX), *hindcast* de ondas por modelos computacionais como o WAM e NWW3 (NOAA-WAVEWATCH III), e através de dados *downscaling* produzidos a partir de reanálises de vento e ondas disponibilizadas pelo NCEP (*National Center for Environmental Conditions*) (Kalnay *et al.*, 1996) e ECMWF (*European Centre for Medium-range Weather Forecasting*) .

O NWW3 é um modelo de previsão de ondas de terceira geração, desenvolvido pela NOAA/NCEP, similar ao modelo WAM (WANDI GROUP, 1988). O NWW3 é uma evolução do WAVEWATCH I e II desenvolvidos na Delft University of Technology e NASA (Tolman, 1992). A física do modelo inclui geração de energia, dissipação (*whitecapping*), fricção com o fundo, refração e interações onda - onda. A física do NWW3 não era adequada para águas rasas (abaixo de 40m de profundidade), no entanto, na versão 3.14 os parâmetros necessários foram inseridos.

Padilla-Hernandez (2002) compararam dados do NWW3 com os dados de boias DWR (*Directional Wave Rider*) e com um ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*), e verificaram resultados satisfatórios na previsão de ondas, embora tenham percebido que em eventos de tempestades, a rápida variação nos campos de vento faz com que os modelos subestimem os valores de altura significativa. Boukhanovsky *et al.* (2007) avaliaram o clima de ondas no Mar do Norte utilizando o NWW3 a partir de 10 anos de dados de vento de reanálise do NCEP/NCAR. Barnard *et al.*(2015) utilizaram 30 anos de dados do NWW3/NCEP para verificação da climatologia de ondas na costa Australiana. Ranashingle *et al.* (2004) observaram 10 anos de dados de reanálise verificando a relação

de ondas com a erosão de praia, e Bulhões *et al.* (2014) verificaram 10 anos de dados do NWW3/NCEP para avaliação do potencial erosivo e vulnerabilidade de praias na costa central do estado do Rio de Janeiro.

## **2. Objetivos**

---

O objetivo central do trabalho foi avaliar a relação entre o clima de ondas em curto e longo prazo e a dinâmica morfológica das praias situadas na região de inflexão da linha de costa do estado do Rio de Janeiro. Para tanto, foram percorridas as seguintes etapas:

### **2.1. Caracterização interanual do clima de ondas (1979-2013) e identificação de eventos extremos;**

- Caracterização do clima de ondas em águas profundas/intermediárias e comparação entre o litoral sul e leste do Rio de Janeiro;
- Identificação e caracterização de eventos extremos e verificação de sua relação com fenômenos de mesoescala El Niño e La Niña;

### **2.2 Simulação e caracterização do comportamento de extremos em águas rasas e o potencial de transporte de sedimentos;**

- Propagação os eventos extremos para águas rasas, salientando as diferenças de exposição entre os alinhamentos litorâneos;
- Sugestão de compartimentos litorâneos com base no grau de exposição às ondas;
- Estimativa do transporte potencial de sedimentos em relação aos extremos;

### **2.3. Avaliação do impacto na costa induzido pelo clima de ondas e tempestades;**

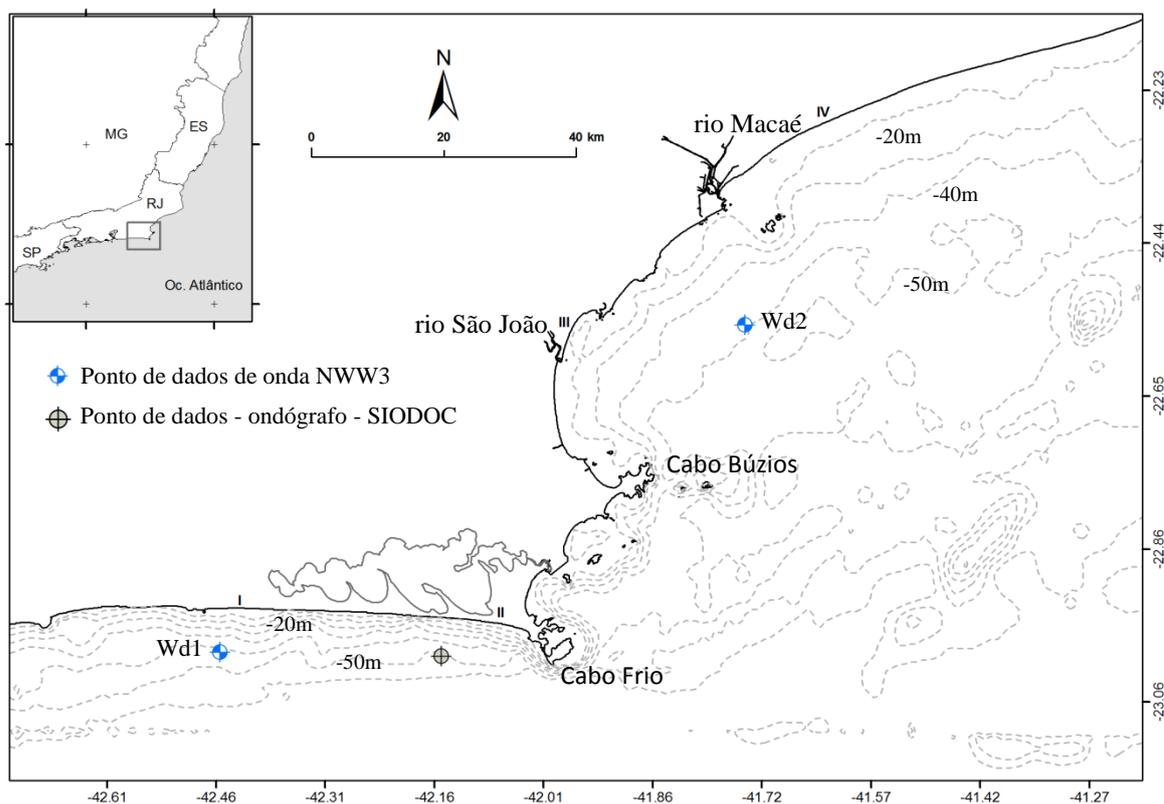
- Avaliação do tempo de resposta em curto prazo da morfologia das praias quanto ao clima de ondas;
- Avaliação as alterações morfológicas dos perfis em relação às tempestades e discussão dos impactos na costa.

## **3. Descrição da área de estudo**

---

A área de estudo deste trabalho compreende o litoral sudeste do estado do Rio de Janeiro (Figura 8), onde as projeções dos cabos Frio e Búzios marcam a inflexão da costa,

que passa de uma orientação aproximadamente O-E, para outra SO-NE. O estudo abrange aproximadamente 170 km de linha de costa, entre as praias de Saquarema e Arraial do Cabo, considerado aqui como litoral sul, e do norte do cabo Búzios ao litoral de Macaé, considerado como litoral leste. O trabalho compreende basicamente duas perspectivas: 1. hidrodinâmica e 2. morfológica. Do ponto de vista da hidrodinâmica, o parâmetro estudado foi o clima de ondas, a partir da isóbata de 50m até a região da zona arrebentação (aproximadamente -4 a -6m) para todo o alinhamento litorâneo definido. O estudo da morfologia da costa abarcou predominantemente a região da praia emersa, do máximo recuo da onda até a escarpa da pós-praia ou o sopé da duna frontal, quando existente, a partir da análise de 4 estações de perfis topográficos localizados nas praias de Saquarema (Vilatur), Arraial do Cabo (Praia Grande), Barra de São João e Macaé (Lagomar). A caracterização mais detalhada da área de estudo será apresentada nos itens a seguir.



**Figura 8: Representação esquemática da área de estudo, com destaque para os pontos de perfis topográficos, I Saquarema, II Arraial do Cabo, III Barra de São João, IV Macaé, e os pontos de dados de onda do NWW3 (Wd1, Wd2). Batimetria: SRTM15-plus.**

### 3.1 Geologia e geomorfologia regional

O litoral sudeste do Rio de Janeiro tem sua origem geológica condicionada pela abertura do oceano Atlântico e a formação das bacias sedimentares no Mesozóico. O

alinhamento litorâneo de direção Brasileira Nordeste/Sudeste (Tessler & Goya, 2005) muda de orientação no Cabo Frio devido à presença da zona de fratura oceânica do Rio de Janeiro, responsável pela orientação leste-oeste que passa a predominar na costa. A inflexão do alinhamento litorâneo atribuiu características geológicas particulares a cada segmento. O litoral leste, a norte do Cabo Búzios, apresenta feições como a Formação Barreiras e a presença de arenitos de praia e recifes de corais. O aporte fluvial é mais significativo, haja vista a presença do rio Paraíba do Sul e a ausência de contenção geológica natural ao fluxo fluvial. A composição sedimentar da plataforma interna é predominantemente formada por areia grossa, sobreposta por uma camada de areia muito-fina, provavelmente proveniente dos Rios Macaé e Paraíba do sul (Muehe, 1998), com boa presença de bioclastos (~50%) (Figueredo & Tessler, 2004 *apud* Reis *et al.* 2013). Dados do CHM<sup>1</sup> adaptados por Reis *et al.* (2013) indicam um gradiente médio de 0,1° para a região da plataforma interna do litoral leste .

O litoral de orientação E-W, denominado litoral sul (Muehe, 1996), é caracterizado pela presença de duplos cordões litorâneos que aprisionam lagunas costeiras em um sistema típico laguna-ilha barreira (*beach barrier*) como na restinga da Massambaba. O flanco interno dos cordões apresenta idade pleistocênica enquanto a face mais externa, atual, exposta ao oceano, é de idade holocênica (Turcq *et al.*, 1999). As idades dos cordões sugerem relação com a última transgressão pleistocênica e o último pós-glacial holocênico. Muehe & Corrêa (1989) sugerem migração dos cordões sentido continente durante os períodos transgressivos. Muehe *et al.* (no prelo) destacam que o afloramento de arenitos de praia na zona submersa, defronte às praias da Massambaba indica processos de retrogradação marinha, que vem ocorrendo pelo menos desde a formação do cordão holocênico. Os autores apontam que o processo implica em instabilidade da linha de costa, que se manifesta através de cordão arenoso estreito e sujeito à transposição de ondas em eventos de tempestades mais intensas.

O litoral sul é caracterizado pelo baixo aporte sedimentar continental, motivado pela elevação da Serra do mar no Terciário e a consequente mudança no padrão de drenagem continental, que direcionou o fluxo para as lagunas costeiras e Baía de Guanabara. No entanto, Reis *et al.* (2013) sugerem grande suprimento sedimentar do continente para a plataforma durante o pleistoceno tardio e levantam a discussão sobre a importância da drenagem secundária como fonte de sedimentos. A plataforma interna do setor sul é

---

<sup>1</sup> Centro Hidrográfico da Marinha do Brasil

composta basicamente por areias grossas, com baixa presença de bioclastos (>30%) (Figueredo & Tessler, *Op.cit*), e gradiente médio de 0,5°. De maneira geral, a plataforma continental é tida por diversos autores como a principal fonte sedimentar para as praias do litoral.

### 3.1.1 Geomorfologia das praias

As estações Saquarema e Arraial do Cabo (Figura 9a-b) apresentam-se dispostas paralelamente ao longo dos cordões litorâneos da restinga da Massambaba, a uma distância média de 40 km. A restinga constitui em um alinhamento praias extenso e retilíneo, possivelmente em resposta ao mesmo alinhamento das curvas batimétricas, e apresentam afinamento granulométrico sentido Arraial do Cabo, que passa de areia média/fina a fina/muito-fina, tanto na faixa emersa quanto na antepraia submersa (Muehe & Corrêa, 1989).



Figura 9: Praias que compõem a área de estudo. a) segmento praias com destaque para a estação Saquarema (I). b) destaque para a estação Arraial do Cabo (II) onde há presença de dunas à retroterra. Imagens adaptadas de Google Earth.

O estado morfodinâmico passa de refletivo/intermediário na estação Saquarema para intermediário/dissipativo com desenvolvimento de dunas frontais na estação Arraial do Cabo. A maior parte da orla oceânica constitui área de preservação ambiental, ainda com fracas manchas urbanas (Muehe, 2011). Ambas as estações de monitoramento apresentaram ocorrências de transposição de ondas, desenvolvendo em Arraial do Cabo segmentação de dunas frontais e leques de transposição (Muehe, *op.cit*). Ambas as praias foram classificadas como em estado de erosão moderada por Muehe *et al.* (no prelo).

A estação Barra de São João apresenta estágio morfodinâmico intermediário a refletivo, sem a presença de dunas frontais. Representa o flanco oceânico da barra arenosa

do rio São João e situa-se no setor centro-norte do embaixamento homônimo. A estação Macaé, localizada na praia de Lagomar, apresenta granulometria grossa e estágio morfodinâmico predominantemente refletivo. Segundo Muehe (1998) a praia apresenta baixa mobilidade e boa recuperação de volume após eventos de tempestade (Figura 10). A Tabela 1 sintetiza as principais características das praias.



Figura 10: Praias que compõem a área de estudo. a) Arco praial da Barra de São João (III), demonstrando a feição de embaixamento. b) destaque para o ponto Macaé (IV). Imagens adaptadas de Google Earth.

Tabela 1: Síntese das principais características dos perfis de praia utilizados. Fonte: Muehe 1998, 2011 e campanhas de levantamento de campo realizadas pelo autor.

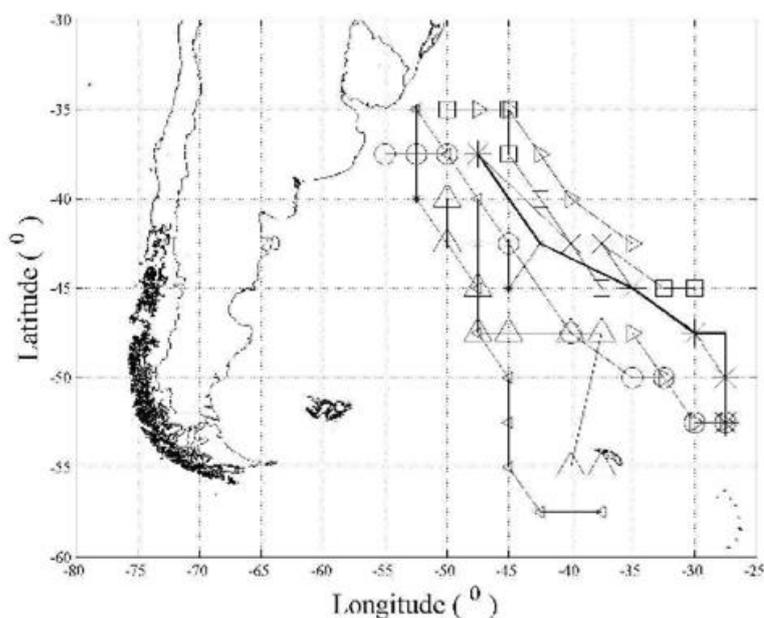
	I Saquarema	II Arraial do Cabo	III Barra de São João	IV Lagomar
Tipo de Exposição	Exposto	Semi-exposto	Semi-abrigado	Exposto
Granulometria (Wentworth, 1900)	Média-fina	Fina	fina	grossa
Tipologia Predominante (Wright e Short, 1984)	Intermediária/refletiva	Intermediária	Intermediária/refletiva	Refletiva
Altura Berma (m)	6.5	3.5	3	5
Gradiente ( $\tan \beta$ )	0.129	0.081	0.031	0.147
Largura da Praia emersa (m)	80	70	40	50
Tipo de Arrebentação	Deslizante	Deslizante	mergulhante	Mergulhante
Exposição	S	S	SE	SE

### 3.2. Clima de ventos, ondas e Marés

Parente *et al.* (2014) atribuem à primavera (setembro) a maior intensidade dos ventos na região da Bacia de Campos, com velocidades que podem chegar a mais de 10m/s. Os autores apontam que na primavera os ventos de NE - E chegam a velocidades até

superiores aos ventos associados a ciclones extratropicais e sistemas frontais ( $\pm 6\text{m/s}$ ), o que justifica a intensificação das alturas das ondas de ENE nesta estação. Cavalcanti & Kousky (2009) destacam a intensificação da passagem de frentes frias durante a primavera na região sudeste.

O clima de ondas para o litoral do Rio de Janeiro é predominantemente o resultado da interação dos sistemas de larga escala atuantes no Atlântico sul, como o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) que predomina durante todo o ano e é, conforme apontam Parente *et al.* (2014), o responsável pelas condições atmosféricas de estabilidade, com ventos e ondulações provenientes de ENE. Nas estações de inverno e outono predominam sistemas frontais e ciclones extratropicais que originam ventos e ondulações provenientes de SE, S e SSO e são os responsáveis pelas formações de tempestades e as condições denominadas de mau tempo. A Figura 11 demonstra trajetórias de ciclones extratropicais que influenciam o clima na região sudeste, desde sua formação, até a dissipação, identificados por Parise *et al.* (2009).



**Figura 11:** Trajetórias de ciclones entre 35°S e 57°S, do tempo de sua identificação até sua dissipação no oceano. Cada símbolo representa uma trajetória diferente identificada. Adaptada de Parise *et al.* (2009).

Segundo Pinho (2003), as ondas de mau tempo provenientes de SSO representam a situação mais severa de ondas sob o litoral, com direções entre 200° e 220° e altura significativa e período máximos em águas profundas de 6m e 23.9s, respectivamente. Para as ondulações de mau tempo de SE, o autor encontrou ângulos de aproximação entre 120 e

135° e intensidade de ventos entre 6 e 8 m/s. As maiores alturas significativas ficaram entre 4 e 4.5 m, enquanto os períodos máximos, entre 14 e 16s.

A região apresenta regime de micromaré, com sizígias de até 1,5m e quadraturas de 0,7m.

## 4. Materiais e Métodos

---

### 4.1. Caracterização do clima de ondas (1979-2013) e identificação de eventos extremos

Para a estimativa da climatologia de ondas foram utilizados os dados de simulações (tipo *hindcast*) do modelo numérico de terceira geração NWW3 v.3.14, associado a dados de reanálise de ventos do *Forecast System Reanalysis Reforecast* da *National Oceanographic Atmospheric Administration* (CFSRR/NOAA-NCEP) (Chawla *et al.*, 2012), disponibilizados, até setembro de 2014, no endereço eletrônico [ftp://nopp.ncep.noaa.gov/pub/CFSR\\_wavehind\\_ph1/](ftp://nopp.ncep.noaa.gov/pub/CFSR_wavehind_ph1/). O modelo fornece saídas pontuais de dados contendo o espectro bidimensional em pontos de grade pré-selecionados da malha numérica (Figura 12). As informações detalhadas e a descrição completa de todas as equações que o compõem estão disponíveis em: <http://polar.ncep.noaa.gov/waves/wavewatch/manual.v3.14.pdf>.

Os dados foram convertidos para a extensão Netcdf, e então, foram extraídos os dados de altura significativa de onda  $H_s$  (m), período de pico  $T_p$  (s), e direção de pico  $D_p$  (°) (variando de 0 a 360°, com 0 correspondendo a ondas propagando de Norte), referentes, predominantemente, ao regime de ondas significativas de *swell*, correspondentes a um intervalo temporal de 1979 a 2013 (34 anos).

Os dados apresentam resolução temporal de 3h e espacial de 0.5° (lat/long). Foram determinados 2 pontos de dados, Wd1 e Wd2, os mais próximos da costa de acordo com a resolução da malha disponível pelo modelo (Figura 12). Os pontos estão situados em [GCS] Wd1 (23°S – 42.5°W) e Wd2 (22.5° S – 41.5° W), em profundidades aproximadas de -40 a -50 m . Os dados de onda foram extraídos para cada ponto determinado e trabalhados estatisticamente para diferentes escalas de tempo: intervalos horários, médias diárias, mensais, sazonais e multidecadais.



Figura 12: Grade numérica global (0.5/0.5°) mostrando os pontos de dados do NWW3, com destaque para os pontos analisados neste trabalho. Grade plotada sobre imagem Google Earth.

#### 4.1.1 Validação dos dados NWW3 a partir de dados medidos em campo

Para avaliar a pertinência dos dados do modelo Wavewatch III com dados medidos em campo fez-se uma correlação do modelo com dados da boia meteoceanográfica da Marinha do Brasil, em parceria com a Fugro Brasil (Projeto SIODOC), fundeada em Arraial do Cabo: GCS [-22.99; -42.18] (Figura 8), a aproximadamente 50m profundidade, com série temporal disponível para download no endereço eletrônico <http://metocean.fugrogeos.com/marinha/>. Os dados utilizados estavam disponibilizados de hora em hora, do dia 01 de agosto de 2013 a 01 de janeiro de 2014. Desse modo, comparou-se os dados do NWW3 para o mesmo intervalo temporal, a partir do ponto Wd1, por ser o mais geograficamente próximo da localização da boia. Para a análise estatística, os dados da boia foram reduzidos a médias temporais com intervalo de 3h. As comparações tiveram por base análises de correlação linear (Pearson), parâmetro de Wilmott (WILL) e erro quadrado médio (MAE) entre Hs, Tp e Dp.

#### 4.1.2 Identificação e caracterização de eventos extremos

Dolan & Davis (1992) com base na análise de 1347 eventos de tempestade avaliados ao longo de 42 anos na costa da Caroline do Norte (EUA) propuseram uma escala de magnitude de tempestades tropicais com base na altura de ondas e no tempo de duração dos eventos. Foram então propostas pelos autores 5 Classes de tempestades, desde 'fraca' a 'extrema'. Neste sentido, para identificar os eventos extremos ou eventos de tempestades ao

longo da série de ondas, utilizou-se o *Storm Power Index* (SPI), proposto por Dolan & Davis (1992), de acordo com a fórmula:

$$\int Hs^2 * td \dots\dots\dots (1)$$

no qual  $Hs$  é a altura significativa de ondas em águas profundas, e  $td$  o tempo de duração, em horas, do evento de tempestade. O modelo proposto por Dolan & Davis (*Op.cit*) considera as seguintes categorias de eventos, divididas por Classes (Tabela 2):

**Tabela 2: Classes de tempestades e o intervalo (*range*) de magnitude entre as classes. Adaptado de Dolan & Davis (1992).**

Classe	Nomenclatura	Intensidade ( <i>range</i> , m <sup>2</sup> /h)
1	Fraca	≤ 71,6
2	Moderada	entre 71,6 a 163,5
3	Significante	entre 163,5 e 929
4	Severa	entre 929 e 2322,5
5	Extrema	> 2322,5

sendo a intensidade ( $m^2/h$ ) a magnitude do evento, resultado da fórmula (1). Os valores de  $Hs$  e  $td$  foram obtidos através da filtragem da série de dados ao longo dos 34 anos disponibilizadas pelo NWW3, frente aos limiares adotados, através de *softwares* de tratamento de dados.

Em relação aos limiares, neste trabalho adotou-se como evento 'extremo' a definição dada pelo IPCC (2012): *ocorrências que ultrapassam uma determinada duração (horas, dias, etc.) mantendo intensidade acima de um determinado valor limite (peak over threshold - POT)*. Neste aspecto, para a aplicação do indexador de tempestades proposto acima, estabeleceu-se um limiar para os parâmetros de análise:  $Hs \geq 3m$  e  $td \geq 12h$ . O critério dos limites tomou por base o valor de  $Hs$  sugerido por You & Lord (2008), a partir da análise de uma série de tempestades costeiras com impactos significativos na costa Australiana. Para a determinação do limite mínimo de permanência (horas), seguiu-se o critério sugerido por Rangel-Buitrago & Anfuso (2011), os quais consideram o mínimo de 12h para que o evento de tempestade permaneça por pelo menos dois ciclos de maré, como é o caso da costa sudeste do Brasil. Portanto, de acordo com a definição adotada, considera-se 'extremo' todos os episódios da série de ondas identificados mediante tais critérios, embora também tenham sido utilizadas na discussão as denominações 'tempestades' e aquelas propostas por Dolan & Davis (1992) como nomenclatura das

classes (Tabela 2). Para facilitar a interpretação, os eventos de tempestade identificados representam de forma integrada todos os eventos identificados em relação aos dois pontos de onda do litoral (Wd1 e Wd2).

#### 4.1.3 Estimativa do intervalo de recorrência dos eventos ( $T$ )

O intervalo de recorrência, ou período de retorno, caracteriza uma estimativa de probabilidade (ou raridade) de ocorrência de eventos extremos, a partir da análise estatística de série histórica. A análise assume que a probabilidade de um evento ocorrer não varia com o tempo e independe da recém ocorrência do evento. Isto significa que uma tempestade de 100-anos pode ocorrer por dois anos consecutivos ou mais. Os valores devem ser interpretados como critério de raridade. No exemplo dado, o significado é que a probabilidade deste evento ocorrer é de 1%.

Para a estimativa do intervalo de recorrência aplicou-se a fórmula estatística simples:

$$\frac{n+1}{R} \dots\dots\dots (2)$$

de modo que  $n$  = numero de amostras e  $R$  o *ranking* de magnitude dos eventos, em ordem decrescente.

## 4.2 Simulação e caracterização de extremos em águas rasas e estimativa do transporte potencial de sedimentos

### 4.2.1 Propagação das ondas em águas rasas

Para propagar o comportamento de ondas detectado pelo NWW3 em águas rasas foram escolhidos os principais eventos de tempestade identificados a partir da seção 4.1.2, utilizando como dados de entrada (condições de contorno) os valores obtidos para  $H_s$ ,  $T_p$  e  $D_p$ , e então realizadas as simulações. Para tanto, utilizou-se o modelo Delft3d 4.01. - Deltares, no módulo "WAVE". O módulo é acoplado ao modelo de terceira geração SWAN - *Simulating Waves Nearshore* (Booij *et al.*,1999), que fornece resultados do espectro de ondas em duas dimensões com base na equação espectral Euleriana. O modelo cobre todos os graus do espectro, o que lhe permite computar interações onda-onda provenientes de diferentes direções. O modelo foi configurado para considerar refração, *whitecapping* e fricção com o fundo (JONSOAP) (Tabela 3). As informações detalhadas sobre Delft-3d, e a completa descrição das equações que o regem estão disponíveis para

download no endereço eletrônico  
[http://oss.deltares.nl/documents/183920/185723/Delft3D-WAVE\\_User\\_Manual.pdf](http://oss.deltares.nl/documents/183920/185723/Delft3D-WAVE_User_Manual.pdf).

Tabela 3: Síntese dos principais parâmetros utilizados na configuração das rodadas do Delft-3d.

Gravidade	9.81 m/s <sup>2</sup>
Densidade da água	1025 kg/m <sup>3</sup>
Profundidade mínima	0.05 m
Resolução espectral	36 direções
Fricção de fundo	0.067 m <sup>2</sup> /s <sup>3</sup> (JONSWAP)
Fluxo de maré	não considerado
Vento	não considerado
Geração do modelo	Terceira
<i>Whitecapping</i>	Komen et al. (1984)
Quebra de onda	Battjes e Janssen (1978)
<i>Radiation Stress</i>	Longuett-Higgins & Stewart (1968)
<i>Bottom Orbital velocity</i>	<i>wave-dependent</i>

Para a avaliação do comportamento das ondas em águas rasas, em nível regional e local, foram elaboradas três malhas retangulares para as rodadas:

1. malha regional: resolução espacial de 2.5x2.5km, interpolada com batimetria de 1 arcseg SRTM 15plus (Becker *et al.*,2009), disponível para download em formato ".grd" em [ftp://topex.ucsd.edu/pub/srtm15\\_plus](ftp://topex.ucsd.edu/pub/srtm15_plus);
2. malha regional refinada: resolução 1.5x1.5km interpolada com batimetria de 1 arcseg SRTM15plus, a partir da aplicação do refinamento (*refinement*) disponível no Delft-3d-WAVE;
3. malha local: resolução 1x1km, interpolada com batimetria de maior resolução obtida a partir de levantamentos de campo e digitalização de cartas náuticas (litoral sul).

Foi utilizado o método de aninhamento (*nesting*) para a propagação das ondas entre as malhas de menor e maior resolução. A Figura 13 demonstra a malha regional interpolada com batimetria SRTM15 com destaque para os domínios locais sul e leste, a partir do refinamento.

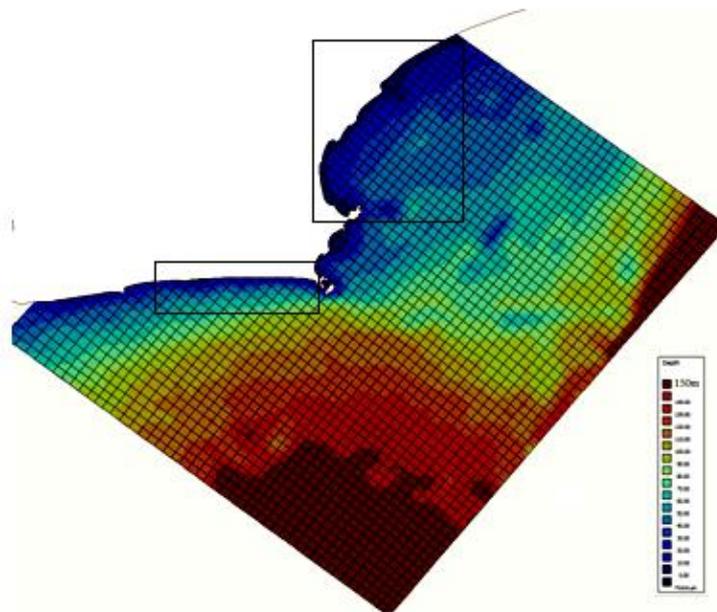


Figura 13: Malha regional de propagação elaborada para as simulações de águas rasas no Delft 3d, com destaque para as malhas refinadas (nível local), sobrepostas a batimetria interpolada do SRTM15.

#### 4.2.2 Estimativa do transporte longitudinal de sedimentos induzido por ondas

Para fins de comparação com trabalhos anteriores realizados na mesma área de estudo, utilizou-se para a estimativa do transporte longitudinal o modelo de Longuet-Higgins & Stewart (1964) e Komar (1983):

$$Q_s = 3,4(ECn)_b \text{sen} a_b \text{cos} a_b \dots\dots\dots (3)$$

no qual  $Q_s$  é a taxa de transporte em  $\text{m}^3/\text{dia}$ .  $E$ : a energia de onda ( $\text{J}/\text{m}^2$ );  $C$ : celeridade da onda ( $\text{m}/\text{s}$ );  $n$ : taxa de transferência de energia (assumindo-se 1 para águas rasas); e  $a_b$  o ângulo formado entre a crista da onda e a ortogonal da linha de costa. A energia de onda foi calculada com base na equação

$$E = \frac{\rho g H_b^2}{8} \dots\dots\dots (4)$$

na qual  $\rho$  é a densidade da água do mar;  $g$  é a aceleração da gravidade, e  $H_b$  é a altura significativa de onda em águas rasas. A celeridade da onda foi obtida através da fórmula

$$C = \sqrt{g(h + H_b)} \dots\dots\dots (5)$$

em que  $h$  é a profundidade (m) em águas rasas. Adotou-se neste trabalho valores iguais de  $h$  e  $H_b$ , com base nos valores da razão  $H/h$  na qual a onda quebra (0.7-1.2), como discutido por Komar (1983).

Os valores de altura significativa e ângulo de aproximação em relação à linha de costa foram obtidos como resultado da modelagem numérica descrita na seção 4.2.3.

### **4.3. Avaliação do impacto na costa em relação ao clima de ondas e tempestades**

Para verificar de que maneira a linha de costa responde ao clima de ondas, isto é, a dinâmica morfológica frente às oscilações da agitação marítima ao longo do tempo, utilizou-se como parâmetro a variação do volume emerso de perfis de praia em contraste com as variações da altura de onda significativa (NWW3+ Delft 3D). Para tanto, assumiu-se que:

1. 4 estações amostrais de perfis topográficos espacialmente distribuídos ao longo do alinhamento sul e leste do litoral do RJ representam a linha de costa regional;
2. a variação do volume do perfil emerso representa satisfatoriamente a dinâmica morfológica do sistema praial;
3. assume-se, para o cálculo do instante de maior correlação linear (seção 4.3.2), que todos os perfis de praia foram realizados às 9h da manhã, nos mesmos dias<sup>2</sup>;
4. na avaliação de correlação linear, parte-se da hipótese nula de que a relação entre a variação da altura de ondas e a variação do volume do perfil de praia é aleatória.

#### *4.3.1 Os perfis topográficos*

Trata-se ao todo de 133 levantamentos, realizados entre os anos de 1995 a 2010 pelo Laboratório de Geografia Marinha da UFRJ, gentilmente cedidos para este trabalho. Os perfis foram levantados com periodicidade aproximadamente mensal entre os anos 1995 e 1997 e trimestral, de 1998 a 2010. Os perfis foram ancorados na região do flanco oceânico das dunas frontais e pós-praia e seguiram rumo ao mar até a região aproximada do máximo recuo das ondas, utilizando-se equipamento nível de precisão e/ou balizas de Emery. Os levantamentos foram realizados predominantemente em situação de baixa-mar de sizígia. As cotas altimétricas foram niveladas a partir do nível médio da maré na hora do

---

<sup>2</sup> Os levantamentos apresentavam defasagem de 1 dia nas medições entre os pontos. Foram, em sua maioria, realizados entre 6h e 12h do dia.

levantamento, de acordo com informações de altura de maré fornecida pela DHN. Os mesmos perfis já foram utilizados em outros trabalhos como em Muehe (1998a; 1998b) e Muehe e Valentini (1998), Muehe (2011) e Muehe *et al.*(2015), sob diferentes perspectivas de análise. A tabela 4 sintetiza as características de cada levantamento.

**Tabela 4: Síntese das principais características dos levantamentos de perfis de praia realizados pelo Laboratório de Geografia marinha - UFRJ entre os anos 1995-2010.**

	Ponto de levantamento	Local	Coord. Perfil (GCS-WGS 1984)	Número de amostragens	Intervalo temporal
I	Saquarema	Vilatur	22.934383°/ -42.407522°	38	1995-2005
II	Arraial do Cabo	Praia Grande	22.953080°/-42.085937°	38	1995-2005
III	Barra de São João	Barra de São João	22.583319°/-41.986545°	19	1996-2010
IV	Macaé	Lagomar	22.314638°/-41.710632°	38	1995-2010

Para a quantificação da variação do volume entre as datas amostradas os perfis foram plotados em *software* estatístico, no qual foram calculadas as áreas correspondentes a cada perfil, utilizando-se para tanto a regra dos trapézios. Para a medição da área utilizou-se como *datum* vertical a cota do nível médio da maré local. A variação da área entre as datas dos perfis foi feita de forma que

$$A_t = A_{posterior} - A_{antecedente}$$

na qual A é a área medida. Para fins de comparação entre os pontos, os valores de área foram convertidos em porcentagem, tomando-se a amostra de maior deposição como 100%. Para facilitação da linguagem, os valores de áreas foram multiplicados por 1m de largura para serem trabalhados como volume, em m<sup>3</sup>.

#### 4.3.2 Avaliação do tempo de resposta em curto prazo da morfologia das praias quanto ao clima de ondas

Procedeu-se análises de correlação linear simples (Pearson) em busca do melhor coeficiente entre variação da altura de ondas e a subsequente variação do volume do perfil de praia (tempo de resposta), partindo-se da hipótese nula de que esta relação é aleatória. Para rejeitar a hipótese nula procedeu-se a verificação do valor de probabilidade (*P-value*).

Utilizou-se para a correlação a série de valores de Hs do NWW3, disponível de 3 em 3h. Sabendo-se a data e hora da medição do volume dos perfis, procedeu-se a correlação entre a altura de ondas em diferentes instantes antecedentes às datas dos levantamentos. Foram testados os instantes: 6 horas antecedentes (-6h); 12 horas antecedentes (-12h), a média de altura de ondas de um dia antecedente (-1dia); dois dias (-2 dias), três dias (-

3 dias), 4 dias (-4 dias), cinco dias (-5 dias), seis dias (-6 dias), sete dias (-7 dias), a média das alturas do três dias antecedentes (média -1,-2,-3) e a média dos sete últimos dias antecedentes (méd -1 a -7). A escolha dos instantes teve por base análises de campo discutidos na literatura e a resolução temporal disponível no NWW3. Busca-se com isso verificar qual o tempo médio de resposta do perfil emerso em relação a variação da altura de ondas e adicionalmente, sugerir um critério mais adequado para utilização do NWW3 em pesquisas e no planejamento costeiro.

#### *4.3.3 Impactos causados pelo clima de ondas e eventos de tempestade*

Para verificar o impacto na costa causado pelo clima de ondas e eventos de tempestade, na escala de curto prazo, buscou-se avaliar a relação entre o comportamento de ondas (Hb, Tp e Dp) e o comportamento dos perfis de praia, a partir do instante selecionado na seção 4.3.2. Foram avaliados o potencial erosivo das ondas e a capacidade de recuperação das praias após os eventos.

Para avaliação de longo prazo, e em maior escala espacial, foram verificados os processos de transporte de sedimentos e avaliadas possíveis influências de fenômenos de larga escala como El Nino e La Nina sobre a morfologia da costa.

## **5. Resultados e discussão**

---

### **5.1. Validação do NWW3 com dados medidos em campo**

Na Figura 14 são mostrados dados do NWW3 em contraste com dados de boia oceanográfica (*waverider*) fundeada próxima a Arraial do Cabo (RJ), após tratamento espectral (remoção das altas frequências) para filtragem de ruído dos dados da boia. Nota-se que, em termos gerais, os dados extraídos do NWW3 apresentam comportamento geral similar aos dados encontrados no ambiente. A correlação linear (Pearson) apresentou valor aproximado 0,79 para a Hs e 0,75 para Tp. A direção de pico apresentou o menor valor de correlação (0,5), o que pode estar relacionado com as variações locais percebidas pela boia originadas por ventos locais, marés ou embarcações próximas. O parâmetro de Wilmott (WILL) apresentou valores de 0,95 para Hs, 0,92 para Tp e 0,86 para Dp. Conforme apontam Chen *et al.* (2013), índices de correlação linear acima de 0,77 e parâmetro de Wilmott acima de 0,70 já representam suficiente grau de confiança para o dado. O erro

médio (MAE) foi de aproximadamente 35% para Hs e 10% para Tp, enquanto para Dp foi de 32%.

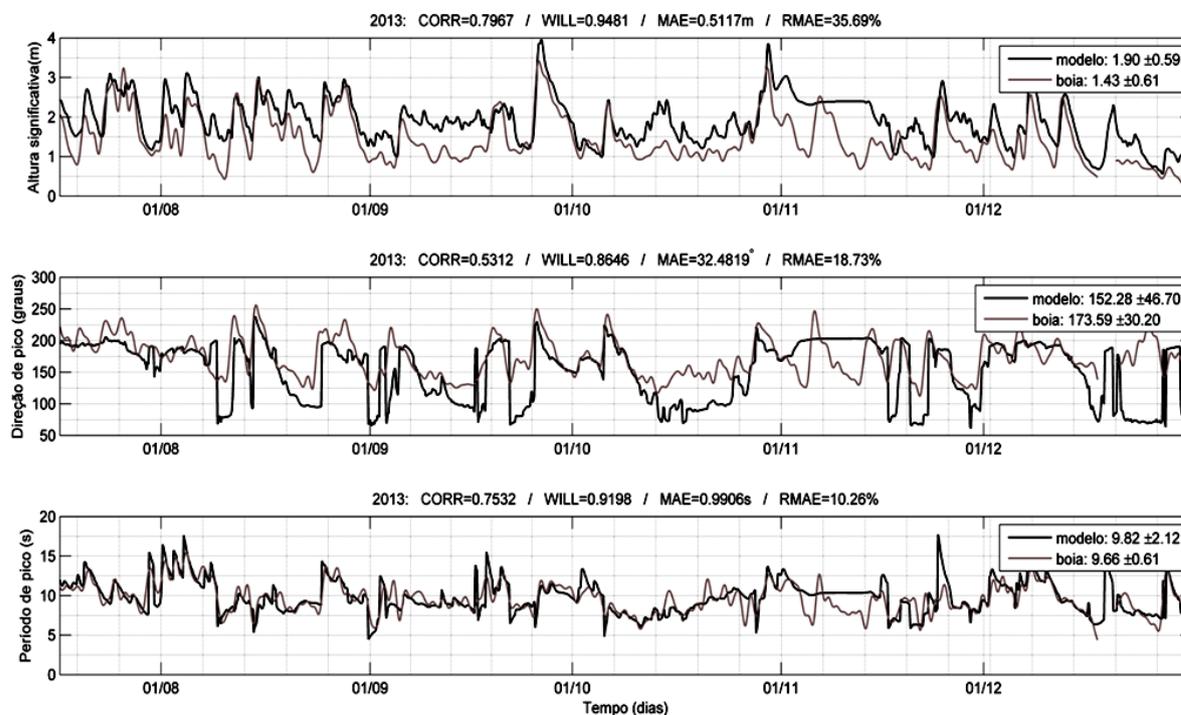


Figura 14: Análise de correlação entre dados obtidos através do NWW3 e boia *waverider* localizada na região de Arraial do Cabo. Acima, correlação de Hs. No centro, Dp e abaixo, correlações com Tp.

Neste trabalho foi encontrada superestimação pelo NWW3 para Hs de 0,47m e para Tp de 0,16s. Em ambos os casos, a diferença entre os valores médios modelados e amostrados permaneceram dentro do intervalo de desvio padrão. Hanson *et al.* (2009) encontrou superestimação do NWW3 de 0,5m para Hs, o que associou à utilização de dados de altimetria oceânica no *hindcast*, que tendem a superestimar valores de Hs.

Feng *et al.* (2006) e Ostriz, Violante-Carvalho & Cruz (2012), encontraram resultados satisfatórios quando compararam os dados do modelo com simulações numéricas e dados obtidos do ambiente. Alves *et al.* (2009) encontraram boa relação na análise de correlação de Hs e Tp do NWW3 quando comparado a dados medidos em ondógrafos na Baía de Campos, com resultado de correlação de até 79%, apesar de encontrar também superestimação do modelo em simulação de evento extremo em setembro de 1999. Similarmente, Pianca *et al.* (2010) observou superestimação de 0,4m para Hs por parte do NWW3 em relação a dados de boia fundeada em Santa Catarina. Apesar dos resultados aqui encontrados de superestimação, Tolman (2009) em análises globais de validação do NWW3 sugere que o modelo tende a subestimar os valores de Hs.

Isto aponta para a discussão sobre a influência das reanálises regionais como responsáveis por variações da acurácia em menor escala espacial.

Foi percebido uma ausência de dados (*lag*) do modelo entre 01/11 e 01/12, quando os valores dos três parâmetros em análise permaneceram estacionários. Uma análise do comportamento das ondas nesta data permite sugerir que o *lag* pode estar relacionado à passagem de duas frentes frias consecutivas, percebidas em 01/10 e 01/11, o que poderia ter aumentado a cobertura de nuvens e interferido na captação de dados via sensoriamento remoto.

Em síntese, a comparação entre os dados extraídos do NWW3 e a boia de Arraial do Cabo demonstrou validação do uso da série histórica de ondas do NWW3 para interpretações ambientais em nível regional, principalmente na caracterização das condições de contorno para modelagem de águas rasas.

## 5.2. Caracterização do clima de ondas e episódios de tempestade ao longo da série

A Figura 15 apresenta a climatologia de ondas para o ponto Wd1, a partir da distribuição de frequência de suas variáveis, Hs, Tp e Dp. O ponto apresentou distribuição assimétrica positiva de Hs (Figura 15a), com moda entre 1 e 2m (53%), seguido de 30% de ondas com alturas entre 0,30 e 1m. Ondas acima de 3m representaram 2,2% da série. A energia média de ondas para o ponto foi de 3 J/m<sup>2</sup>.

A distribuição de Tp (Figura 15c) resultou em curva simétrica, com moda entre 7 e 12s, o que sugere um padrão bem definido de ondas tipo *swell* na costa fluminense, embora o dado esteja enviesado pela resolução do NWW3, que é metodologicamente mais adequado a ondas *swell*.

As direções de proveniência situaram-se entre 70 e 220° (ENE-SSO), com maior frequência entre 135 e 220°, mas apresentaram um comportamento bimodal, com picos entre 175-200° e 50-75°, indicando codominância de dois sistemas principais, embora prevaleça incidência de SE (Figura 15b).

Os meses entre maio e setembro, com pico em setembro, apresentam as maiores alturas de onda e períodos, com direções predominantes de SSE e SSO, caracterizando a temporada de maior agitação marítima, enquanto de dezembro a março predominam as menores ondas, provenientes de ENE (Figura 15 d-f). A Figura 15e demonstra a progressiva migração do ângulo médio mensal de incidência de ondas a partir de janeiro até maio, que passa gradativamente de ESE (120°) para SSE (165°) e posteriormente retorna paulatinamente ao predomínio de ESE (130°), a partir de junho até dezembro.

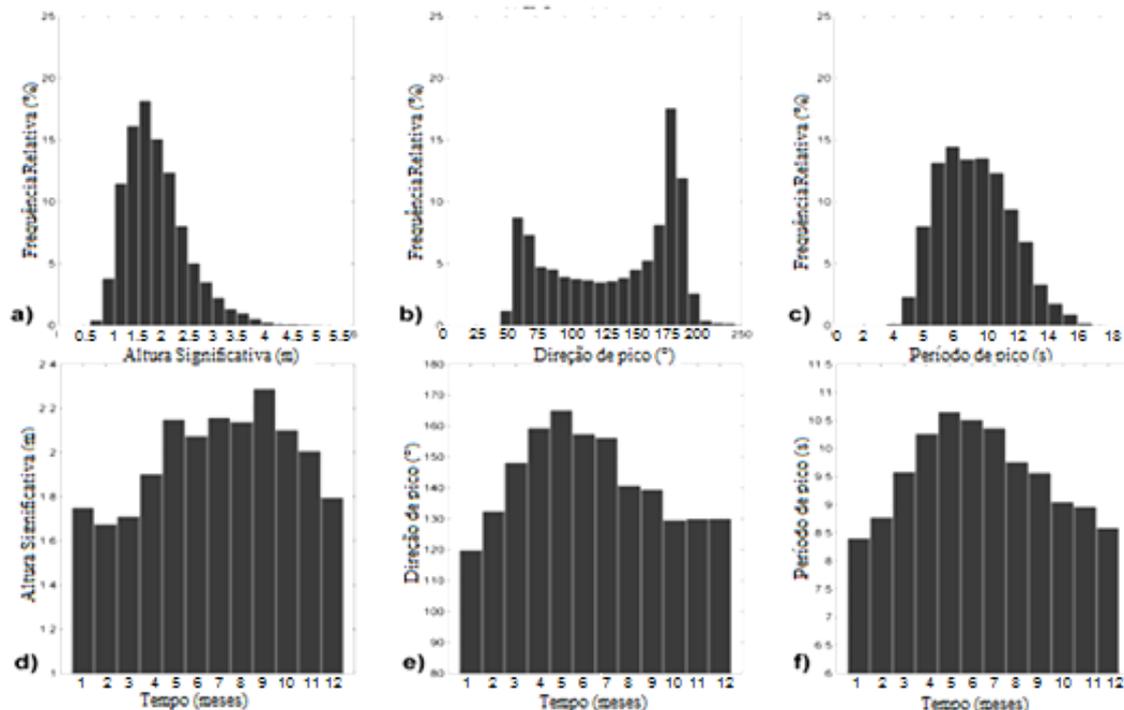


Figura 15: Histograma representando a climatologia média de ondas para o ponto Wd1. a) Distribuição de Hs(m); b) distribuição de Tp (s); c) histograma de Dp(°); d-f) climatologia mensal de Hs, Dp e Tp.

A Figura 16 apresenta a rosa direcional de ondas em relação a Hs (a) e Tp (b) para o litoral sul (Wd1) ao longo do intervalo de 34 anos (1979-2013). As maiores alturas de onda (média acima de 1.5m) foram percebidas para o quadrante SSE-SSO, cuja direção média se situou em 192°, assim como os maiores períodos. O contrário foi percebido para o quadrante NE, com direção média de 85° e altura média abaixo de 1m. Ondas vindas de SE apresentaram valor médio de 1.27m, com direção média de 140° e períodos de 9.5s (Tabela 5).

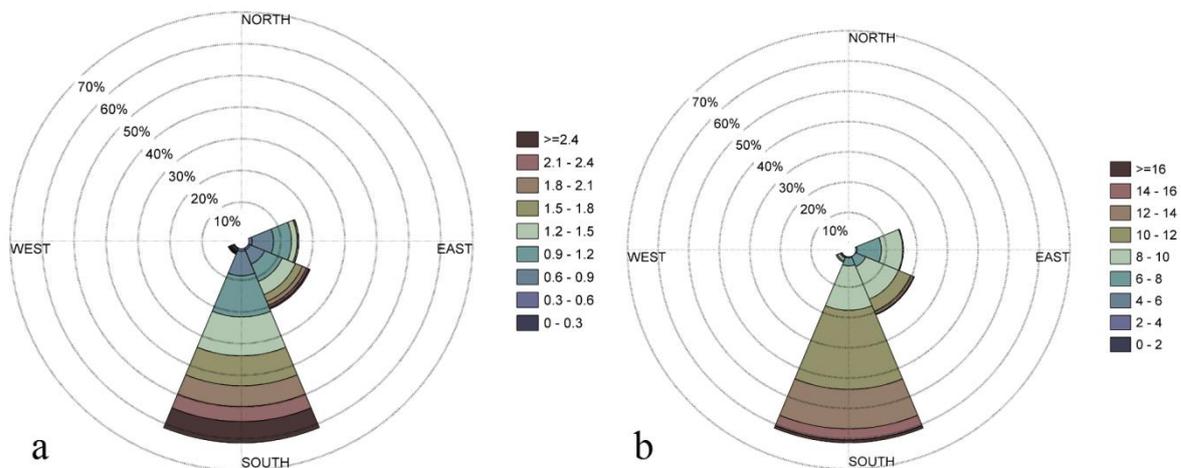


Figura 16: Rosa direcional de ondas para o ponto Wd1. a) Distribuição direcional de Hs ; distribuição de Tp.

A climatologia para o ponto Wd2 aparece na Figura 17. O ponto apresentou curva mais simétrica em relação à distribuição de Hs, com moda entre 1-2m (73%) e 0-1m (14%). Ondulações acima de 3m representaram 0.5% da frequência do espectro (Figura 17a). Os períodos variaram entre 4 e 16s, com moda entre 7 e 8s. As direções de incidência apresentaram comportamento bimodal, novamente com modas entre 75-100° e 150-175°. A energia média foi de 2.8 J/m<sup>2</sup>.

Os meses entre abril e setembro apresentaram as maiores alturas e períodos, predominantemente vindos de SE.

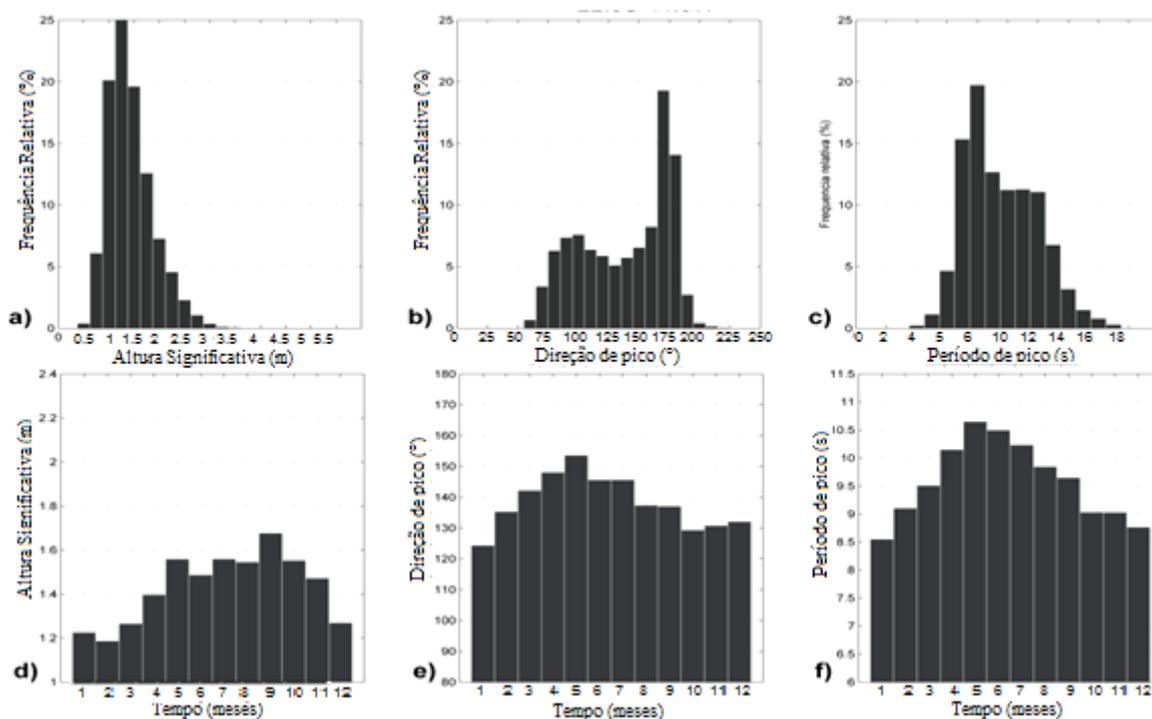


Figura 17: Histograma representando a climatologia média do ponto Wd2. a) Distribuição de Hs(m); b) distribuição de Tp (s); c) histograma de Dp(°); d-f) climatologia mensal de Hs, Dp e Tp.

A rosa direcional de ondas para o ponto Wd2 (Figura 18) apresentou melhor distribuição das frequências em relação às direções, com distribuição mais equilibrada entre os octantes SSO a ENE. O octante SSO apresentou altura média de 1.4m com direção média de 187°. Para o quadrante NE foi percebida a menor altura média (1.1m), com direção de 79°, enquanto a maior altura foi percebida para o quadrante SE (1.5m) com média de aproximação de 144°.

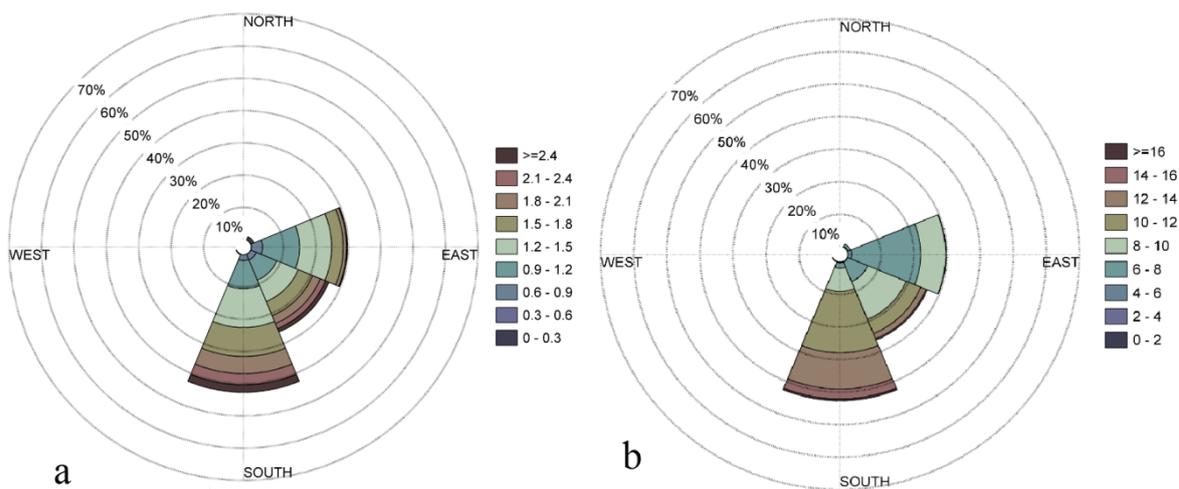


Figura 18: Rosa direcional para o ponto Wd2. a) Distribuição direcional de Hs ;b) distribuição de Tp.

Em termos gerais, o clima de ondas para o litoral sudeste fluminense, em relação ao recorte temporal analisado (1979-2013), demonstrou predomínio de condições de baixa e média energia, com ondas de maior frequência (1-2m) provenientes de ENE-ESE com menores períodos, notadamente entre os meses de primavera e verão. Ondas mais altas provenientes dos quadrantes S aumentam o estado de agitação marítima, com Hs acima de 2m e períodos mais longos, que predominam no outono e inverno. O comportamento observado apresenta coerência quando comparado a trabalhos anteriores para a costa do Rio de Janeiro, em especial na Baía de Campos, como em Violante-Carvalho *et al.* (1998); Parente (1999) Pinho (2003) e Alves *et al.* (2009), os quais apontam a dominância da ASAS entre os meses de primavera e verão, com predomínio de condições de baixa energia de ondas vindas de ENE-ESE e de sistemas frontais e ciclones extratropicais, originados na costa do Uruguai e Argentina (Gao & Rao, 1991) provenientes dos quadrantes S, que aumentam o estado de agitação marítima na costa, sobretudo entre outono e inverno. Da mesma forma, Bulhões *et al.* (2014) sugeriram a temporada de tempestades para o litoral norte fluminense entre os meses de abril a setembro, resultado similar aos os meses de maior altura significativa detectadas neste trabalho.

### 5.2.1 Comparação entre o litoral sul e litoral leste em relação ao clima de ondas regional

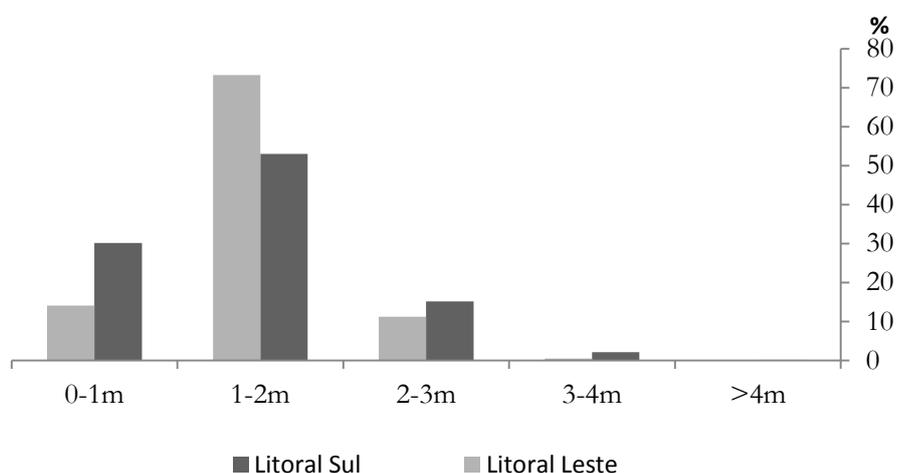
Embora tenham apresentado comportamento geral similar, o clima de ondas observado para o ponto Wd1, no litoral sul e Wd2, no leste, demonstrou diferenças, principalmente no que se refere ao ângulo de incidência das ondas.

A Tabela 5 sintetiza o comportamento médio do espectro de ondas em relação aos dois pontos do litoral para todo intervalo temporal em análise. Nota-se que o litoral leste apresenta ondas mais altas em relação ao quadrante NE do que no litoral sul, a mesma situação se repete para o quadrante SE. No entanto, ondulações provenientes de SO apresentam maiores valores de Hs médio no litoral sul do que leste.

**Tabela 5: Análise comparativa entre os pontos Wd1 e Wd2, para os parâmetros de ondas Hs, Tp e Dp em relação ao quadrante direcional.**

	WD1			WD2		
	Hs (m)	Tp (s)	Dp (°)	Hs (m)	Tp (s)	Dp (°)
NE (0 -90°)	0.78 ± 0.2	7.2 ± 2	85 ± 34	1.1 ± 0.4	7 ± 2.4	79 ± 36
SE (90-180°)	1.27 ± 0.5	9.5 ± 2s	140 ± 29	1.5 ± 0.45	10 ± 2.5	144 ± 36
SW (180-207°)	1.6 ± 0.6	11.1 ± 2	192 ± 14	1.43 ± 0.45	10.3 ± 2.4	187 ± 36

A comparação das alturas de onda entre os dois pontos do litoral (Figura 19) sugere que o litoral sul apresenta, ao mesmo tempo, maior frequência de ondas altas (2-4m) e maior frequência de ondas baixas (0-1m) do que o litoral leste. Por sua vez, o leste mantém a alta frequência de ondas médias, entre 1-2m.



**Figura 19: Análise comparativa de valores de Hs em relação aos dois pontos do de onda do litoral estudado, wd1 (sul) e Wd2 (leste).**

Em termos de entrada de energia no sistema plataforma-antepraia, o litoral sul apresentou aproximadamente 4% a mais de energia total ao longo do intervalo estudado se comparado ao leste, valor relativamente menor ao esperado, haja vista a frequência dominante de ondas altas (2-4m) que chegam diretamente ao sul. Por outro lado, a maior frequência, também no litoral sul, de ondas entre 0-1m favoreceu a diminuição da energia

total, haja vista que a energia é, por definição matemática função quadrática da altura. No mesmo sentido, os valores mais frequentes de ondas entre 1-2m presentes no litoral leste contribuíram para a elevação do total de energia de ondas no setor. Deste modo, é possível, em aproximação, sugerir que há um equilíbrio de entrada de energia entre os dois setores do litoral, mas com distribuições sazonais diferenciadas das condições de mar (Figura 19).

Partindo-se do pressuposto de um equilíbrio de entrada de energia, e ainda, da constatação de que o clima de ondas se difere entre um setor e outro, buscou-se encontrar onde ocorreria a compensação. A Figura 20 demonstra a distribuição da entrada de energia por frequência e ângulo de incidência para os dois segmentos de litoral em análise. Nota-se que a maior parte da energia que entra no litoral sul é proveniente de SSO (175-199°), proporcionalmente superior a sua frequência de incidência. O mesmo ocorre para o intervalo SE (135-174°) e sobretudo para SO (200-235°), onde a entrada de energia é proporcionalmente o dobro da frequência. Já para ondas provenientes de ENE-ESE (50-135°), o *input* de energia foi significativamente inferior a frequência, o que destaca a contribuição deste comportamento para diminuição da energia total. O litoral leste apresentou frequência similar em relação aos octantes ENE e SSE, mas com maior *input* de energia em SSE. Ondas vindas de SO apresentaram frequência e energia pouco significativa.

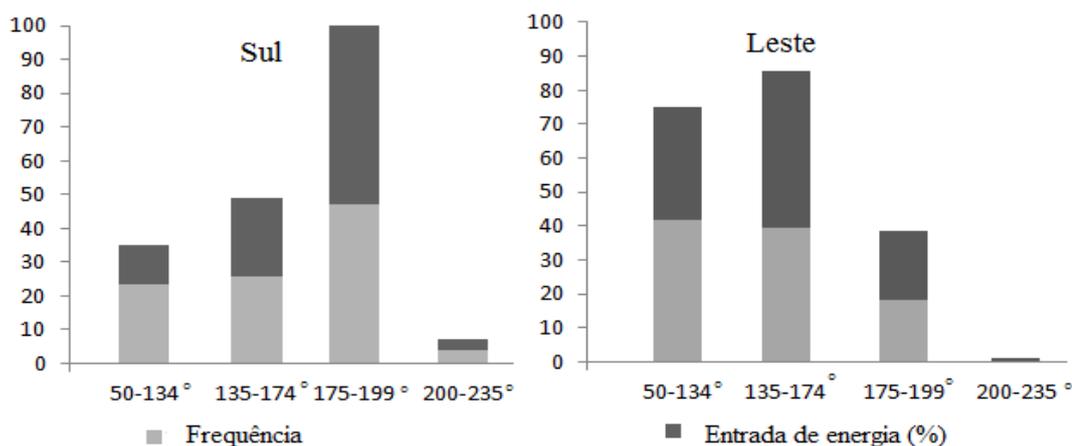
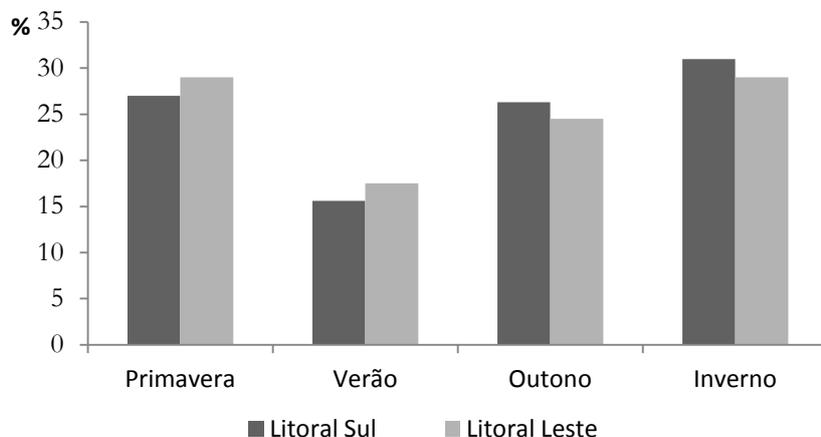


Figura 20: Proporção entre frequência e potencial de energia, ambas em (%), em análise comparativa entre o litoral sul e leste ao longo de toda a série temporal.

A Figura 21 resume a entrada de energia no litoral sul e leste por estação do ano, considerando-se primavera (SON), verão (DJF), outono (MAM) e inverno (JJA). Na primavera e verão, o litoral sul recebe -4% da energia que entra no litoral leste, predominantemente de ENE-ESE, enquanto no outono e inverno, com aproximações de

SSE-SSO, coincidentemente recebe +4%, sugerindo que a compensação de energia ocorre nas estações de bom tempo em relação a sul e de mau tempo no que se refere ao leste.



**Figura 21: Comparação entre a porcentagem total de energia que entra no litoral sul e leste a partir nas estações do ano.**

As variações de comportamento do espectro de ondas percebidas entre os dois pontos analisados, sobretudo a dissipação de energia entre os segmentos de litoral de acordo com o ângulo de aproximação de ondas, confirmam que a inflexão do litoral fluminense entre os Cabos Frio e Búzios, ainda em águas intermediárias, condiciona o clima de ondas em escala regional, especialmente a partir dos processos de refração com o fundo e em relação à orientação da linha de costa, evidenciando a importância do grau de exposição da costa quanto à vulnerabilidade ao clima de ondas. Nesta medida, ondas vindas de ENE-ESE, predominantes na primavera e verão, aumentam a energia no litoral leste, mas ao refratarem na inflexão da costa, perdem energia por dissipação e ao mesmo tempo, originam zonas abrigadas a oeste do Cabo Frio, originando um déficit de energia em relação a sul de 4%. O contrário ocorre com ondas vindas de SSO, em relação ao litoral leste.

A Figura 22 apresenta os padrões de refração de ondas, em escala regional, provenientes dos máximos ângulos de incidência detectados ao longo da série em águas profundas ( $235^\circ$ ;  $180^\circ$ ;  $135^\circ$  e  $45^\circ$ ), que representam as diferentes condições de entrada de energia ao longo do litoral. Em 22a, ondas vindas de SO ( $235^\circ$ ) se aproximam com ângulos de aproximadamente  $45^\circ$  no litoral sul, enquanto refratam e perdem energia ao se aproximarem do litoral leste, que chegam com ângulos mais abertos e menores alturas. Em 22b, ondas provenientes de  $180^\circ$  se aproximam em ângulo praticamente normal a linha de costa no litoral sul e parte do leste, mas desenvolve uma zona de sombra a norte do Cabo Búzios. Ondas incidindo de NE ( $45^\circ$ ) (22c) parecem refratar em ambos os segmentos de

litoral em análise, enquanto as vindas de SE (22d) chegam com ângulos normais no setor leste e com aproximação em  $45^\circ$  no litoral sul. O processo de refração observado na Figura 22 infere que ondas vindas S e SE apresentam o maior potencial de energia em relação à orientação da linha de costa para ambos os setores de litoral, uma vez que são as direções que menos refratam e nesta medida, mais conservam sua energia. Tomando-se em consideração que a maior frequência de ondas ocorre entre os quadrantes S e SE, é sugestivo que, em certa medida, o litoral sudeste do Rio de Janeiro esteja exposto quanto à orientação da costa à energia das ondas incidentes. A Figura 22 também valida as diferenças de dados registrados em relação aos dois pontos de ondas do NWW3 (Wd1 e Wd2), indicando que de fato o modelo é capaz de simular os processos de refração, mesmo sob a restrição da resolução da malha global.

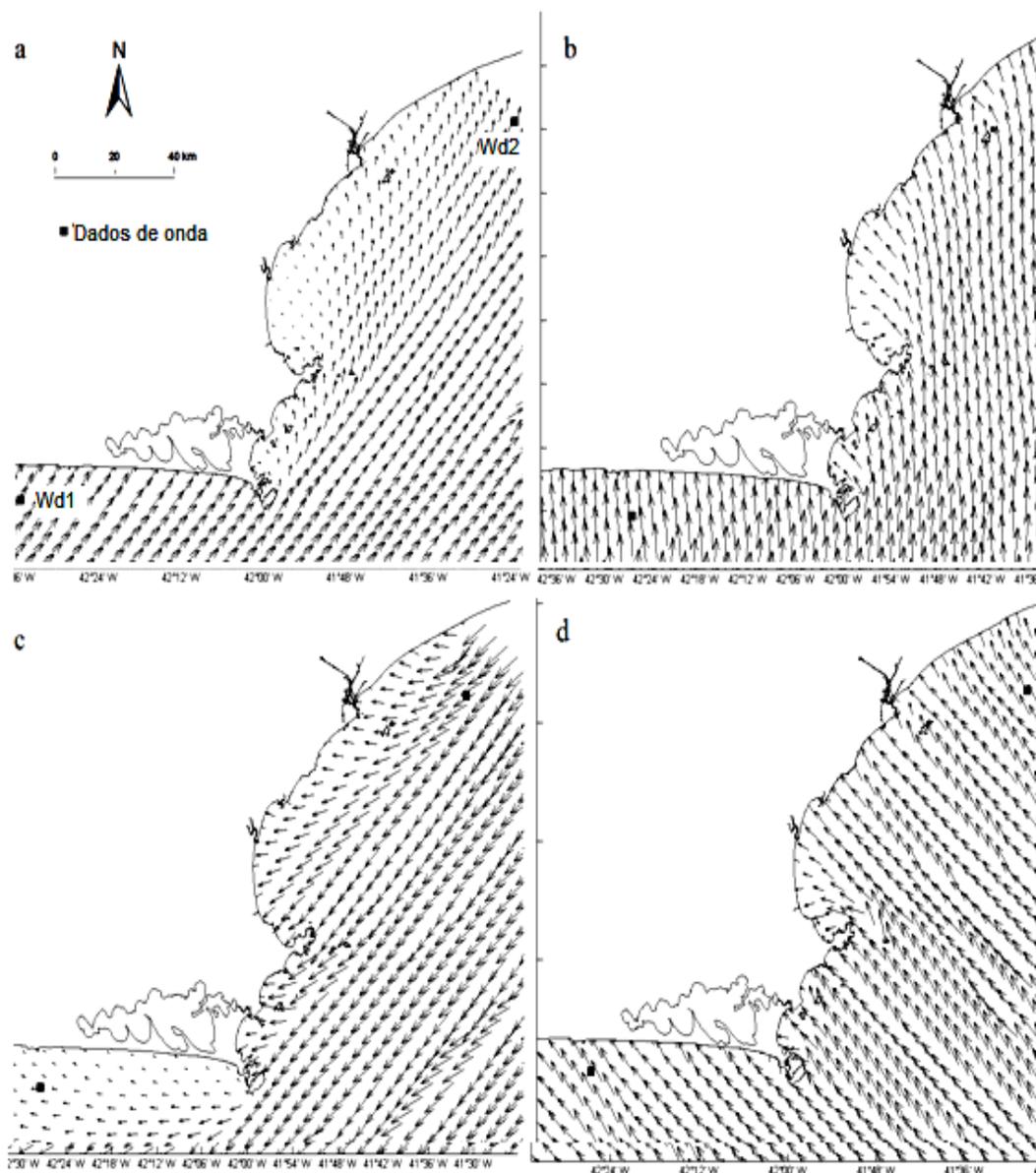


Figura 22: Processos de refração em águas intermediárias comprovando as diferenças detectadas entre os dois pontos de dados de onda extraídos do NWW3 (wave data), rodada em malha regional.

### 5.2.2 Identificação e caracterização de eventos extremos

A climatologia de ondas de tempestades está intrinsecamente correlacionada aos sistemas meteorológicos de outono/inverno do Atlântico Sul destacados no item 5.2, isto é, ondas com  $H_s$  elevado e longos  $T_p$ , que incidem predominantemente dos octantes S. Similarmente, o maior número de ocorrências de tempestade se deu nos meses de outono, inverno e início da primavera, ou seja, abril-setembro, com pico em julho, seguido por setembro, o que também está de acordo com o observado por Bulhões *et al.* (2014) para a costa centro-norte fluminense.

A série de tempestades identificada a partir do SPI aparece na Figura 23, que mostra uma distribuição oscilatória dos picos, aparentemente randômica, com 228 eventos de tempestade detectados ao longo de 34 anos, sendo que seis alcançaram a Classe 4 (severa): setembro de 1983, agosto de 1988, maio 1997, maio de 2001, abril de 2010 e agosto de 2011, o que representa 1,7% do total de eventos. Tais eventos foram bem reconhecidos ao longo da costa brasileira, quando apareceram em estudo de caso nos trabalhos de Innocentini & Caetano Neto (1996), Innocentini & Prado (2003), Santos *et al.* (2004), Lins-de-Barros (2005), Campos (2009), Muehe (2011) e Bulhões *et al.* (2010), o que em uma primeira análise atribui coerência e valida aos resultados do SPI para a costa fluminense.

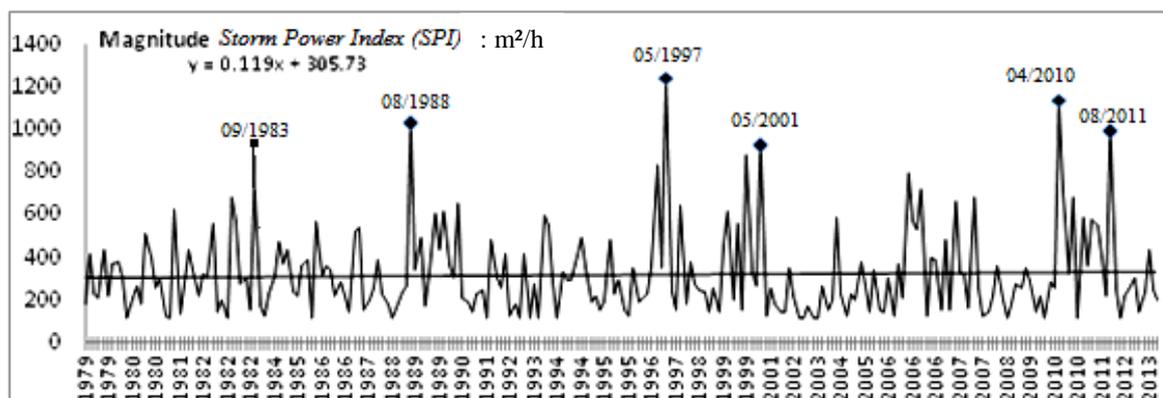
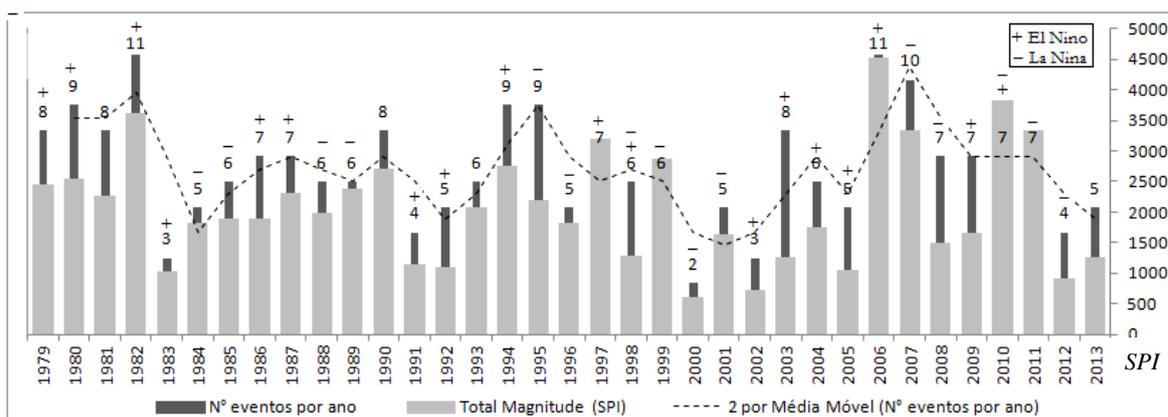


Figura 23: Série de eventos de tempestades detectados entre 1979-2013, a partir do Storm Power Index (Dolan & Davis (1992)). Nota-se uma discreta tendência de aumento do número dos eventos a partir da análise de regressão linear.

Do mesmo modo, Dolan & Davis (1992) compararam os resultados obtidos através da aplicação do SPI para eventos detectados em outras regiões do Atlântico obtendo resultados satisfatórios, o que motiva a utilização universal do modelo. Rangel-Buitrago & Anfuso (2011) aplicaram o SPI na costa de Cádiz, Espanha, obtendo resultados coerentes com o observado em ondógrafos e em relação aos impactos na costa.

O maior número de tempestades identificado por ano (Figura 24) foi de 11, para 1982 e 2006, enquanto o ano de 2000 apresentou a menor ocorrência (2). A média total de eventos por ano foi de 6,5. A média móvel referente ao número de eventos por ano aparentemente demonstrou um comportamento oscilatório, que variou entre maior e menor ocorrência em intervalos de aproximadamente 7 anos. Similarmente, Lins-de-Barros, *et al.* (no prelo) analisando os registros de jornais associados a eventos de ressaca na costa fluminense encontraram número de ocorrências por ano semelhantes em relação ao intervalo 1990-2009.

Em termos de intensidade total anual de tempestades, 2006 foi o ano que obteve maior valor (4535 m<sup>2</sup>/h), seguido de 2010 (3832 m<sup>2</sup>/h) e 1982 (3625 m<sup>2</sup>/h). O intervalo 2008-2011 demonstra claramente a variação da energia entre os eventos, haja vista que para todo o intervalo o número de ocorrências foi o mesmo (7), mas em termos de magnitude, 2010 e 2011 apresentaram aproximadamente 50% a mais de intensidade.



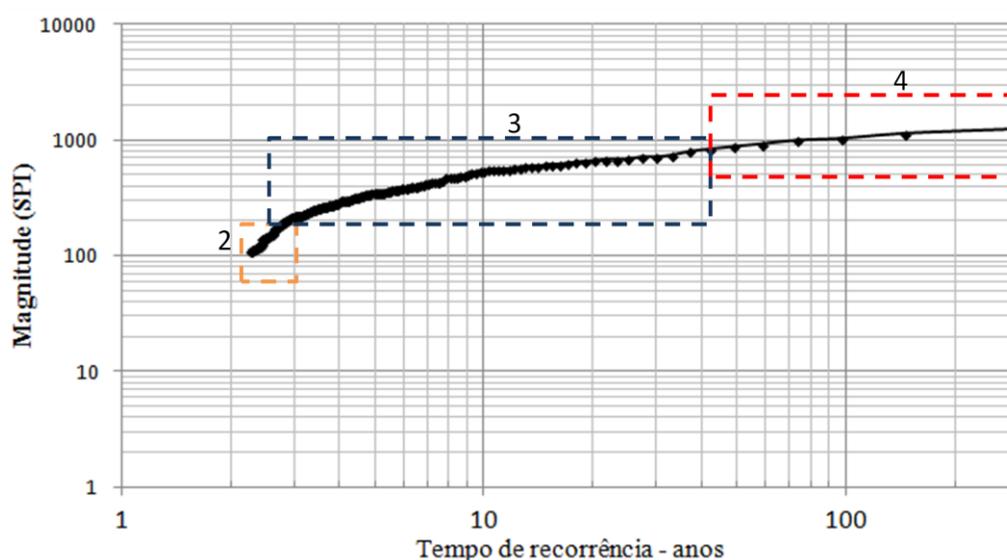
**Figura 24: Intensidade anual de eventos de tempestades em contraste com o número de ocorrências por ano e em relação aos fenômenos El Niño e La Niña ao longo da série avaliada.**

Nenhum evento Classe 5 (extremo) foi detectado ao longo da série. A maior intensidade por episódio de tempestade identificada foi a de maio de 1997 (1244 m<sup>2</sup>/hr), quando ondas significativas de até 4,4m, provenientes de SE (165°) permaneceram por 84 horas na costa, seguida da tempestade de maio de 2010 (1142), com características similares (Tabela 6).

A maior frequência de tempestades, ~59%, ocorreu na Classe 3 (Significativa, enquanto Classe 2 (moderada) representou 17% das situações. Tempestades Classe 1 (fraca) não foram identificadas, o que está provavelmente relacionado com o limiar mínimo de 12h e 3m de Hs adotados como critério. Rangel-Buitrago & Anfuso (2011) encontraram 422 eventos em série temporal de 43 anos, sendo que 83% representavam

Classe 1 e 2, enquanto 10% representavam Classe 3. Para tempestades Severas e Extremas (Classes 4 e 5) os autores encontraram 5% dos casos, o que sugere uma menor frequência de eventos pequenos e de extremos, mas uma maior frequência de eventos médios no litoral fluminense em relação à região comparada.

A Figura 25 demonstra o intervalo de recorrência (T) em relação à magnitude do evento. Os eventos da Classe 2 apresentaram intervalos de recorrência, em média, de 2,5 anos, enquanto tempestades Classe 3 apresentaram grande variação, entre 2,5 e 50 anos. Para Classe 4, os intervalos variaram entre 50 e 289 anos, sendo T-50anos o evento de maio de 2001 (SPI 929 m<sup>2</sup>/h) e T-100anos o de agosto de 1988 (SPI 1035 m<sup>2</sup>/h). Os episódios de abril de 2010 (1142 m<sup>2</sup>/h) e 1997 (1244 m<sup>2</sup>/h) apresentaram intervalos de recorrência mais raros, de 150 e 289 anos, respectivamente.



**Figura 25: Relação do tempo de recorrência e magnitude dos eventos de tempestade detectados em relação aos dois pontos da série de ondas NWW3. Os retângulos em cores se referem às classes de tempestades detectadas.**

Rangel-Buitrago & Anfuso (*Op.cit*) encontraram tempos de recorrência para tempestades Classe 4 e 5 entre 2 e 12 anos, claramente superiores aos valores encontrados neste trabalho, o que sugere preliminarmente uma menor frequência e menor exposição do litoral do Rio de Janeiro à extremos quando comparado com a costa estudada pelos autores.

De maneira similar, a Figura 26 demonstra o tempo de recorrência em relação a máxima altura significativa de ondas detectada na série. A maior parte dos valores de Hs entre 3 e 4m apresentaram tempo de recorrência de 2,5 a 10 anos. Ondas de tempestade com alturas superiores a 4m apresentaram intervalos de retorno entre 11 e 200 anos. No

que se refere a Hs100 e Hs50, os valores encontrados foram respectivamente 4,70 (2010) e 4,53 (2011). A Tabela 6 resume as principais características dos episódios de tempestades identificados ao longo da série.

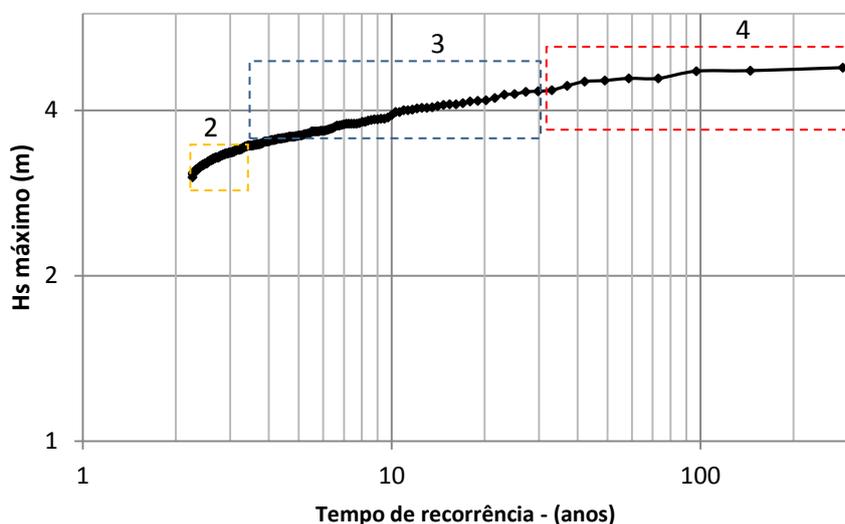


Figura 26: Tempo de recorrência em relação à altura de ondas identificadas na série de tempestades. Os retângulos em cores se referem às classes de tempestades detectadas.

Gera *et al.* (2014) observaram Hs100 de 7.4m para eventos de tempestade na costa do mediterrâneo em 30 anos de análise. Na costa portuguesa, adjacente a localidade de Nazaré, os valores de Hs50 e Hs100 ultrapassam 11m, o que está relacionado a particularidades nas condições hidrodinâmicas e batimétricas do local.

Campos (2009) ao avaliar extremos de onda em águas profundas na Bacia de Campos encontrou valores de 8,7m para Hs50 e 9,4m para Hs100, valores muito superiores aos encontrados neste trabalho. Embora o próprio autor aponte a incerteza do dado, haja vista a pequena série amostral, a diferença entre os resultados se deve em grande parte ao critério aqui adotado, no qual os valores de extremos somente foram detectados no recorte temporal mínimo de (12h), não sendo considerados eventos isolados. Adicionalmente, os valores de onda obtidos pelo NWW3 tem como referência a média dos valores da grade numérica em relação a sua resolução espacial, o que pode suavizar valores extremos. Ainda, a probabilidade de extremos calculada neste trabalho tem por base estatística os 228 eventos de tempestade encontrados, o que influencia no cálculo da probabilidade de retorno.

**Tabela 6: Síntese do comportamento dos maiores eventos de tempestades identificados na série de ondas. O evento de maio de 2007, embora não represente Classe 4 como os demais, foi escolhido por representar incidência de ondas com ângulo mais significativo de SO.**

Águas profundas/ Intermediárias	Evento de Tempestade	set/83	ago/88	mai/97	mai/01	mai/07	abr/10	ago/11
	<b>Média Ho (m)</b>	<b>3,4</b>	<b>3,8</b>	<b>3,8</b>	<b>3,5</b>	<b>3,5</b>	<b>4</b>	<b>3,3</b>
	Média Tp (s)	10,7	12,8	12,2	11	10,5	12	14
	<b>Média Dp (°)</b>	<b>108</b>	<b>172</b>	<b>162</b>	<b>191</b>	<b>205</b>	<b>158</b>	<b>186</b>
	Ho (max)(m)	4	4,51	4,35	4	4,1	4,8	3,5
	Tp (max)(s)	10	13,5	12,5	11,6	11,3	12,7	17
	<b>Dp (max)(°)</b>	<b>110</b>	<b>185</b>	<b>162</b>	<b>191</b>	<b>216</b>	<b>155</b>	<b>172</b>
	Duração (h)	90	69	84	75	54	72	90
	Intervalo de Recorrência (Anos)	30	100	289	50	20	150	70
	<b>Dolan &amp; Davis Storm Index</b>	<b>1059</b>	<b>1035</b>	<b>1244</b>	<b>929</b>	<b>668</b>	<b>1142</b>	<b>996</b>

Ao que se refere às características das tempestades, o comportamento médio de Hs foi de  $3,5 \pm 0,35\text{m}$ , com o máximo em 4,78m. A direção de pico predominou SSO ( $180\text{-}195^\circ$ ), representando 70% dos 228 eventos identificados, com intensidade média de  $312 \text{ m}^2/\text{hr}$  (SPI). Tempestades de SO ( $196\text{-}210^\circ$ ) representaram 19% dos casos, com intensidade média de  $257 \text{ m}^2/\text{h}$ . Os eventos de SE representaram 11% do total de ocorrências, com intensidade média de  $457 \text{ m}^2/\text{h}$ . Curiosamente os eventos de SE representaram menor frequência, mas ao mesmo tempo, a maior intensidade média por evento. Uma observação em maior detalhe permitiu inferir que isto está relacionado predominantemente à maior duração média destes eventos, de 36h, enquanto eventos de SSO e SO apresentam, respectivamente, 27 e 23h. O período de pico variou de 10 a 15 segundos, padrão típico de ondas longas tipo *swell* na costa brasileira (Figura 27a, b). A duração das tempestades aumentou de forma proporcional à altura da onda (Figura 28), provavelmente devido a progressiva transferência de *momentum* dos ventos, com grande parte dos eventos com permanência de 20 a 40 horas. A duração média foi de  $28 \pm 14$  horas, enquanto a máxima duração foi de 90h, em agosto de 2011.

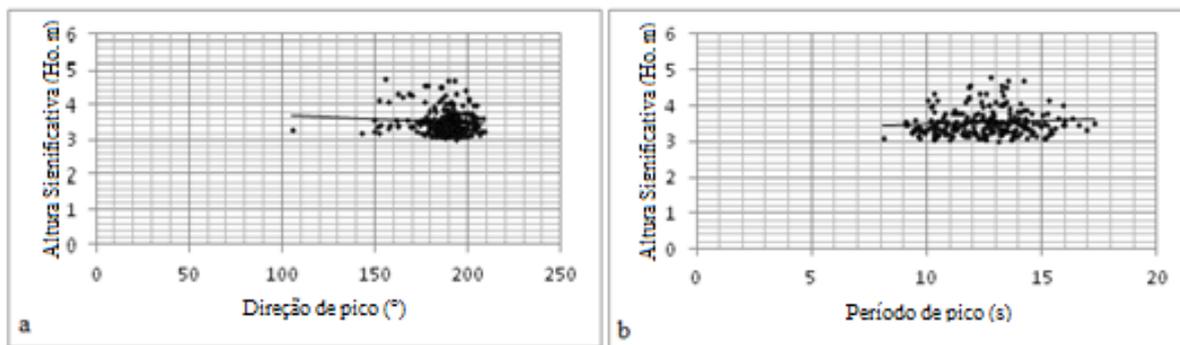


Figura 27: Relação da altura de ondas de tempestade com a) direção de pico e b) período de pico.

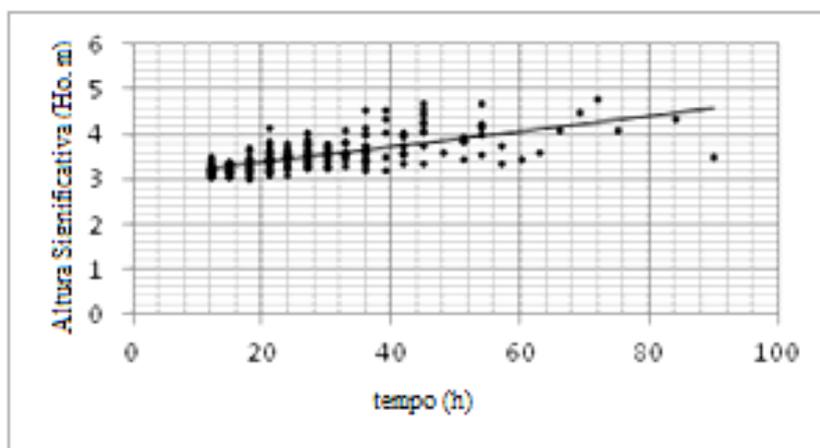


Figura 28: Relação entre altura de ondas de tempestade e o tempo de duração dos eventos.

Quanto às direções predominantes observadas, os ângulos de propagação identificados são coerentes com os trabalhos de Gan & Rao (1991), que identificaram duas regiões preferenciais para a geração de tempestades (ciclogêneses) na América do Sul: a leste da Cordilheira dos Andes, na Argentina (42,57S; 62,57O) e outra sobre o Uruguai (32,57S; 55,7O), que comumente se deslocam para o Atlântico Sul e resultam em intensas tempestades de SO e SE para a costa brasileira (Figura 29 a-b). Parise *et al.* (2009) também descreveram as trajetórias das ciclogêneses ao sul do Uruguai, que sofrem deslocamento sentido leste, entre 35°S e 52,5°S. Neste sentido, Furtado (2007) aponta que a migração dos ciclones sentido leste pode intensificar os eventos de tempestades vindas SE no litoral sudeste do Brasil (Figura 29b), principalmente em relação aos mais longos períodos de permanência dos ventos, o que justificaria os resultados encontrados neste trabalho de maior intensidade dos eventos de SE, embora com menor frequência.

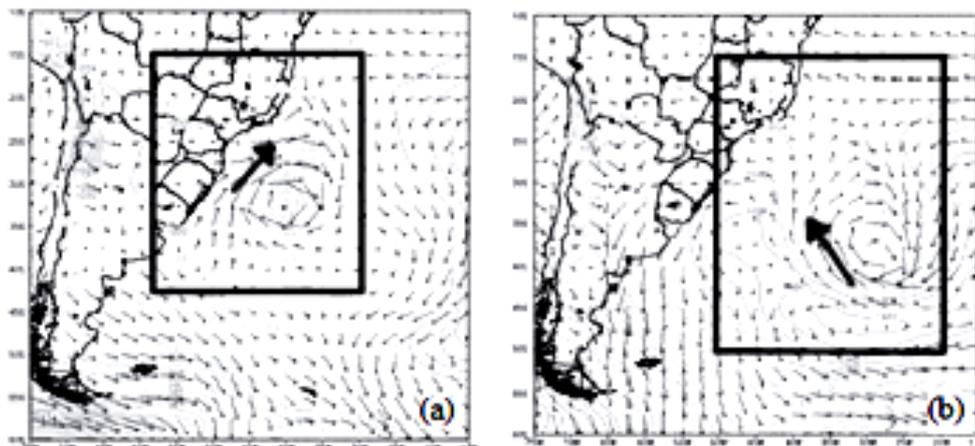


Figura 29: Direções de incidência de ondas de tempestade originadas a partir da migração de ciclones extratropicais no litoral sudeste do Brasil. a) Ciclogênese recém-formada originando ondas de SO; b) migração para leste com intensificação de ondas vindas de SE. Adaptado de Parente *et al.* (2014). Grifos dos autores.

Reboita (2008) identificaram atividade ciclogênética no sul e sudeste do Brasil, entre 20°S e 35°S, região próxima à costa do Rio de Janeiro. Parente *et al.* (2014), destaca que a distância da costa fluminense em relação aos eventos de SSE-SSO permite a geração de ondulações mais altas devido a interferência construtiva e a maior disponibilidade de pista para transferência de *momentum* do vento, haja vista as maiores distâncias dos centros geradores do Uruguai e Argentina.

Em síntese, o maior valor de desvio padrão relacionado à duração dos eventos de tempestade ( $\pm 14h$ ) sugere uma alta variação da persistência dos ventos geradores de tempestades marinhas no Atlântico Sul, o que está relacionado com o sistema meteorológico predominante, e ainda, à ocorrência de agrupamentos de tempestades. Por outro lado, os baixos valores de desvio padrão relacionados à Hs, Tp e Dp, permitem definir um perfil médio relativamente constante para tempestades no litoral do Rio de Janeiro, que é de 3,5m de Hs propagando-se de SSE-SSO por aproximadamente 28 horas, com períodos entre 10 e 15s. Este perfil médio é coerente com os registros de ressacas marinhas causadoras de danos à costa noticiados pelo jornal O Globo, conforme observaram Lins-de-Barros *et al.* (no prelo). Os autores apontam que aproximadamente 50% dos registros noticiados correspondem a valores de onda entre 2,5 e 3,5m e 71% correspondem a ondulações vindas de 180° a 205°.

### 5.2.3 Relação entre os eventos de tempestade identificados e os fenômenos El Niño e La Niña no litoral do Rio de Janeiro

Pereira e Klumb-Oliveira (2015) ao avaliarem 30 anos de dados de ondas nas bacias de Campos e Santos observaram discreta redução da energia média de ondas em anos de

pronunciado efeito de El Niño (ENSO) para a costa do Rio de Janeiro, com defasagem de 4 meses, ocorrendo o inverso em anos de La Niña. Os autores associaram a menor energia encontrada à diminuição da frequência de ondas altas vindas dos quadrantes S, características de tempestades. Short *et al.* (2000) e You & Lord (2008) também observaram diminuição da energia de ondas de tempestade em anos de El Niño e intensificação para anos de La Niña na costa australiana. Ranasinghe *et al.* (2004) analisando a influência de ENSO na costa de New South Wales, Austrália, encontraram aumento de Hs e o dobro da ocorrência de eventos de tempestades em anos de La Niña. Por outro lado, Allan & Komar (2002) na costa oeste dos EUA detectaram tempestade extrema e elevação anormal do nível relativo do mar durante o forte El Niño de 1997-1998.

Neste sentido, dos seis grandes eventos de tempestades detectados neste trabalho Classe 4), três, 1997, 2010 e 1983, ocorreram em anos de pronunciado El Niño (Figura 30), embora o ano de 2010 tenha apresentado características de ambas as fases. Os eventos de 1988, 2001 e 2011 ocorreram em anos de La Niña, o que sugere, neste caso, um equilíbrio entre ambas as fases em relação à intensidade dos eventos. No que se refere às médias anuais de ocorrência, os anos de El Niño apresentaram 6,4 tempestades/ano, enquanto nas fases de La Niña, a média foi de 6,0 tempestades por ano, o que atribui ao Niño a maior frequência média anual de tempestades. No entanto, em relação a intensidade média anual, os anos de El Niño e La Niña apresentaram praticamente os mesmos valores, 1992 e 1998 m<sup>2</sup>/h/ano (SPI), respectivamente, o que atribui a fase La Niña a maior intensidade média por evento, tendo em vista o menor número de ocorrências.

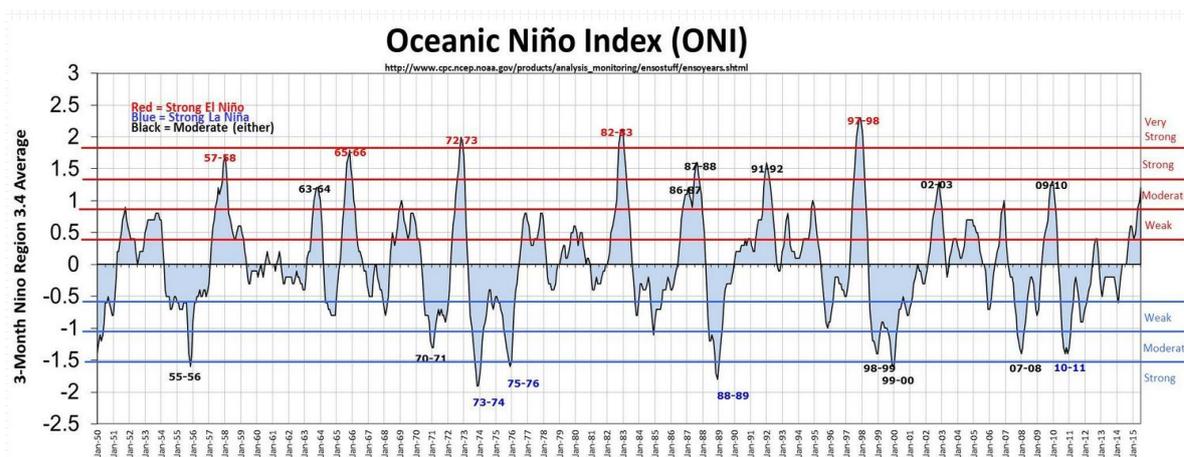
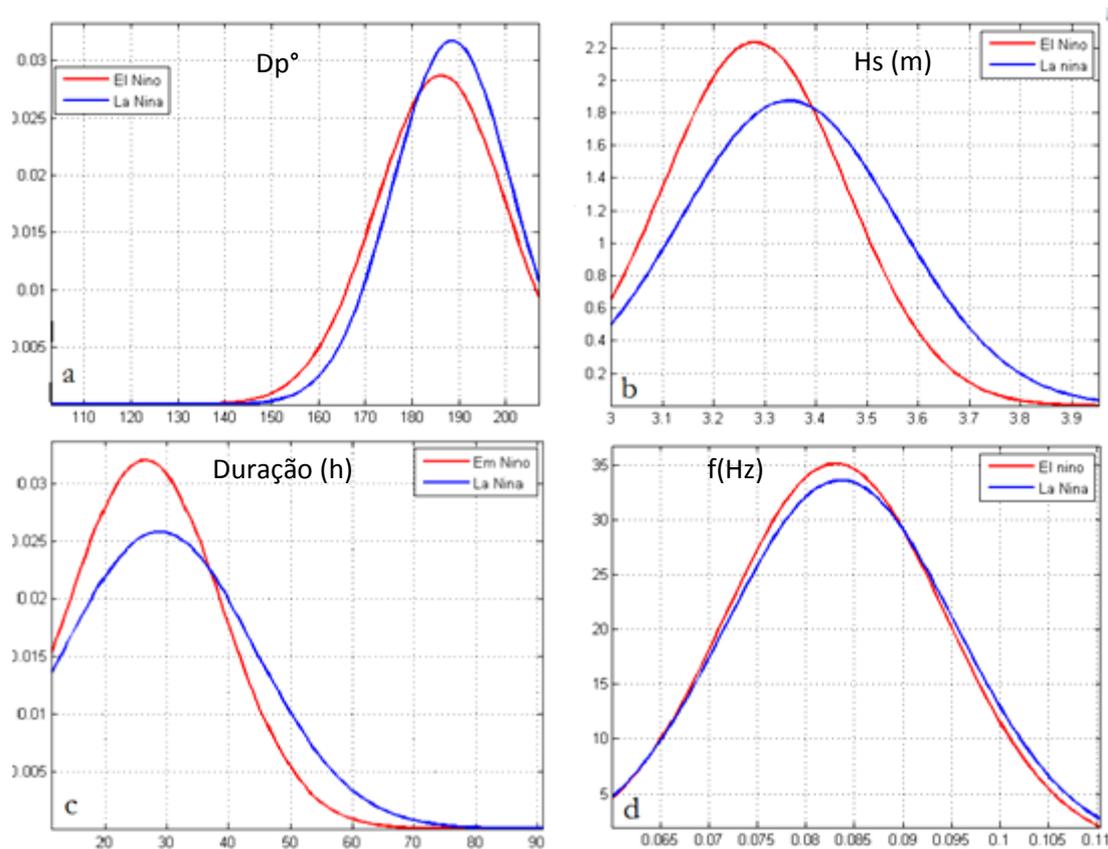


Figura 30: Índice de El Niño oceânico de 1950-2015, demonstrando em azul os picos de La Niña e em vermelho os anos de El Niño, Fonte: <http://ggweather.com/enso/oni.htm>.

Kourky *et al.*, (1984) apontam que em anos de El Niño ocorre a intensificação da ASAS e consequentemente maior transferência de energia para as ondas de ENE-ESE na costa brasileira. Nessa via, a intensificação dos picos de tempestades detectados no

presente trabalho para os anos de El Niño pode estar relacionada à direção predominante das ondas destes eventos, a qual apresentou forte componente SE (108-165°), conforme também sugerido por Muehe *et al.* (2015) em observação do clima de ondas na costa leste fluminense. Já os três maiores picos identificados em anos de La Niña apresentaram componente sul predominante (172-191°), o que corrobora com esta hipótese, embora Parente *et al.* (2014) destaquem que os ventos de ESE, mesmo com a intensificação da ASAS, não encontram pista suficiente para geração de ondas altas até a costa do Rio de Janeiro.

Ranasinghe *et al.* (2004) observaram migração do ângulo predominante de incidência de tempestades entre as fases de Niña e Niño. Os autores notaram que em fases de Niño as ondas incidem com maior componente sul, enquanto o contrário foi detectado para Niña. No presente trabalho foi identificado o inverso, isto é, um deslocamento do pico da direção predominante no sentido SSE em anos de Niño, com suave redução de frequências de S, enquanto para anos de La Niña, o pico desloca-se aproximadamente 5° para SSO, com aumento da frequência do espectro entre 180-190° (Figura 31). A comparação de Hs de tempestade entre as duas fases (Figura 31b) demonstra maior frequência de Hs acima de 3,4m em anos de La Niña, enquanto em períodos de Niño foi percebida maior frequência de Hs para o intervalo 3-3,4m. Os maiores valores de Hs em tempestade em anos de La Niña complementam a hipótese de maior intensidade dos eventos nestes períodos, conforme sugerido por Pereira & Klumb-Oliveira (2015). Do mesmo modo, no que concerne à duração dos eventos (27c), os anos de Niña apresentaram maior frequência de eventos mais duradouros, entre 40 e 80h, o que também corrobora para o aumento da intensidade observada. Curiosamente, o espectro da frequência (Tp) (31d) apresentou o mesmo comportamento para Niño e Niña, o que representa períodos de pico entre 10-15s para ambos os casos.



**Figura 31:** Comparação do comportamento de tempestades na costa do Rio de Janeiro em relação aos anos de El Niño (vermelho) e La Niña (azul), a) comparação entre a direção predominante de incidência de ondas; b) comparação em relação à Hs; c) em relação à duração (h) dos eventos e d) ao espectro da frequência ( $1/T$ ).

Com base nos resultados é possível sugerir que para o litoral do Rio de Janeiro os anos de El Niño se caracterizam pela maior média anual de episódios de tempestade, com boa probabilidade de ocorrência de episódios extremos, embora os maiores eventos identificados representem respectivamente T289, T150 e T30. Durante o predomínio de Niño ocorre um deslocamento do pico da direção predominante de ondas de aproximadamente  $5^\circ$  sentido SSE. Já nos anos de La Niña sobrevém uma suave redução do número de eventos, mas ao mesmo tempo, uma intensificação destes, com maiores valores de Hs e maior duração. A direção predominante de incidência das ondas se desloca novamente  $5^\circ$  sentido SSO.

Barnard *et al.* (2015) analisando dados de reanálise de onda para a costa do Pacífico (1979-2012) destacam as variações no ângulo de incidência das ondas em eventos de El Niño e La Niña. Os autores demonstraram o deslocamento de até  $6^\circ$  para O em anos de La Niña na costa da Califórnia, e de até  $13^\circ$  para a região do Pacífico Central. Os autores ainda apontam para o aumento de até 32% no fluxo de energia das tempestades de inverno

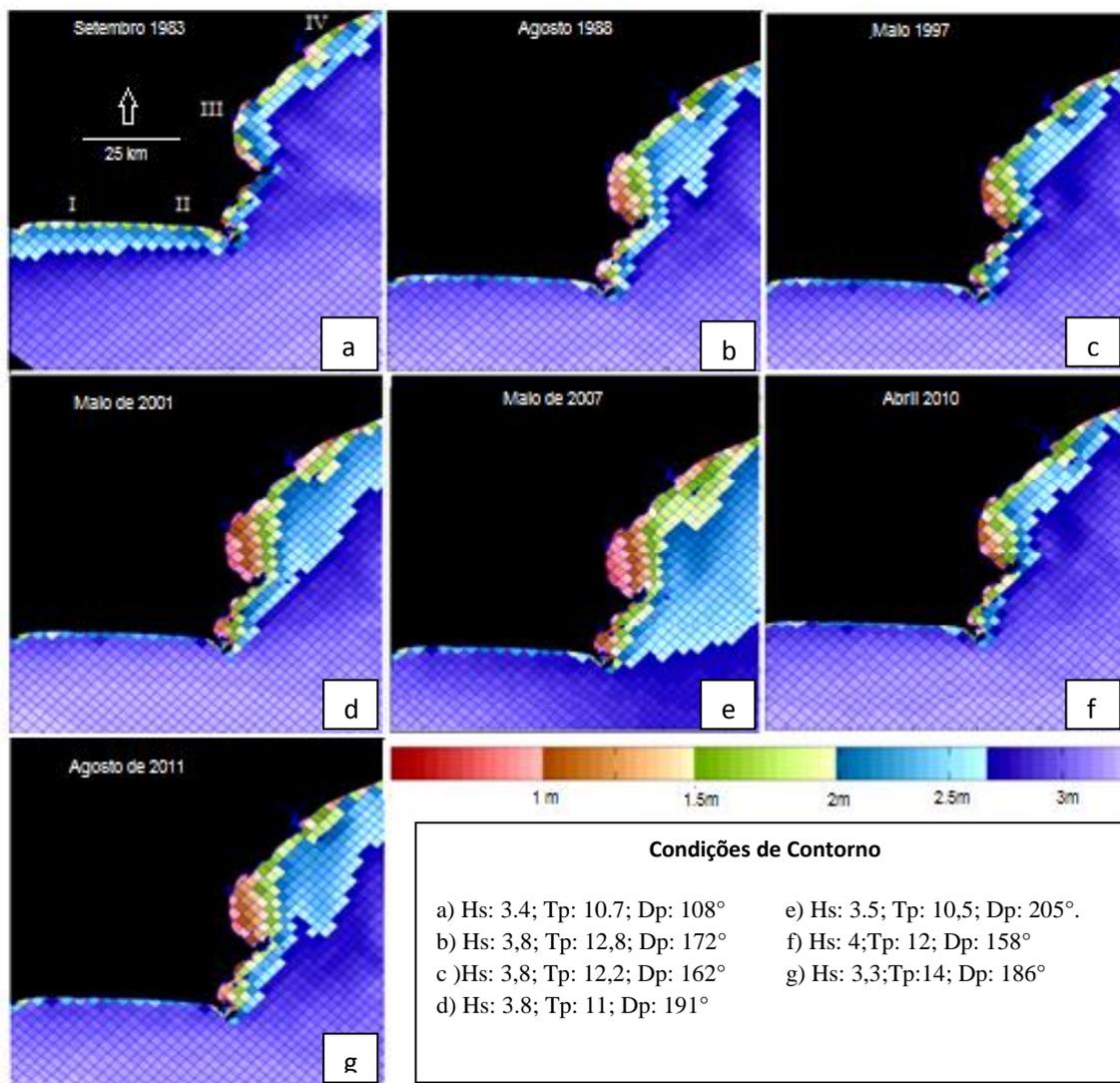
para a costa da Califórnia, o que ratifica a influência destes fenômenos sob o clima de ondas em escala regional.

Em termos de vulnerabilidade e exposição ao risco, Southgate & Capobianco (1997) e Ferreira *et al.* (2006) apontam que do ponto de vista de impacto na costa, a frequência dos eventos de tempestade é mais significativa do que a energia dos eventos isolados. Na mesma medida, segundo Lee *et al.* (1998), uma sequência de tempestades menores em curto intervalo pode agir como um evento individual de alta magnitude. Neste caso, tendo em vista os resultados observados neste trabalho, nos anos de El Niño a costa fluminense estaria mais exposta a danos e prejuízos causados por eventos extremos do que em anos de Niña. Na seção 5.4 deste trabalho será brevemente discutida a influência dos fenômenos sob a morfologia do litoral.

Longe de exaurir a discussão sobre o tema, esta seção buscou acrescentar mais dados que possam contribuir para a compreensão destes fenômenos no litoral do RJ, haja vista a complexidade da interação entre as variáveis que os constituem. A maior intensidade das tempestades em fases de Niña está de acordo com as variações percebidas nos sistemas atmosféricos predominantes, conforme salientado por Kursky *et al.* (1984) e observado por outros autores para regiões costeiras, quando a intensificação dos ventos de ENE-ESE em períodos de Niño interferem (inibem) na frequência e direção dos sistemas frontais que chegam ao litoral brasileiro. Futuros trabalhos contrastando os dados de tempestades aqui destacados com as variações na pressão atmosférica e no regime de ventos em escala sinótica podem contribuir ainda mais para a discussão.

### **5.3. Simulação dos eventos de tempestade para águas rasas e transporte potencial de sedimentos**

A Figura 32 demonstra as simulações de propagação dos eventos de tempestade para o litoral em estudo, onde são claramente observadas as variações das alturas de onda que se aproximam do litoral sul e leste.



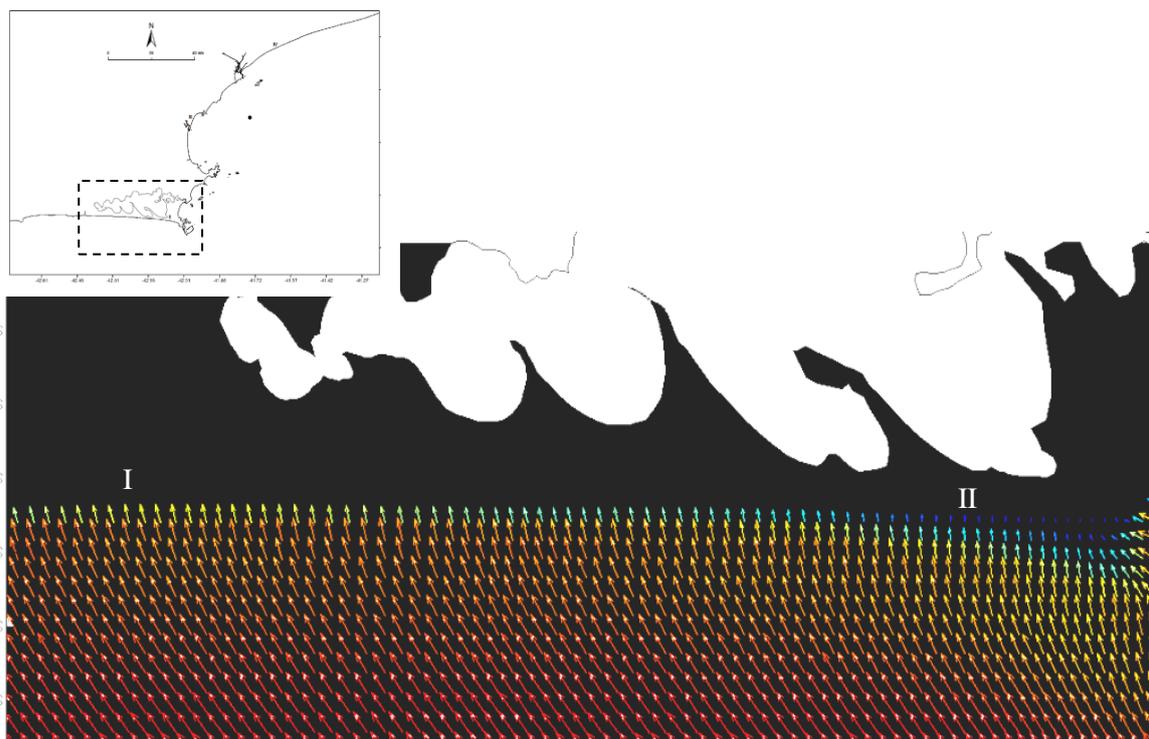
**Figura 32: Propagação para águas rasas das principais tempestades identificadas na série (Tabelas 6 e 7) em relação a altura significativa. Destaca-se o efeito da refração nos promontórios e o efeito de abrigo em relação ao litoral leste. Malha regional aninhada.**

Nos eventos de tempestade simulados as ondas alcançaram a costa com alturas entre 2,5 e 3m no alinhamento sul e entre 0,5 a 2m no alinhamento leste. A direção de propagação foi determinante para o processo de refração e dissipação de energia. O litoral sul apresentou os maiores valores de ondas na costa para todos os eventos simulados, exceto pelo evento de set/1983, no qual o alinhamento sul e leste apresentaram praticamente os mesmos valores de altura de onda na costa (Figura 32).

A dissipação da altura de ondas em águas rasas variou entre 14 e 63%, de acordo com as características dos eventos e da orientação da costa, em relação a todo o litoral. O decaimento médio de  $H_o$  no litoral sul foi de 20%, enquanto para o leste foi de 45%. A maior dissipação encontrada para o litoral sul foi de 38% no evento de setembro de 1983, predominantemente de ESE ( $108^\circ$ ), enquanto no alinhamento leste, a maior dissipação

(63%) ocorreu no evento de maio de 2007, cujo ângulo predominante de incidência foi SSO ( $205^\circ$ ) (Figura 32). As tempestades provenientes de SE (1988, 2010, 1997), mesmo aproximando-se com ângulos quase normais ao litoral leste apresentaram dissipação entre 30 e 40%, o que também está relacionado à topografia de fundo e a composição do substrato (biolitoclastos) como agentes de dissipação. Carini (2014) observou dissipação média de 60% das alturas de onda em águas rasas em praias intermediárias na costa atlântica dos EUA, e Pruzak *et al.* (2002) encontraram de 60 a 80% de dissipação da  $H_o$  em litoral com bancos múltiplos na costa do Mediterrâneo.

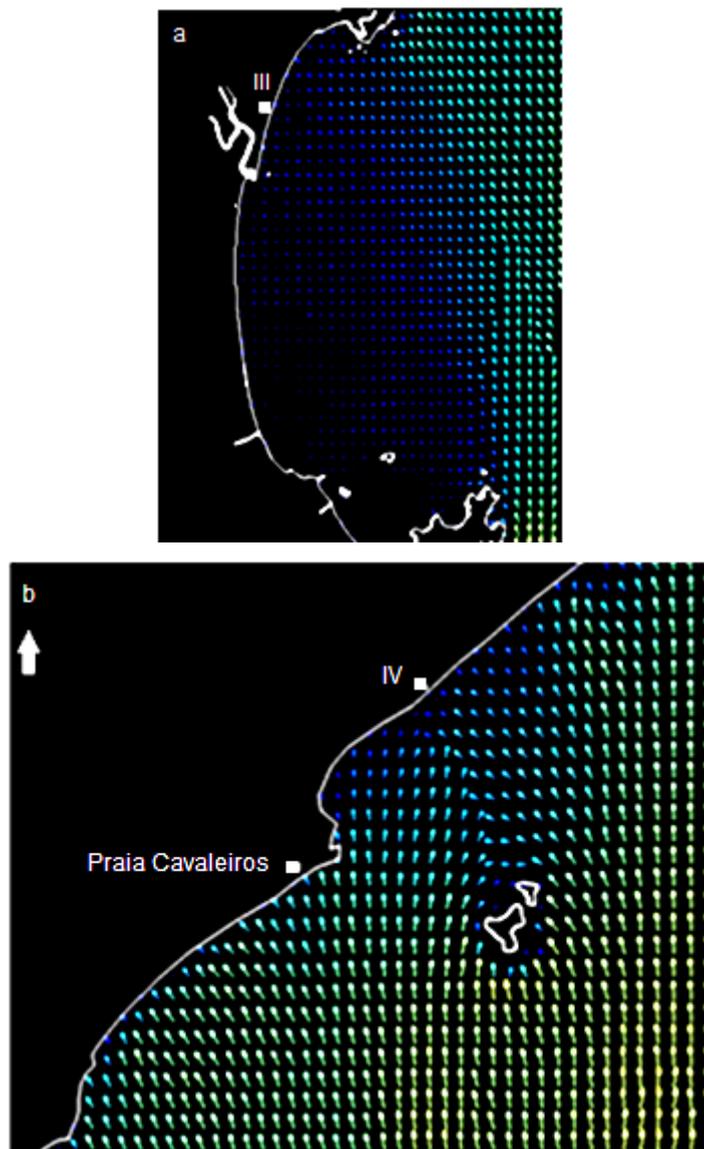
A Figura 33 apresenta a distribuição de alturas de ondas em maior resolução no alinhamento sul, em simulação do evento de SE de abril de 2010. Observa-se que as ondas de tempestade se aproximam da costa sul com alturas entre 2 e 2,5m e com inclinação em relação à ortogonal da costa. Observa-se também um gradual aumento das alturas de leste para oeste, notadamente entre as estações II e I, o que sugere um efeito de abrigo da estação II pela refração em eventos de SE.



**Figura 33:** Aproximação de ondas em águas rasas em malha de maior resolução para o alinhamento sul a partir de propagação do evento de tempestade de abril de 2010 (SE). Os maiores valores correspondem às cores em vermelho (3m), sendo azul escuro os menores (0,5m). As setas indicam a direção de propagação. I e II são as estações amostrais conforme descrito na Figura 8.

Na costa leste, em simulação do evento de SSO de 2001 (Figura 34), as alturas de onda alcançaram valores entre 1,5 e 2m, sendo claramente observado o efeito de sombreamento topográfico causado pelos promontórios e ilhas nos pontos de inflexão do

litoral. Foi observada uma zona abrigada das ondulações de S no embaiamento do rio São João (Figura 34a) e convergência de ondas na estação IV devido à difração nas ilhas do Francês e Santana (Macaé) (Figura 34b).

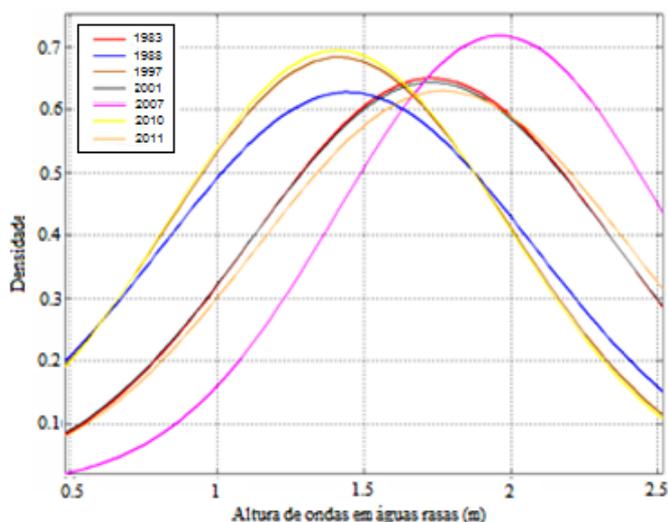


**Figura 34:** Propagação da tempestade de 2001 (S) sobre o litoral leste, indicando as áreas de maior exposição às ondas de S. A escala de cores segue a Figura 33, a) Embaiamento de Barra de São João; b) Segmento ao norte, com destaque para a praia dos Cavaleiros e para o ponto Macaé (III). Destaca-se o processo de difração em ilha de frente à estação IV.

As Figuras 33 e 34 ratificam, em certa medida, as diferenças observadas dos impactos na costa leste e sul quanto aos eventos de 2001 e 2010, os quais apresentaram menor impacto na costa leste em tempestades vindas de SSO (2001), e menor impacto na costa sul em eventos de SE (2010).

Na Figura 35 é mostrado o espectro da frequência (densidade) por unidade de  $H_s$ , entre 0,5 e 2,5m, para cada evento de tempestade, após a propagação para águas rasas. O

intervalo de valores escolhido buscou filtrar dados de alta frequência (ruído) entre 0 e 0,5m, e com isso, valorizar as estimativas de onda mais próximas da linha de costa (*boundary layer*). Deste modo, os dados representam a distribuição de  $H_s$  a partir da isóbata de 20m (aproximadamente), até a cota batimétrica mais rasa de acordo com a resolução da malha para todo o litoral em análise. Os dados demonstram o decaimento progressivo a partir dos valores de  $H_o$  na região da antepraia, onde aparecem as maiores frequências associadas a 0,5 e 1,5m.



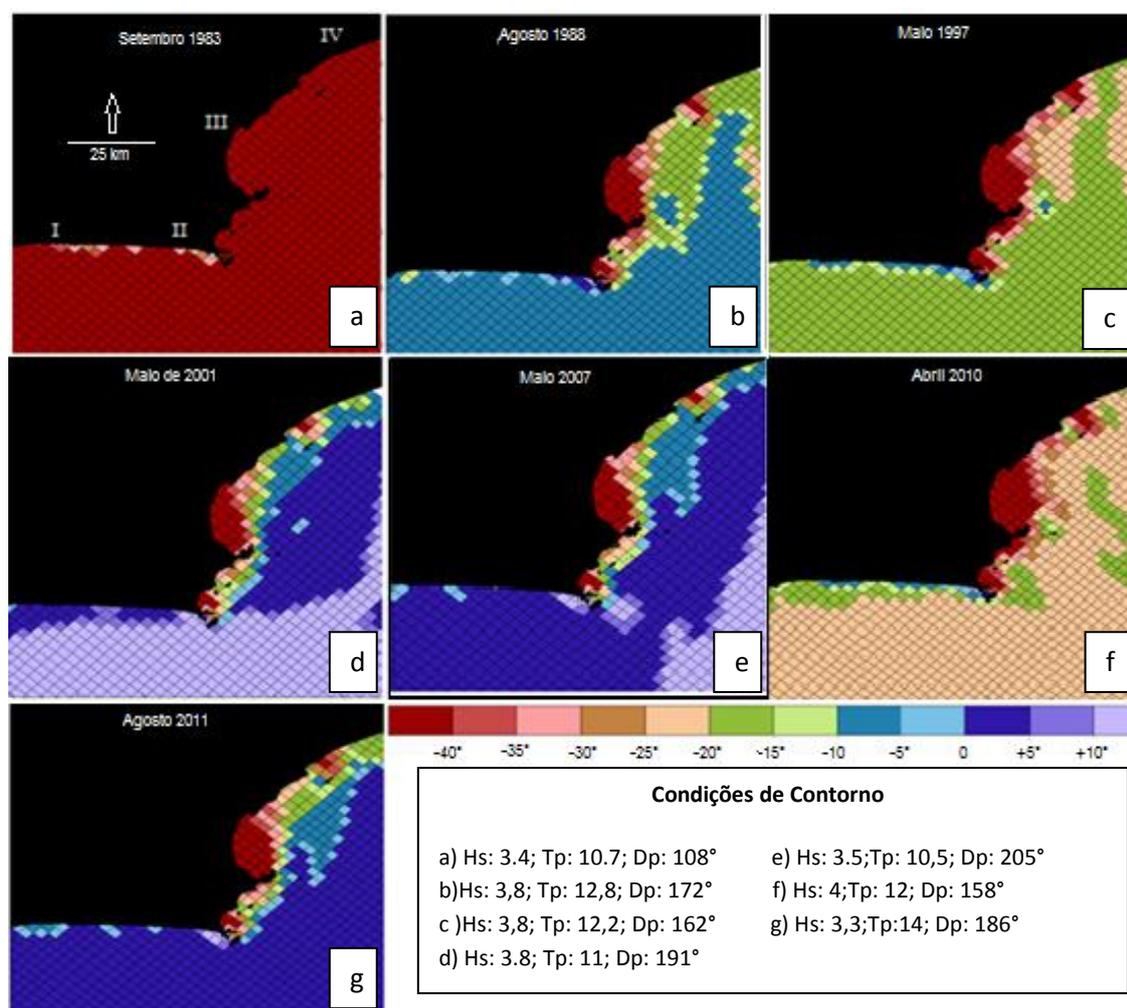
**Figura 35:** Valores de altura de ondas em águas rasas em relação à propagação dos eventos identificados na Tabela 6. As diferenças no comportamento das curvas indicam a maior ou menor dissipação destes eventos em águas rasas, uma vez que as condições de contorno em relação a  $H_o$  foram basicamente as mesmas.

A análise do gráfico permite identificar pelo menos três estados modais de distribuição (normal) de frequências: o primeiro, com moda em 1,3m e assimetria positiva, representado pelo grupo dos eventos de 2010, 1997, 1988; o segundo, representado pelos eventos de 1983, 2001 e 2011, com pico em 1,7m e comportamento aproximadamente simétrico, e o terceiro, representado pelo evento de 2007, com pico em 1,9m e assimetria negativa.

O comportamento polimodal dos eventos indica em primeira instância as diferenças na distribuição de  $H_s$  ao longo da costa, considerando-se que os valores de  $H_o$  inseridos como dado de entrada (condição de contorno) na simulação foram similares para todos os eventos. No primeiro agrupamento pode-se inferir uma maior dissipação das ondas, haja vista a maior frequência de valores mais baixos. Particularmente, todos os eventos deste grupo apresentaram forte componente SE. O segundo grupo, com predomínio de S, exceto 1983 (ESE), apresentou dissipação intermediária e distribuição mais equilibrada entre valores altos de baixos de  $H_s$ . O último caso representou o evento de maior componente

SO (205-216°), 2007, o qual mostrou maior frequência em valores altos de Hs e a mais baixa frequência de valores abaixo de 1m. Aparentemente a dissipação de Hs em águas rasas seguiu uma relação proporcional à direção de incidência dos eventos, da maior para a menor, respectivamente de SE-S-SO, exceto pelo evento de 1983.

O ângulo médio de incidência das ondas em águas rasas variou significativamente entre o litoral sul e leste. Na Figura 36 é mostrado o ângulo de aproximação das ondas para cada evento identificado. É possível observar dois cenários principais: o primeiro, com predomínio de ângulos entre 0 e +10° (sentido E), representado pelos eventos de 2001, 2007, 2011 (SSO), e o segundo, com ângulos entre -5 e -40° (sentido W), associados a 1983, 1988, 1997 e 2010 (SSE).

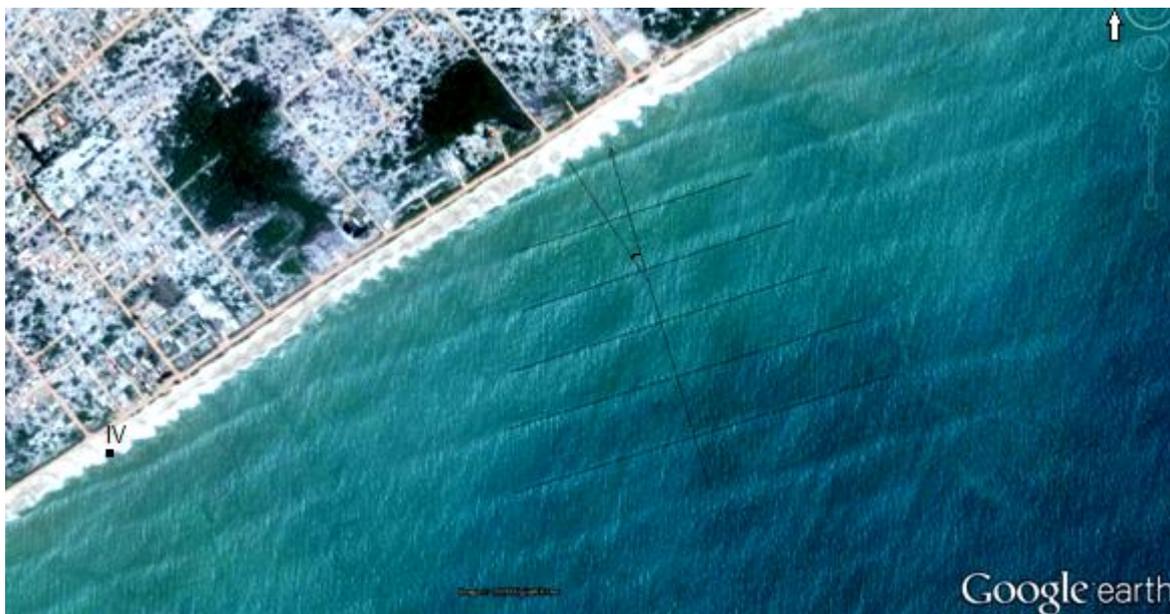


**Figura 36:** Propagação de tempestades em águas rasas (Tabelas 6 e 7) evidenciando o ângulo (°) de aproximação das ortogonais no litoral. Valores negativos indicam sentido W. Destaca-se o alinhamento do fluxo das ondas de S e SO, que no litoral leste aproximam-se com ângulos negativos, sugerindo inversão de fluxo.

É possível observar que no litoral leste, no embaçamento do rio São João, as ondas provenientes de S refratam no cabo Búzios e alcançam a costa com ângulos de até -40°

(sentido W), mas tendem ao alinhamento com a linha de costa na medida em que se propagam para norte, sobretudo entre as estações III e IV, quando formam ângulos menores, entre  $-15^\circ$  e  $-5^\circ$ . A refração nos eventos de SO (maio/2007) aparentemente favorece uma maior tendência de aproximação normal de ondas à linha de costa para região ao norte do embaçamento São João. Ondas vindas de SE (1983, 1988, 1997, 2010) alcançaram o alinhamento leste com menores ângulos.

No litoral sul as ondas de tempestade vindas de SSO aproximaram-se da costa com ângulos menores, praticamente normais, ou com pequenas inclinações, entre  $0^\circ$  e  $+5^\circ$ , em eventos de SSO, enquanto em eventos com forte componente SE, como 1983, 1997 e 2010, foram observados ângulos entre  $-15^\circ$  e  $-40^\circ$ , sentido W. Muehe & Corrêa (1989), em observações de campo, encontraram ângulos entre  $-5^\circ$  e  $-16^\circ$  no alinhamento da restinga da Massambaba, litoral sul, no inverno de 1985. Parente *et al.* (2014) encontraram valores entre  $-10^\circ$  e  $+40^\circ$  em 6 meses de simulação em águas rasas no litoral leste do RJ, notadamente nas adjacências de Macaé. No sentido de ilustrar a discussão, a Figura 37 demonstra um trem de ondas em aproximação na costa leste, com ângulos de aproximadamente  $20^\circ$  durante tempestade Classe 2 vinda de S ( $186^\circ$ ) em janeiro de 2003. A imagem confirma o cenário simulado para o evento de maio de 2001 e maio de 2007 nas proximidades da estação IV.



**Figura 37:** Aproximação de trem de ondas na região da estação Macaé, em evento de tempestade Classe 2 em janeiro de 2003. Comportamento em águas profundas: Hs: 1.8m, Tp: 12s e Dp:  $186^\circ$ . Em águas rasas: Hs: 1m, Tp: 12s, e Dp:  $20^\circ$ . Imagem adaptada de Google Earth. A imagem valida o cenário simulado dos eventos de sul nas Figuras 32 e 36.

A propagação das tempestades para águas rasas evidenciou o processo de transformação das ondas em menores profundidades, influenciado principalmente pelos efeitos de fundo e pela orientação da costa. As alturas foram atenuadas principalmente devido à refração e dissipação, enquanto a direção predominante de incidência na costa variou de acordo com a direção predominante do evento.

Quanto ao grau de exposição do litoral em relação ao clima de tempestades, três subsetores poderiam ser sugeridos:

1. o primeiro, constituído pelo alinhamento sul, entre a ponta de Saquarema e o cabo Frio, de orientação O-E, mais exposto à energia de ondas de SSO e SSE, que se aproximam quase ortogonais à linha de costa, com dissipação média de 25% da energia e alturas entre 2,5 e 3m;
2. o segundo, entre o cabo Búzios e o rio das Ostras, de orientação S-N, setor embaiado, mais abrigado em relação à todas as direções de tempestade, com dissipação média de energia de 60% e alturas de ondas entre 0,5 e 1,5m e aproximação quase normal à linha de costa;
3. o terceiro, do rio das Ostras até Macaé, de orientação SO-NE, exposto tanto aos eventos de SE quanto SSO, com dissipação média de ondas de 40% e alturas em tempestades entre 1,5 e 2,5m.

Muehe *et al.* (no prelo) destacam a pronunciada erosão na praia dos Cavaleiros (Figura 34b), situada no sugerido terceiro setor. Os autores associaram o processo erosivo à maior exposição às ondas de tempestade de S. Na mesma medida, Bulhões *et al.* (2010), observaram erosão significativa frente a maior exposição às ondas no litoral localizado 10km ao sul da referida praia, reforçando os resultados encontrados neste trabalho.

A Tabela 7 sintetiza os resultados da transformação das ondas em águas rasas discutidas em relação aos dois segmentos de litoral em análise.

**Tabela 7: Síntese dos eventos de tempestade simulados e resultados médios encontrados em relação ao litoral sul e leste.**

Águas profundas/ Intermediárias	Evento de Tempestade	Set/83	Ago/88	Mai/97	Mai/01	Mai/07	Abr/10	Ago/11
	Média Ho (m)	3,4	3,8	3,8	3,5	3,5	4	3,3
	Média Tp (s)	10,7	12,8	12,2	11	10,5	12	14
	Média Dp (°)	108	172	162	191	205	158	186
	Ho (max)(m)	4	4,51	4,35	4	4,1	4,8	3,5
	Tp (max)(s)	10	13,5	12,5	11,6	11,3	12,7	17
	Dp (max)(°)	110	185	162	191	216	155	172
	Duração (h)	90	69	84	75	54	72	90
	Intervalo de Recorrência (Anos)	30	100	289	50	20	150	70
	Dolan & Davis Storm Index (SPI)	1059	1035	1244	929	668	1142	996
Águas rasa Litoral Sul	Média Hb(m)	2,1	2,9	2,9	3,0	2,7	3,0	2,73
	Média Tp(s)	10,7	12	12,1	10,7	13,7	11,98	13,75
	Média Dp(°)	-45	-5	-15	+5	+5	-15	+5
	Média esbeltez	0,02	0,03	0,03	0,035	0,02	0,03	0,025
	Velocidade orbital no fundo (m/s)	0,71	1,21	1,21	0,99	1,07	1,3	1,2
	Energia de onda dissipada (% de Ho)	38,2	14,7	15,8	17,1	22,9	15	17,3
	Mean Radiation stress (N/m <sup>2</sup> )	0,26	0,72	0,65	0,49	0,59	0,65	0,62
Águas rasas Litoral Leste	Média Hb(m)	2,37	2	2,2	1,5	1,3	2,6	1,75
	Média Tp(s)	10,7	12	12,1	10,7	10,7	11,98	13,75
	Média Dp(°)	-10	+20	+10	+30	+30	+20	+20
	Média esbeltez	0,03	0,02	0,025	0,02	0,015	0,03	0,015
	Energia de onda dissipada (% de Ho)	30,3	47,4	42,1	57,1	62,9	35,0	47,0
	Velocidade orbital no fundo (m/s)	0,89	0,87	0,86	0,59	0,60	1,2	0,6
	Radiation stress (kg/m/s <sup>2</sup> )	0,18	0,15	0,15	0,08	0,07	0,25	0,1

### 5.3.1 Transporte de sedimentos induzido por ondas de tempestade

Komar & Miller (1973) apontam que a maior competência de transporte de sedimentos pelas correntes costeiras está associada a maior velocidade orbital de fundo resultante da ação das ondas. Neste aspecto, no sentido de avaliar a região da costa onde a ação das correntes seria mais intensa, a Figura 38 apresenta os valores de velocidade orbital de fundo, com base na simulação do evento de SSO de 05/2001 e nos valores da Tabela 7. Observa-se que as maiores velocidades orbitais de fundo encontram-se de fato nas regiões mais proximais da costa, e são função da altura de onda, período e topografia de fundo. Greenwood & Sherman (1984) a partir do fundeio de sensores de movimento em praia dissipativa na costa da Baía de Nottawasaga, Canadá, encontraram as maiores velocidades orbitais a uma distância de 40m da linha de costa, com valores de até 1,5m/s em evento de tempestade de inverno. Parente *et al.* (2014) observaram deriva sentido

N/NE em profundidades de aproximadamente -10m na região de frente a Cabiúnas (Macaé) em evento de tempestade de S de agosto de 1992.

Em águas rasas as velocidades de fundo variaram entre 0.8 e 1.6 m/s sendo as maiores velocidades encontradas na região próxima à estação Saquarema (I) e estação Macaé (IV) (Figura 38). A partir do modelo proposto por Komar & Miller (1973), velocidades orbitais de 0.8 m/s associadas a períodos de 10s são suficientes para movimentar sedimentos de até 5 mm (seixo). Tendo em vista que a granulometria da antepraia do litoral sul é formada predominantemente por areia média/fina, velocidades orbitais de 0.1 m/s já seriam suficientes para suspender os sedimentos.

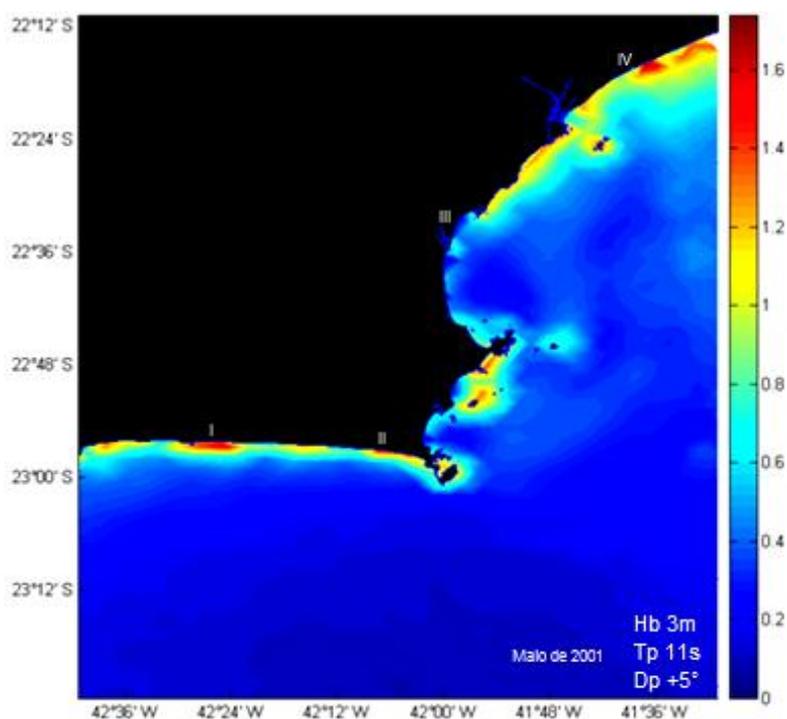
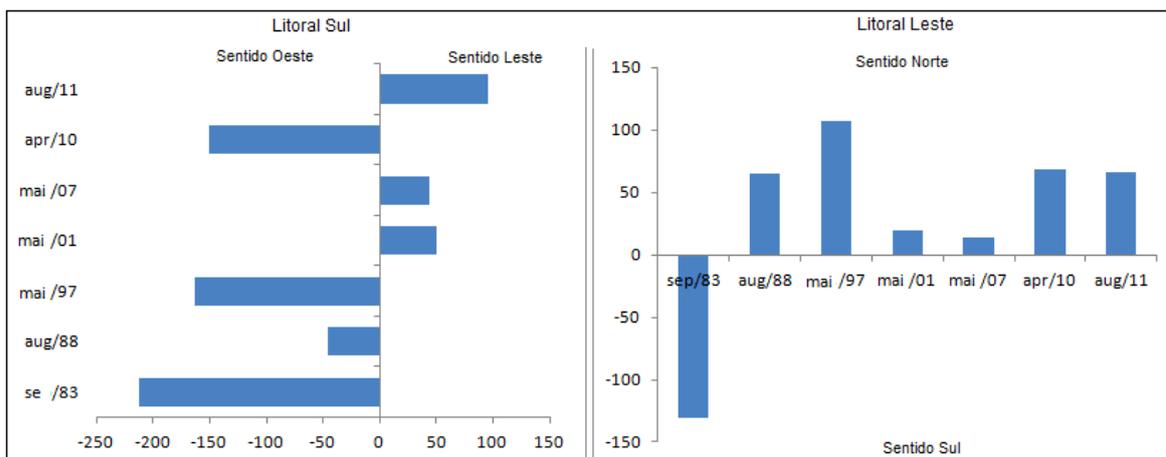


Figura 38: Velocidade orbital de fundo (m/s) no litoral sudeste do Rio de Janeiro a partir de simulação do evento de SSO de maio de 2001. Destaca-se as maiores velocidades nas áreas mais expostas da costa, o que pode ser um indicativo da formação de *hotspots* erosivos no litoral. I,II,III e IV são as estações topográficas de referência, conforme Figura 8.

O mesmo ocorre no setor leste, mesmo com maior granulometria na antepraia. Adicionalmente, Komar & Miller (*Op.cit*) demonstraram que ondas se aproximando da costa com alturas de 3m e períodos de 15s são capazes de movimentar areias médias a uma profundidade de 60m. Os valores demonstrados a partir da Figura 38 indicam um significativo potencial de movimentação de sedimentos na região da antepraia causado por eventos de tempestade. Cálculos de velocidade das correntes longitudinais seriam substancialmente complementares aos resultados aqui encontrados.

Com base nas alturas de onda e no ângulo gerado a partir da propagação para águas rasas foi possível estimar a taxa e a direção do transporte longitudinal de sedimentos resultante dos eventos de tempestade. Os eventos de 08/1983, 08/1988, 05/1997 e 04/2010 resultaram em deriva sentido O no alinhamento sul e N no leste, enquanto os de 05/2001, 05/2007 e 08/2011 originaram deriva sentido E no litoral sul, mas sentido N no litoral leste, embora a refração das ondas de sul do cabo Búzios favoreça um alinhamento ortogonal das ondas à costa no embaiamento do rio São João (Figura 39).



**Figura 39: Sentido e taxa ( $m^3 \times 10^3 / dia$ ) do transporte longitudinal potencial em relação aos eventos de tempestade no litoral sul e leste. Valores negativos indicam sentido O e S, respectivamente. O gráfico apresenta o montante total do volume transportado em relação ao total de horas de cada evento.**

Em relação às taxas de transporte de sedimentos, o litoral sul apresentou os maiores valores, provavelmente em consequência das maiores alturas de onda, embora o setor leste tenha apresentado os maiores ângulos de incidência em águas rasas (Tabela 7). O resultado aponta para a discussão sobre a maior influência da altura de onda em relação ao ângulo de incidência no que se refere à deriva longitudinal, haja vista que o modelo de transporte (Komar, 1983) considera a função quadrática da altura de onda, mas polinomial de segunda ordem para o ângulo de incidência.

Os eventos de 1983, 1997 e 2010 apresentaram os maiores valores de transporte total, respectivamente -211,000 e -162,000 e -150,000  $m^3$  por evento, enquanto 1988, 2001 e 2007 apresentaram os menores valores, -46,000, + 50,000 e + 44,000  $m^3$ /evento. Muehe & Corrêa (1989) a partir de observações de campo no alinhamento da Massambaba, litoral sul, encontraram o total de -56,000  $m^3$  de sedimentos transportados em 15 dias de inverno de 1985. Para o verão, os autores encontraram o total de -96,000  $m^3$  para 10 dias de análise. Machado (2010) estudando a dinâmica de praia do segmento litorâneo do Parque de Jurubatiba, litoral leste, detectou volume de transporte de + 98,000  $m^3$ /dia em eventos

provenientes de S-SO na estação de inverno, resultado similar aos valores encontrados neste trabalho, como por exemplo + 100,000m<sup>3</sup> no evento de maio de 1997 (Figura 39). Na mesma medida, Cassar & Neves (1993) *apud* Muehe *et al.* (no prelo), em referência ao litoral mais ao norte do RJ, observaram valores de deriva de + 6,000 m<sup>3</sup>/dia na estação de inverno.

Os eventos de 1988, 2001 e 2007, em particular, demonstraram volumes mais discretos de transporte longitudinal se comparados aos demais eventos, conforme já exposto nesta discussão. Isto está provavelmente relacionado ao ângulo de incidência das ondas nestes eventos, sobretudo em relação ao litoral sul, onde as ondulações se aproximaram com ângulos quase normais à linha de costa. Neste aspecto, Longuet-Higgins & Stewart (1964) demonstraram através do conceito de fluxo de excesso de momento (*radiation stress*) que ondas que se aproximam da costa em ângulos normais tendem a induzir o empilhamento (*setup*) e intensificação de fluxo de momento sentido costa afora, o que resulta em predomínio do fluxo transversal de sedimentos do que longitudinal.

Para a verificação da ocorrência deste processo no litoral em estudo, a Figura 40 representa o fluxo de *momentum* residual (*radiation stress*) originado pelo evento de 2001 no litoral sul, no qual pode ser observado o predomínio em magnitude (tamanho do vetor) e direção do fluxo excessivo na zona de surfe de frente à restinga da Massambaba, o que é indicativo da forte componente transversal do fluxo. A influência do transporte transversal pode ser confirmada pela presença de cúspides praias e correntes de retorno ao longo do alinhamento Saquarema - Cabo Frio (Figura 41). No mesmo sentido, Muehe (1998) observou desenvolvimento de banco arenoso localizado a cerca de 300m (costa afora) da praia e com altura de 1,5m e largura de 250m, o que reafirma a hipótese.

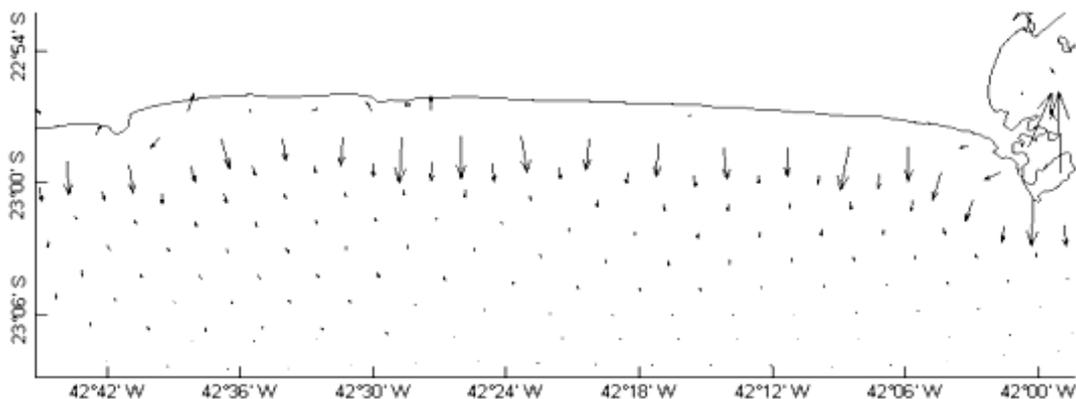


Figura 40: Fluxo de excesso de momento (*radiation stress*,  $N/m^2$ ) originado pelo ângulo quase normal de incidência das ondas durante o evento de maio de 2001 (SSO). O tamanho do vetor é proporcional à magnitude do fluxo. O excesso de momento é grande indutor da formação de correntes costeiras.



Figura 41: Imagem de segmento do litoral sul demonstrando a formação de correntes transversais a partir da análise visual de sedimentos em suspensão. A imagem demonstra o potencial de fluxo transversal originado a partir de ondas em aproximação ortogonal à linha de costa.

Extrapolando a discussão para todo o clima de tempestades identificado, observou-se que, como discutido na seção 5.2, 70% dos 228 eventos identificados apresentaram direção de incidência entre  $175-195^\circ$  (SSE-SSO), isto é, representativos de condições semelhantes às demonstradas na Figura 40. Quanto ao eixo longitudinal, 19% dos eventos foram provenientes de  $196-210^\circ$  (SO), o que sugere potencial de transporte semelhante às identificadas para o evento de 2007. Tempestades de SE ( $135-174^\circ$ ) representaram 11% dos casos, simuladas pelos eventos de 1983, 1988 e 2010.

Deste modo, há aparentemente um padrão predominante de transporte transversal no litoral sul, sentido transversal, e para o litoral leste, sentido N/NE, do ponto de vista dos eventos de tempestade. No litoral sul, as alturas de onda apresentaram valores semelhantes em águas rasas, tanto em relação aos eventos de SO quanto de SE, embora, como visto na seção 5.2.1, tempestades de SE apresentem maior intensidade média por evento. Partindo-se desta premissa, o que condiciona as taxas de transporte no sul é o ângulo de

aproximação das ortogonais, que como visto, é ligeiramente maior nas situações de SE (Tabela 7). Isto em alguma medida poderia compensar a menor frequência de SE (11%) em relação à SO (19%) no que diz respeito à competência total do fluxo, resultando, preliminarmente, em equilíbrio ou bimodalidade do transporte longitudinal no sul.

A partir dos resultados pode-se inferir que as tempestades identificadas: maio 1997 (T289), abril 2010 (T150) e 1983 (T30), todas com forte componente SE, transportaram, por dia no litoral sul, sentido W, aproximadamente o volume total encontrado por Muehe & Corrêa (1989) em 15 dias de inverno no litoral sul, ou aproximadamente 10x o volume diário de inverno sugerido por Corrêa & Neves (1993). Isto indica que, do ponto de vista de correntes induzidas por ondas de tempestade, o transporte sentido O sobressai sobre E, e destaca a importância de eventos extremos como modeladores da costa e redistribuidores de sedimentos.

#### *5.3.1.1 Contribuições sobre a evolução do cordão litorâneo da restinga da Massambaba, do ponto de vista da frequência das correntes costeiras*

Na rica contribuição de Lamego (1940) para o entendimento da evolução das restingas e lagunas do litoral fluminense, o autor adota como o principal mecanismo de formação dos pontais a deriva longitudinal predominantemente de oeste para leste, a partir da intensificação da competência das correntes provenientes de tempestades de SO. No entanto, do ponto de vista das correntes costeiras, observou-se no presente trabalho que a maioria dos eventos de alta energia é proveniente de SSE-SSO e alcança a antepraia do alinhamento da Massambaba com ângulos aproximadamente normais a linha de costa, o que sugere predomínio de correntes sentido costa afora à longitudinal como discutido a partir da Figura 39. Além disso, observou-se que entre os eventos mais energéticos, o predomínio foi de transporte sentido O, com maiores volumes transportados se comparados ao volume de transporte sentido E. Os maiores ângulos de aproximação de ondas encontrados para o alinhamento da Massambaba no litoral sul foram provenientes de eventos de SE, entre  $-5$  e  $-40^\circ$ , enquanto para eventos de sul, o intervalo foi de  $0$  a  $5^\circ$ . Deste modo, de fato parece pouco provável que a deriva sentido leste tenha sido o principal mecanismo para a formação do cordão da Massambaba.

A inadequação do modelo proposto por Lamego (1940) já foi salientada nos trabalhos de Muehe & Corrêa (1989), Coe Neto (1984) e nos trabalhos de Turcq *et al.* (1999), quando as oscilações do nível do mar passaram a ser consideradas como o principal processo evolutivo dos cordões, a partir das transgressões marinhas do

pleistoceno e holoceno. A constatação das idades diferenciadas entre os dois cordões formadores da restinga, isto é, o mais interno pleistocênico, enquanto o externo, de frente ao mar, holocênico, reforça a influência das variações de nível marinho como mecanismo de formação dos cordões. Reis *et al.* (2013) analisando dados de sísmica de reflexão na plataforma da bacia de Santos sugerem um grande suprimento sedimentar sentido plataforma no pleistoceno tardio, o que em certa medida é premissa oposta à ideia corrente de déficit sedimentar neste período. Os autores apontam para a possível contribuição da drenagem secundária no estoque sedimentar da região à época.

Schwab *et al.* (2013) estudando a formação de duplo cordão litorâneo tipo ilha barreira a partir de análises sísmicas na plataforma interna em Coconut Creek, Florida, sugeriram que os cordões foram formados pela integração dos processos de migração *onshore* de sedimentos holocênicos com posterior redistribuição longitudinal a partir da deriva litorânea. Um estudo mais detalhado incluindo métodos de datação dos arenitos da Massambaba com a hipótese do suprimento sedimentar secundário poderia elucidar melhor a relação destes eventos com a formação dos cordões da Massambaba. Do ponto de vista deste trabalho, os resultados permitem reforçar que o fluxo transversal no alinhamento da Massambaba é agente de significativa influência nos processos costeiros da região, e neste aspecto estaria em sintonia com os modelos correntes de evolução de cordões litorâneos do tipo ilha barreira.

### **5.3. Avaliação do impacto na costa a partir do clima de ondas**

#### *5.3.1 Correlação temporal entre a variação da altura de ondas e a variação do volume dos perfis (tempo de resposta)*

A Figura 42 apresenta as porcentagens de correlação linear entre os diversos instantes de altura de onda e a variação do volume dos perfis. A hipótese nula foi rejeitada ( $p < 0.05$ ) para praticamente todos os instantes da estação Arraial do Cabo e em parte das estações Barra de São João e Macaé. Para a estação Saquarema não foi claramente encontrado valores de  $P$  suficientes para rejeitar a hipótese. A rejeição da hipótese nula reforça que os valores de correlação linear encontrados entre a variação da altura de ondas e a variação do volume dos perfis não foram puramente aleatórios.

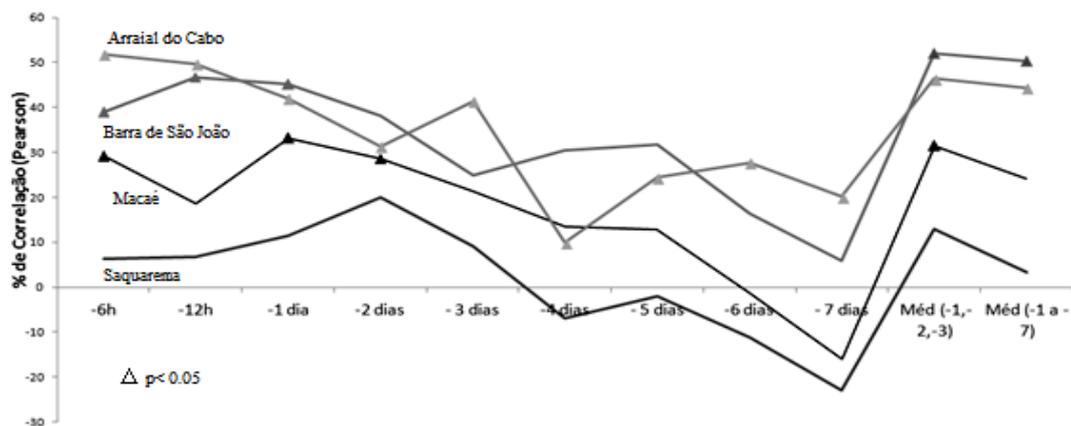


Figura 42: Correlação entre a variação no clima de ondas do NWW3 e variações nos volumes dos perfis de praia analisados na área de estudo. No eixo horizontal, os instantes avaliados. No vertical, os valores de correlação. Valores positivos no gráfico indicam correlação inversa. O símbolo  $\Delta$  indica  $p$ -value  $< 0,05$ .

Os resultados encontrados demonstraram, em termos gerais, boa correlação linear inversa entre a variação da altura de onda e variação de volume do perfil, isto é, quanto maior a altura de onda, menor o volume encontrado, para as quatro estações do litoral avaliado, com valores menos significativos para o ponto Saquarema. Os valores máximos de correlação foram encontrados no ponto de Arraial do Cabo (51%) para o instante (-6h), e na praia de Barra de São João (52%) no instante 'média entre os três dias antecedentes' à medição do perfil (méd -1,-2,-3). Este último instante foi o que representou a melhor correlação entre os quatro pontos avaliados, apresentando  $p < 0,05$  e valores acima de 30% para todas as estações, exceto Saquarema. Isto significa que a variação dos valores de altura de onda a cada 6h antecedentes da hora da medição do perfil, representam satisfatoriamente a variação do volume deste perfil. O mesmo ocorre para o valor médio dos três dias antecedentes.

O instante (-1dia) também apresentou boa correlação inversa para as praias de Arraial do Cabo, Macaé e Barra de São João, com valores também acima de 30%. Capó *et al.* (2009) em análises de campo observaram início das perdas de volume do perfil praiial com 1 dia de defasagem a partir do início da diminuição da energia de ondas.

Valores negativos foram observados para as praias de Saquarema (-22%) e Macaé (-16%). Os valores negativos encontrados, embora com menor significância, podem sugerir uma correlação diretamente proporcional entre aumento de altura de ondas e aumento de volume. Isto foi apontado por Muehe e Valentini (1998) para a praia de Macaé, quando os autores notaram aumento de volume de sedimentos nos primeiros dias da tempestade no inverno de 1997.

Os resultados obtidos sugerem uma relação direta e em certa medida linear entre o incremento da altura de ondas e a perda de volume do perfil de praia, bem como a recuperação deste volume com a diminuição da energia, na escala de curto prazo. Não foi claramente detectado um padrão diferenciado para praias do alinhamento sul ou leste. A estação de Arraial do Cabo demonstrou valores substancialmente diferentes do ponto Saquarema, ambos dispostos no alinhamento do litoral sul, o que pressupõe a interferência do transporte longitudinal atuando predominantemente sentido O sobre o tempo de resposta da morfologia dos perfis. Isto poderia justificar o padrão praticamente inverso entre as praias de Arraial do Cabo e Saquarema, principalmente entre os instantes -6dias e -4dias. Uma possível interpretação seria a alta correlação inversa do ponto Arraial do Cabo no instante -7 e -6dias pela chegada de frente fria de SE. Ondas mais altas tenderiam a diminuir o volume da estação, o que justificaria a alta correlação inversa, e por deriva, maior volume seria depositado no ponto Saquarema, que apresentou correlação positiva nos instantes -5 e -6 dias, portanto, com 1 dia de defasagem. Entre o ponto Barra de São João e Macaé foi observada uma melhor proporção entre as variações, com elevadas correlações entre os instantes (-6h) até (-1 dia).

A discussão acima buscou contribuir, em primeira instância, para a busca da metodologia mais adequada de utilização de dados de modelos numéricos globais, através da análise das correlações lineares entre os parâmetros de onda e os volumes dos perfis. Os dados do NWW3 têm sido frequentemente utilizados como condições de contorno em modelagem de águas rasas e na caracterização do clima de ondas regional, o que torna válida a tentativa de encontrar a mais adequada forma de utilização, e adicionalmente, uma forma de validação de sua coerência. No presente trabalho foi possível inferir uma relação razoável entre a variação da altura de ondas e as variações de volume do perfil, haja vista os resultados encontrados de até 51% para instantes similares aos verificados em análises de campo. No entanto, é evidente que a complexidade dos processos e das variáveis que atuam na dinâmica costeira não se limitam a altura de ondas e variações de volume. Os resultados devem ser interpretados como uma ideia da influência das ondas na dinâmica de praia de curto prazo.

Por fim, sugere-se a utilização dos instantes (-6h) e a média dos três dias antecedentes (média -1,-2,-3) como critério de simulações de energia de ondas para análise da morfodinâmica utilizando-se o NWW3.

### 5.3.2 Impactos costeiros induzidos pelo clima de ondas

Com base nos resultados encontrados na seção 5.3.1, optou-se por utilizar como valor base para comparação da altura de ondas o instante [med -1-2-3] com posterior propagação de seu comportamento para águas rasas.

#### 5.3.2.1 Alinhamento Sul

A Figura 43 apresenta o comportamento do volume praial em relação a variação da altura de ondas em águas rasas e os eventos de tempestade para o litoral sul. O critério da altura de onda teve por base os resultados da seção anterior, e neste aspecto, foi escolhido o instante méd (-1,-2,-3) para a interpretação dos resultados.

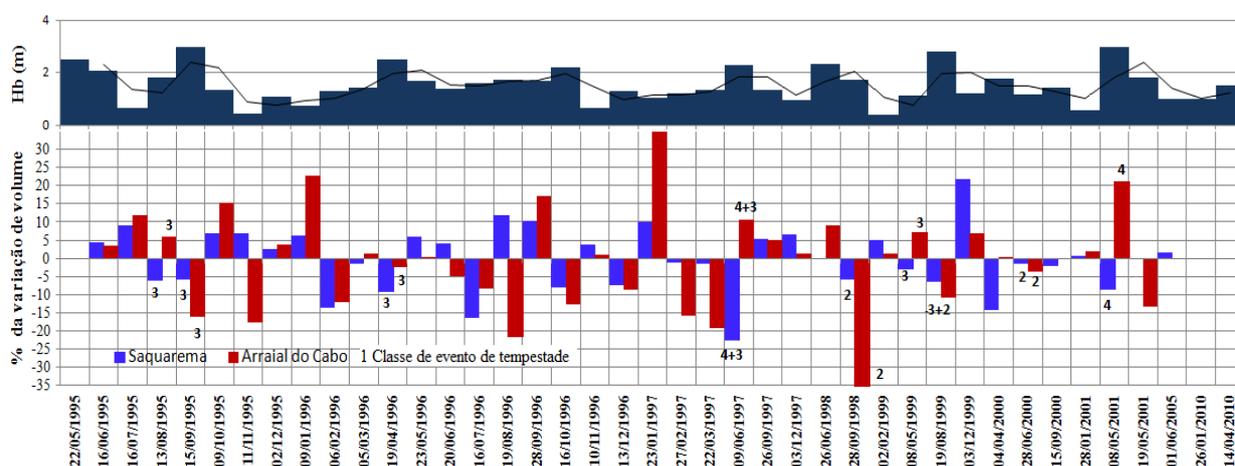


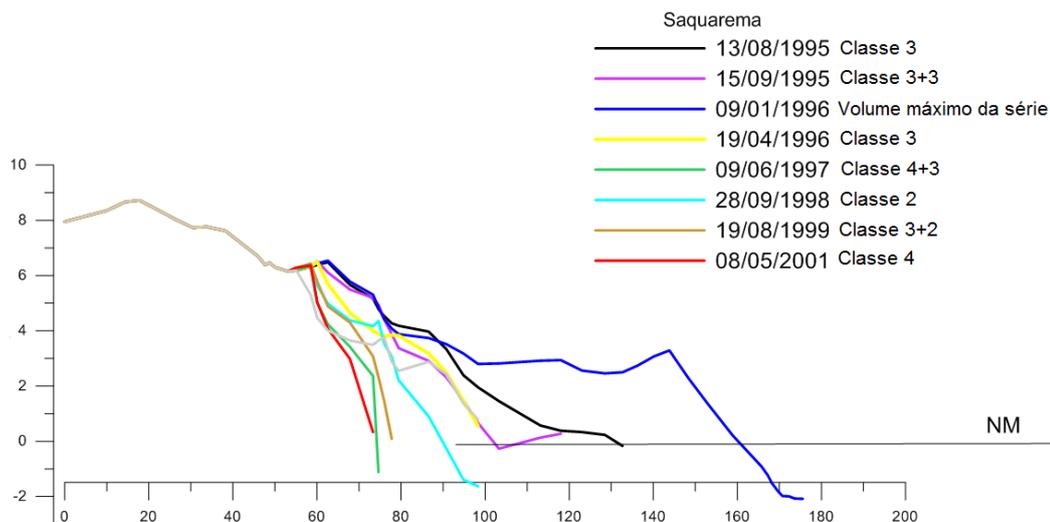
Figura 43: Variação de volume dos perfis das praias de Saquarema e Arraial do Cabo, em relação ao clima de ondas e aos eventos de tempestade detectados. Os eventos de tempestade identificados na série dos perfis estão assinalados com o número da Classe de intensidade segundo o SPI (Dolan & Davis, 1992). O sinal + representa o agrupamento de duas tempestades consecutivas próximas as datas de medição dos perfis.

Observa-se em primeira análise que entre as datas dos perfis as ondas aproximaram-se do alinhamento sul com valores entre 0,5 e 3m. Ambos os perfis responderam, em termos gerais, com perda de volume ao incremento da altura de ondas, haja vista os valores de correlação encontrados na seção 5.3.1. Ondas de tempestade apresentaram valores entre 1,8 e 3m e causaram erosão em ambos os perfis, Saquarema e Arraial do Cabo. Exceção foi encontrada no evento de 06/1997 e 05/2001 na estação Arraial, quando foi observada deposição. Observou-se que ondas mais altas causam perdas de volume, mas as taxas de erosão não seguiram a ordem da magnitude, o que evidentemente é resultado das demais variáveis atuantes no processo. No entanto, tempestades Classe 4 aparentemente causaram maior erosão, quando foram registrados inúmeros danos e prejuízos econômicos na orla de

Maricá e Saquarema (Lins-de-Barros, 2005) e quando foram observadas situações de transposição do espriamento das ondas sob o cordão litorâneo (Muehe *et al.*, no prelo).

As variações de volume da estação Saquarema apresentaram valores entre  $\pm 10\%$ , de maneira geral, de acordo com a sazonalidade. Pico de erosão foi observado em evento de junho de 1997 (Classe 4+3, -22%) e pico de deposição em dezembro de 1999 (+22%). As perdas e ganhos e o tempo de recomposição do volume ao longo da série sugerem resiliência, como apontado por Muehe (2011), sazonalmente condicionada. A Figura 44 demonstra as variações do perfil em tempestades e em relação ao volume máximo observado da série para fins de comparação (100%).

A largura da praia emersa nos eventos de tempestade variou entre 130 a 70m, sendo que a maior largura observada em situações de bom tempo foi 180m (Figura 44). Os eventos de tempestade frequentemente escarpam a região do pós-praia, como também demonstrado na Figura 45, em evento Classe 4 (T150) de 2010. Através da imagem é possível avaliar a intensidade do escarpamento do pós-praia com apenas um dia de evento.



**Figura 44:** Perfis topográficos em situações de tempestade do ponto Saquarema (I) com destaque para o levantamento de maior volume 01/1996 e o mais erosivo, em evento de tempestade Classe 4 de 05/01. O símbolo "+" indica que o levantamento foi realizado em situação de agrupamento de tempestades (*storm clustering*).



**Figura 45:** Fotografias tiradas por moradores de Saquarema durante o evento de tempestade de abril de 2010 (SE), Fonte: <http://vilaturonline.com.br/>. Em uma aproximação mais ousada, poderia-se observar a direção do vento através da biruta na imagem, que de predominantemente S (imagem menor) passa para ESE (imagem maior).

O volume residual para a estação Saquarema ao longo de toda a série foi de -10%, o que sugere uma tendência erosiva pelo menos de médio prazo. Porém, uma vez que os levantamentos não seguiram uma amostragem exatamente mensal, mas muitas vezes sazonal de inverno, é possível que este resultado residual esteja tendencioso. Para a verificação de uma tendência mais acurada, a análise de volume residual entre as datas dos perfis de maio de 1995 e março de 1997, nas quais os monitoramentos foram mensalmente contínuos, demonstrou resultante de +11% na estação, o que representa tendência de acúmulo sedimentar e ainda evidencia a importância da escala temporal da observação na interpretação de dados ambientais, assim como a importância do monitoramento mensal de perfis de praia para análises mais conclusivas.

Na estação Arraial do Cabo (Figura 43), o perfil apresentou variação média de  $\pm 20\%$ , de acordo com a variação da altura de ondas. Picos de deposição e erosão foram detectados ao longo da série, notadamente na deposição de 01/1997 (+40%) e na erosão de 09/1998 (-40%), a partir de tempestade Classe 2. Os eventos de tempestade novamente apresentaram recuo da escarpa da pós praia e duna frontal.

Na Figura 46, nota-se que a variação da largura da praia nos eventos de tempestade foi entre 40 e 95m, que está relacionada a sua mobilidade, sendo que a maior largura observada em condições de tempo bom foi de 110m. O volume residual ao longo de toda a série foi de -20%, enquanto ao longo do monitoramento contínuo foi de -16%, o que neste caso sugere uma tendência erosiva pelo menos de médio prazo.

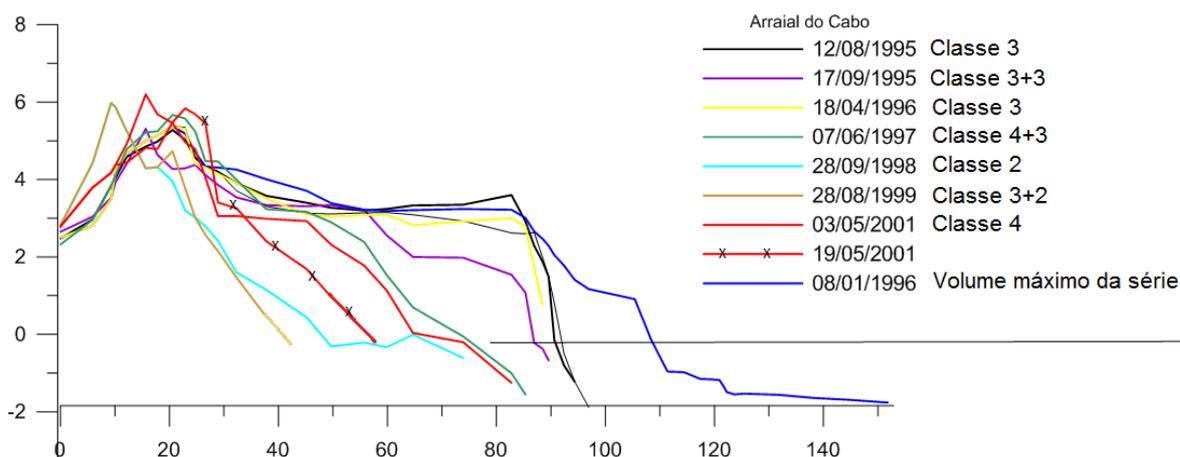


Figura 46: Perfis de tempestade da estação Arraial do Cabo, com destaque para o maior volume da série (8/01/1996), e o menor, em agrupamentos de tempestade em agosto de 1999. O símbolo "+" representa que o levantamento foi realizado em situação de agrupamento de tempestades (*storm clustering*).

A observação dos perfis na Figura 46 permite verificar que não apenas a face e a berma praial variaram, mas também a crista da duna frontal. Neste sentido, a variação do volume da duna está diretamente relacionada à incidência de ventos, sobretudo os provenientes de NE, e não exclusivamente a uma resposta morfodinâmica aos eventos de tempestades marinhas. Isto pode ter interferido na quantificação da variação total do volume dos perfis, em termos numéricos. No entanto, como visto na Figura, a variação do volume da duna seguiu, em termos gerais, a mesma tendência da variação da face e berma praias, mesmo em resposta a forçantes distintas, o que pressupõe que os valores de variação de volume calculados ainda representam a tendência da variação, para mais ou para menos.

Em uma análise comparativa entre as duas estações, Muehe & Corrêa (1989) em levantamentos de perfil de praia nos pontos Saquarema e Arraial do Cabo durante tempestade de Classe 4 (T100) de agosto de 1988 (Tabela 7; Figura 33) perceberam erosão pronunciada em ambos os pontos do litoral, mas notaram também início de um processo de acumulação no ponto Saquarema, aproximadamente 10 dias após o pico do evento. Tal observação está de acordo com os resultados mostrados na Figura 39, na qual pode-se observar o potencial de transporte longitudinal de sedimentos sentido W, haja vista a suave inclinação para SE das ortogonais de ondas. Isto contribui para a hipótese da importância das tempestades como redistribuidoras de sedimentos na costa. No evento Classe 4 (T289) de maio/junho de 1997, o perfil Saquarema erodiu em -22% seu volume emerso, enquanto o perfil Arraial apresentou deposição de +10% de volume. Neste evento a direção predominante de deriva foi sentido O, em decorrência do ângulo de incidência (162°). A

diferenças de volume neste caso podem estar relacionadas a zona de sombreamento gerado pelo promontório de Cabo Frio da qual o perfil Arraial sofre influencia em relação a eventos de SE, conforme também observado por Muehe *et al.* (no prelo).

Particularmente em relação a tempestade Classe 4 de 8/05/2001 (T50), o ponto Arraial apresentou deposição de aproximadamente 20%, o que seria coerente com o transporte longitudinal sentido E de +40,000 m<sup>3</sup> calculado na Figura 38, haja vista ser evento predominantemente de SSO. No entanto, em 19/05/2001, uma semana após o evento, o perfil apresentou perda de aproximadamente -20%.

Em evento Classe 3 (T8) de 1999, o ponto Saquarema apresentou erosão de -6%, enquanto o perfil Arraial, deposição de +6%. A direção predominante do evento foi SSO (195°), a qual seria responsável pela formação de deriva longitudinal sentido E, conforme também sugerido pela Figura 39, o que comprova em certa medida os volumes de transporte calculados.

Outro ponto que chama atenção é que a maior perda de volume observada no perfil de Arraial (-40%) ocorreu em tempestade Classe 2 (T2,5), em setembro de 1998, predominantemente de SE (145°), o que suscita a discussão para a importância de outros fatores indutores de erosão, como efeito de maré e estado antecedente do perfil, conforme aponta Wright *et al.* (1985). Neste aspecto, embora não tenha havido levantamento de perfil na data, um evento Classe 3 predominantemente de SSO havia ocorrido ao final de agosto, vinte dias antes, o que provavelmente iniciou um cenário erosivo em ambos os pontos do litoral sul, destacadamente na região mais a E.

Muehe & Corrêa (1989) e Muehe (2011), em análise morfodinâmica no alinhamento da Massamababa, observaram que o perfil Arraial apresentou menor acumulação de sedimentos do que Saquarema, a partir de levantamentos no inverno de 1985, quando predominaram eventos de SE. Os autores atribuem a variação à formação de deriva longitudinal sentido W. De fato, neste trabalho também foram detectadas diferenças entre as duas estações, com boa relação da morfologia das praias com a direção predominante de deriva. Tendo em vista que os eventos de tempestade que se aproximam da costa com maiores ângulos são predominantemente de SE e SSE, é possível sugerir que o ponto Arraial do Cabo apresenta uma tendência erosiva do ponto de vista das ondas de tempestade, o que confirma o sugerido por Muehe & Corrêa (1989) quanto à vulnerabilidade no ponto. Os valores residuais da série contínua de perfis, de +11% para Saquarema e -16% para o ponto Arraial, também contribuem para tal hipótese. Por outro

lado, o efeito de abrigo originado pela refração no promontório Cabo Frio tende a suavizar o efeito do déficit sedimentar de Arraial do Cabo (Figura 33).

Em relação a variação da morfologia comparada entre os perfis subaéreos das estações do alinhamento sul, a migração das barras submersas da antepraia exercem importante função. Komar (1976) destaca que quando feições de barras rítmicas estão presentes (*rhythmic topography*) a topografia do perfil de praia será plenamente dependente da posição da estação do perfil em relação à morfologia das barras. Neste sentido, Guervais et al. (2013), investigando através do sistema LIDAR a variação da morfologia de barras rítmicas em eventos de tempestade na costa francesa, observaram que a variação da morfologia subaérea foi determinada pela migração longitudinal das cristas das cúspides submersas em relação às diferentes estações amostrais.

No sentido de verificar a participação das feições submersas na morfologia do alinhamento sul, a Figura 47 demonstra a potencial posição da barra rítmica a partir da dissipação de energia de ondas encontrada em função da topografia no evento de tempestade de maio de 2001.

A partir da Figura 47, é possível sugerir que há formação de bancos rítmicos na região submersa em eventos de tempestade, e que tais feições são influenciadoras do comportamento da morfologia das praias em estudo. Egorov (1951) *apud* Komar (1976) encontrou migração longitudinal de barras rítmicas de 30m em 24 horas, enquanto Guervais *et al.* (2013) encontrou migração média anual de até 1km. A Figura 47 também demonstra as diferenças na dissipação de energia, onde se pode observar maior dissipação na região central do arco praial. Uma possível relação entre a morfologia submersa observada na modelagem e a presença de arenitos de praia (*beach rocks*) é sugestiva para futuros trabalhos.

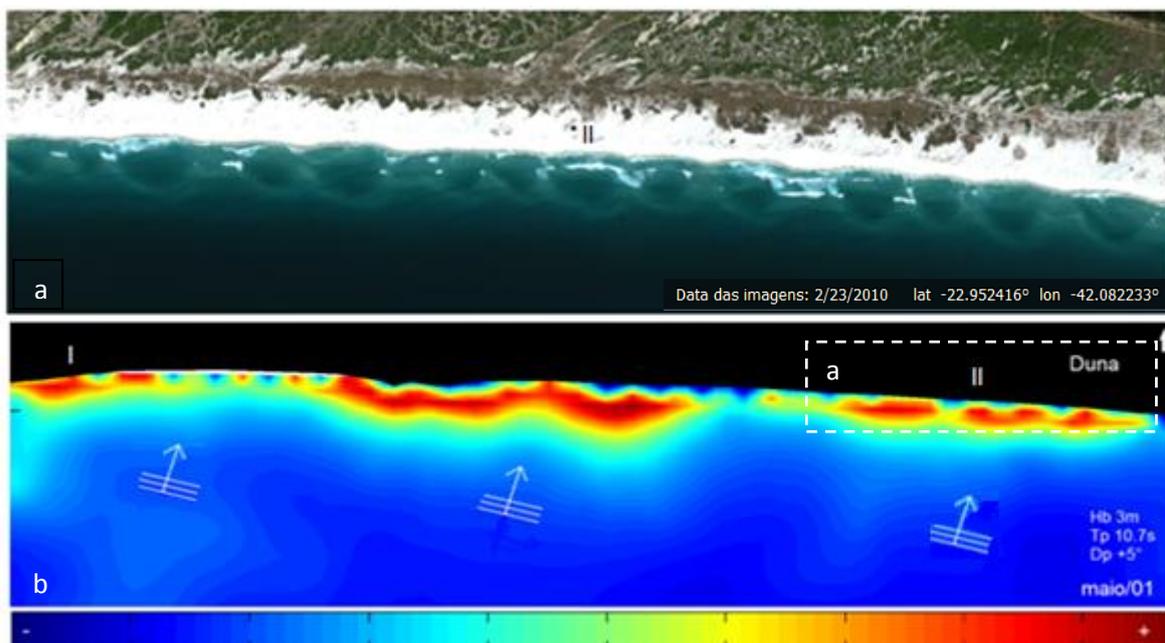


Figura 47: Identificação da morfologia de barras rítmicas, a partir de modelagem computacional do parâmetro dissipação de energia com o fundo ( $N/m^2$ ) (47b), formadas a partir do evento de tempestade de maio de 2001. Acima, (47a) imagem Google Earth evidenciando a presença de barras rítmicas na antepraia. Do azul escuro para o vermelho representam da menor para maior dissipação, e apresenta relação direta com a topografia de fundo, a partir de batimetria de alta resolução. I e II são as estações amostrais, respectivamente Saquarema e Arraial do Cabo.

### 5.3.2.2 Alinhamento leste

A Figura 48 apresenta a relação do volume dos perfis praias em relação ao clima de ondas. As alturas de onda obtidas para as datas dos perfis variaram entre 0,3 e 2m, inclusive em eventos de tempestade.

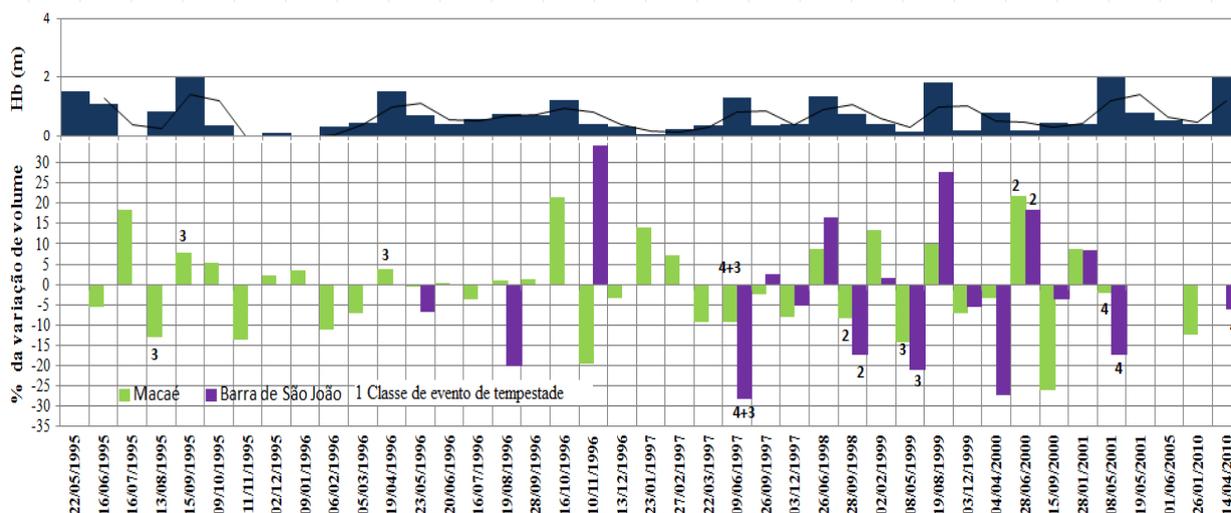


Figura 48: Relação entre a variação do volume dos perfis dos pontos Barra de São João e Macaé e o clima de ondas (Hb), com destaque para os eventos de tempestade destacados pela Classe de magnitude segundo SPI.

O perfil de Barra de São João apresentou elevada variação de volume, com picos de deposição de até +35% e erosão de -25%. A estação mostrou-se suscetível aos eventos de

tempestade, mesmo apresentando menores alturas de onda, como no caso dos eventos de 1997, 1998 e 1999 (Tabela 9), quando apresentou perdas de volume entre -15 até -25%. Por outro lado, o perfil demonstrou deposição significativa no evento de agosto de 1999. O fato de tratar-se de região embaiada que recebe influência de desembocadura fluvial é indicativo das demais condições que determinam a dinâmica sedimentar da praia. A Figura 49 apresenta os perfis de tempestade da estação, nos quais se pode observar que a largura da praia variou entre 15 e 33m nos eventos, sendo a maior largura observada em novembro de 1996, de aproximadamente 37m.

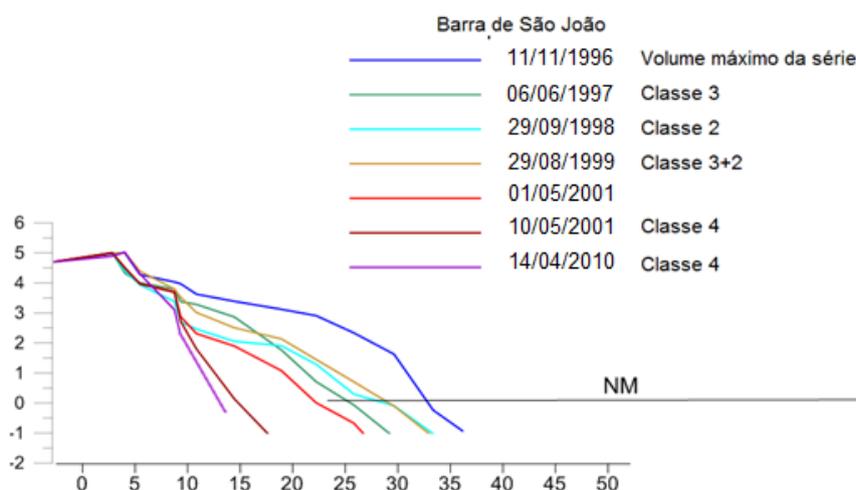


Figura 49: Perfis de praia dos pontos a) Barra de São João e b) Macaé em relação aos eventos mais erosivos do perfil e seu maior volume (100%).

O perfil Macaé apresentou variação média de volume de  $\pm 15\%$ , com picos erosivos de até -25% nos eventos de tempestade. Em vias gerais, o perfil apresentou comportamento erosivo nos meses de primavera e verão, como observado nos perfis de novembro de 1995, fevereiro de 1995, março de 1996, novembro de 1996 e março de 1997 (Figura 48), o que pode estar relacionado com a maior energia de ondas observada para o litoral leste nas estações de verão e primavera, conforme mostrado na Figura 21. Isto pode ser reforçado a partir da maior erosão demonstrada no perfil, de setembro de 2000. Foram observadas também situações de deposição em meses de outono e inverno, como em julho de 1995, outubro de 1996 e junho de 2000. Tal como observado nas Figuras (32 e 36) os eventos de S e SSO chegam refratados e com menor energia de ondas no litoral leste, o que possivelmente está relacionado às menores variações de volume nos meses de inverno. Particularmente quanto ao evento Classe 2 ( $179^\circ$ ), que causou suave erosão nos perfis do alinhamento sul, este resultou em deposição de aproximadamente +20% nos perfis leste, o que pode estar relacionada a potencial deriva sentido NE.

A estação apresentou variação da largura da praia em tempestades entre 35 e 55m, sendo 60m a maior largura. É possível inferir que o escarpamento da pós-praia variou em aproximadamente 2m de altura.

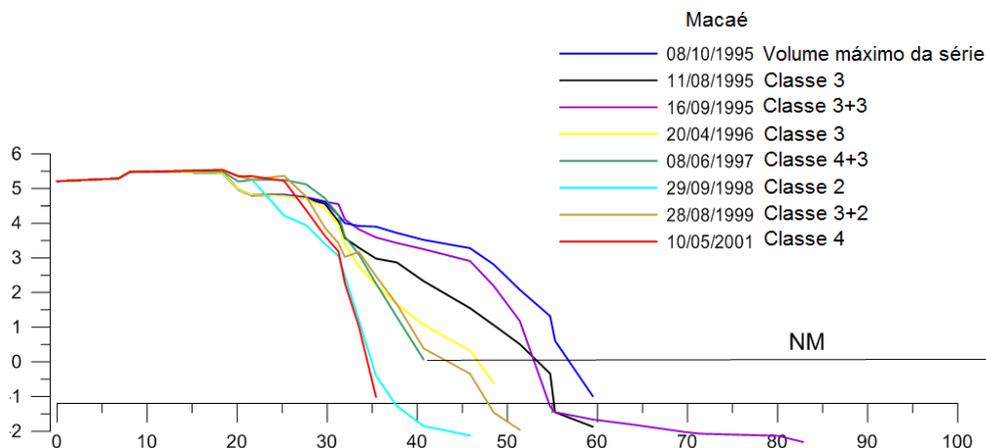


Figura 50: Perfis de praia em tempestades da estação Macaé, em relação ao perfil mais largo da série.

De forma peculiar, ambos os pontos da costa leste apresentaram boa resiliência morfológica, como pode ser observado entre os ciclos de deposição e erosão mostrados na Figura 48, notadamente a partir de 12/1997 até 01/2001, quando as oscilações positivas e negativas de volume ocorreram de forma mais expressiva. Chama atenção o fato observado entre dois eventos consecutivos de tempestade registrados, maio de 99 e agosto de 99. No primeiro, ambos os perfis apresentaram perda de volume de até -20% enquanto no segundo caso, o montante foi completamente recuperado. Uma análise em maior detalhe dos eventos indica o predomínio de ondulações vindas de S ( $192^\circ$ ) para o primeiro caso, e posteriormente, no segundo evento, o deslocamento de  $15^\circ$  para SO ( $204^\circ$ ). Este processo de rápida recuperação foi também observado por Fuccella & Dolan (1996) após tempestade em praias intermediárias na costa leste dos EUA, com valores de perda e recuperação de até 50% do volume do perfil emerso.

Em relação ao evento Classe 4 (T100) de agosto de 1988 (Figuras 34, 36), Albino & Muehe (1991) *apud* Muehe & Valentini (1998) observaram um recuo da linha de praia e encurtamento de aproximadamente 300 m do pontal junto à desembocadura do rio Macaé, próximo à estação Macaé. O transporte longitudinal sentido SO e a grande componente transversal em vista do ângulo de aproximação certamente contribuíram para potencial erosivo.

A Tabela 9 resume as características dos eventos e a resposta da costa.

**Tabela 8: Síntese dos parâmetros da relação entre os eventos de tempestade e as variações de volume ao longo da série. SPI: magnitude do evento. T: intervalo de recorrência. I, II, III e IV são os pontos de perfis de acordo com a Figura 4. As linhas em cinza claro significam agrupamento de dois eventos consecutivos de tempestade (*Storm-clustering*).**

Ano	Mês	Dia	Hb (m) Sul	Hb (m) Leste	Tp (s)	Duração (h)	SPI (m <sup>2</sup> /h)	Classe	T (anos)	Vol I (%)	Vol II (%)	Vol III (%)	Vol IV (%)
1995	8	5	2.8	1	14	42	481	3	8	-6	+5.9	-12.7	-
1995	9	4	2.5	2	13	21	231	3	3.2	-5.6	-16	+8	-
1995	9	13	2.6	1.8	14	21	291	3	4	-9	-2.6	+4	-
1996	4	18	2.7	1.5	10	18	189	3	2.7	-22.4	+10.7	-9	-28
1997	5	30	2.6	1.5	12	84	1244	4	289	-5.5	-41	-8	-17
1997	6	9	2.4	1.3	12	24	240	3	3.3	-6.3	-10.6	+10	+27
1998	9	22	1.8	0.85	10	15	145	2	3	-8.4	+7	-1.6	-17
1999	8	15	2.8	1.8	10	42	557	3	10	-	-	-	-5
1999	8	18	2.3	1.8	16	15	156	2	2.5				
2001	5	5	2.5	1.4	11	75	929	4	50				
2010	4	8	1.7	2	11	72	1142	4	150				

#### 5.4. Integração dos dados

A morfologia do litoral estudado mostrou-se susceptível às variações no clima de ondas, tanto na escala de curto prazo (horas e dias), manifestadamente na variação do volume dos perfis, quanto em relação aos processos regionais de maior escala temporal (meses a anos), a partir do transporte longitudinal e da análise de tendências erosivas. As respostas de curto prazo indicaram processos de deposição e erosão, proporcionalmente às variações de incremento da altura de ondas, mormente de forma inversa. Isto foi demonstrado a partir dos instantes -6h e da média dos últimos três dias, com correlações de até 51%, o que reforça a resposta instantânea e susceptibilidade do litoral às variações de curto prazo.

Na escala regional, as variações se manifestaram principalmente através do mecanismo de deriva longitudinal, sobretudo induzida pelo clima de ondas de tempestade, que demonstrou significativa competência para redistribuição dos sedimentos. A resposta morfológica da costa apresentou razoável correlação entre as variações de volume dos perfis e o sentido da deriva.

Em relação aos eventos de bom tempo, o clima de ondas predominante foi de ESE, com valores de Hs em águas rasas de aproximadamente 1m na costa, mas com ângulos próximos do normal na costa leste e entre -5 e -15° no sul. Isto pressupõe um predomínio de deriva de baixa a moderada competência sentido S e O na maior parte do ano.

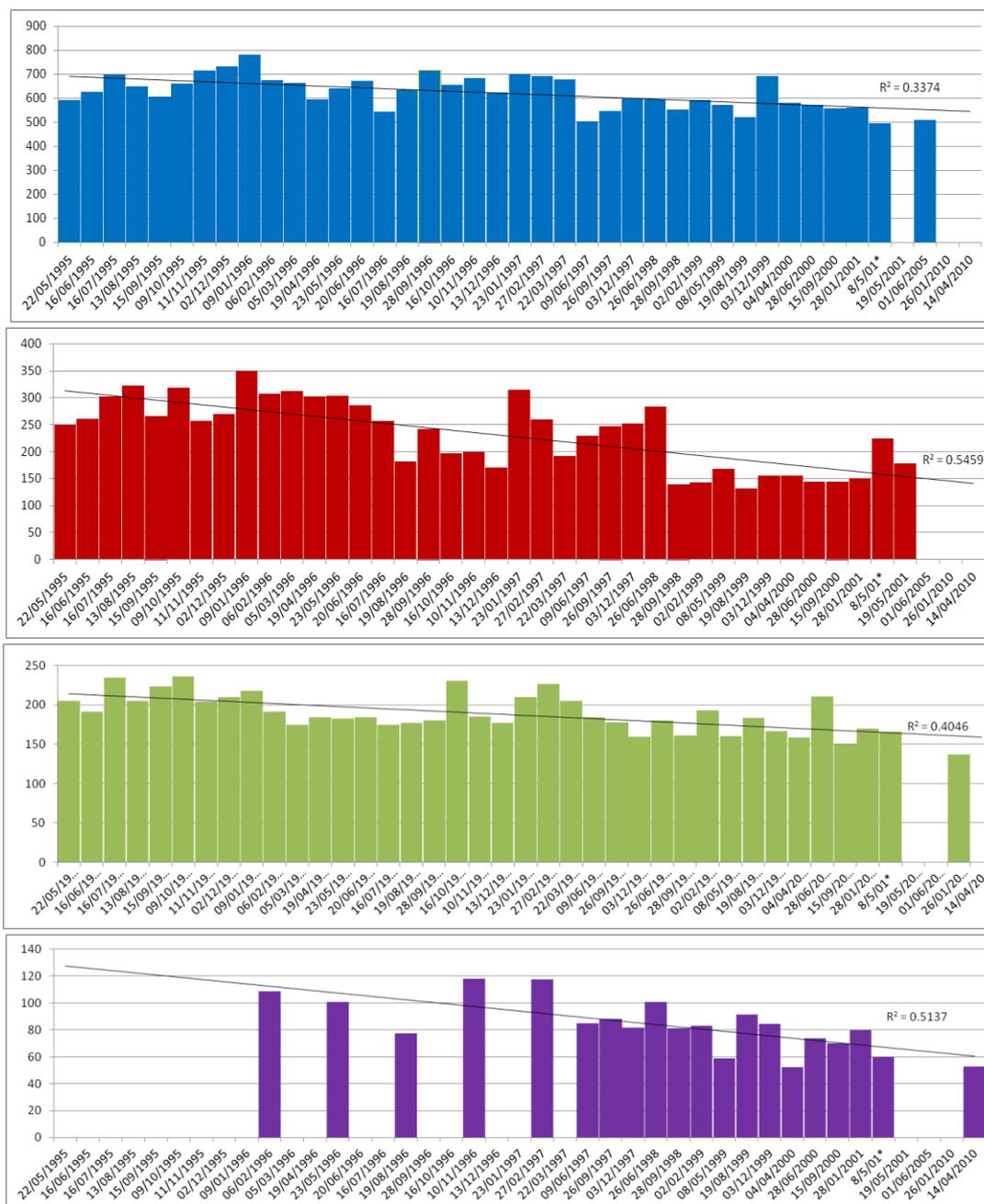
Dos 228 eventos de tempestade identificados neste trabalho, 74% apresentaram direção SSO, o que indica aproximação normal de ondas à costa sul e angular à leste, originando uma zona abrigada no embaiamento do rio São João quanto aos eventos de tempestade.

A maior frequência de tempestades de sul sugere o predomínio da atuação da componente transversal de fluxo no alinhamento sul, o que é reforçado pela faciologia da plataforma interna e também pela morfologia da costa. Quanto ao fluxo longitudinal, as tempestades apresentaram um equilíbrio aproximado entre SO (19%) e SE (11%) com predomínio de SO.

Do ponto de vista da exposição da costa às ondas de tempestade, o litoral sul apresentou-se, de fato, mais exposto, especialmente pela maior frequência de eventos de tempestade provenientes de SSE-SSO detectadas. No entanto, os eventos de SE, embora com menor frequência, apresentaram maior intensidade média. As variações morfológicas do alinhamento sul demonstraram maior sensibilidade no ponto Arraial do Cabo do que Saquarema, com volume residual total de -20% para o primeiro e -10% para o segundo caso. Isto encontra razoável coerência com os fluxos longitudinais.

Quanto aos fenômenos de mesoescala El Niño e La Niña, assumindo-se como critério de análise os anos de 1996 como de La Niña (fraco) e 1997 como de El Niño (forte), haja vista a maior continuidade dos levantamentos nestes anos, observou-se que em eventos de La Niña os pontos do alinhamento sul apresentaram maior volume médio do perfil do que em El Niño, sendo o inverso observado para o litoral leste. Os resultados são coerentes com a maior frequência média das tempestades observada para o ano de 1997, mas ainda inconclusivos em relação ao deslocamento da deriva para SE em situações de Niño e SO em La Niña, como sugeridos na seção 5.3.1.

Em vista da maior exposição do alinhamento sul ao clima de tempestades, seria esperado maior impacto ou maior tendência erosiva nos pontos sul do que no leste. No entanto, o volume residual dos perfis não foi conclusivo. O residual mais erosivo foi encontrado em Barra de São João (-47%) e Arraial do Cabo (-20%). A este respeito, Muehe *et al.* (no prelo-b) destaca que o ponto Barra de São João já vem apresentando tendência erosiva de longo prazo por efeitos de tempestades. Evidentemente as particularidades locais como o arqueamento da costa e drenagem fluvial influenciam na dinâmica sedimentar do ponto. A erosão da estação Arraial é condizente com os resultados de deriva e graus de exposição demonstrados neste trabalho. A Figura 50 apresenta a variação do volume em toda a série temporal avaliada, com métrica ( $R^2$ ) de regressão linear para verificação da tendência de longo prazo.



**Figura 51: Variação dos volumes dos perfis ao longo da série (1995-2010). Em vermelho, ponto Saquarema, Azul, Arraial do Cabo, Verde: Macaé e Roxo: Barra de São João.**

Todas as estações apresentaram tendência de diminuição de volume, o que seria em certa medida condizente com o suave aumento do clima de tempestades identificado neste trabalho. No entanto, como já discutido, a escala de observação é fundamental. Pelo menos do ponto de vista da escala regional, a linha de costa e os aspectos hidrodinâmicos parecem estar em equilíbrio.

Uma série de outros fatores não diretamente abordados na presente discussão é fundamental para a melhor compreensão dos processos morfológicos observados. Uma avaliação mais aprofundada do ponto de vista da morfodinâmica e análises

granulométricas dos perfis foi realizada por de Muehe & Corrêa (1989), Muehe & Carvalho (1993) e Muehe & Valentine (1998), Muehe (1998; 2011) a partir dos quais se pode buscar maior referência. No presente trabalho buscou-se, *a priori*, contribuir com os cenários de agitação marítima que influenciam nesta morfodinâmica, e com isso oferecer subsídio para o planejamento urbano costeiro e contribuir para o melhor entendimento dos processos em diferentes escala temporais.

## 6 Conclusões

---

### 6.1. Caracterização do clima de ondas médio e de episódios de tempestade ao longo da série de ondas

1. O modelo NWW3 apresentou resultados satisfatórios quando comparado ao ondógrafo de Arraial do Cabo, com correlações de Pearson de 0,79 para Hs, 0,75 para Tp e 0,5 para Dp. Ainda, os dados de altura de onda do NWW3 e suas variações foram coerentes com as variações percebidas na linha de costa em curto e longo prazo, o que reforça a sua utilização como parâmetro de análise do ambiente costeiro;
2. O clima de ondas para o litoral estudado e em relação ao recorte temporal analisado (1979-2013) demonstrou predomínio de condições de baixa e média energia, com ondas de maior frequência (1-2m) provenientes de ENE-ESE e menores períodos, notadamente entre os meses de verão. Ondas mais altas provenientes dos quadrantes S aumentam o estado de agitação marítima, com ondas acima de 2m e períodos mais longos, que predominam no outono e inverno. Tais resultados são consonantes com análises de campo realizadas na Bacia de Campos e Santos, mas contribuem com dados de climatologia em maior escala de tempo e melhor resolução espacial dos dados;
3. A comparação das alturas de onda entre os dois pontos do litoral (Wd1 e Wd2) sugere que o litoral sul apresenta, ao mesmo tempo, maior frequência de ondas altas (2-4m) e maior frequência de ondas baixas (0-1m) do que o litoral leste. Por sua vez, o leste mantém a alta frequência de ondas médias, entre 1-2m;
4. Em termos de entrada de energia no sistema plataforma-antepraia, o litoral sul apresentou aproximadamente 4% a mais de energia total ao longo do intervalo estudado se comparado ao leste. No entanto, ondas vindas de ENE-ESE, predominantes na primavera e verão, aumentam a energia no Litoral leste, que

nestas estações apresenta 4% a mais de energia do que o sul. Isto particularmente sugere um estado de equilíbrio de entrada de energia em ambos os segmentos de litoral, de maneira que +4% para sul no outono/inverno enquanto -4% na primavera/verão.

5. As variações de comportamento do espectro de ondas percebidas entre os dois pontos analisados, sobretudo a dissipação de energia entre os segmentos de litoral de acordo com o ângulo de aproximação de ondas, confirmam que a inflexão do litoral fluminense entre os Cabos Frio e Búzios, ainda em águas intermediárias, condiciona o clima de ondas em escala local/regional, especialmente a partir dos processos de refração e diferenças batimétricas, evidenciando a importância da orientação da costa quanto à exposição das ondas;

## **6.2 Identificação e caracterização de extremos e propagação para águas rasas**

1. Foram detectados 228 eventos de tempestade ao longo de 34 anos, sendo a maior ocorrência na Classe 3 (Significativo), cerca de 59% eventos, enquanto Classe 2 (moderada) representaram 17% das situações. Tempestades Classe 1 (fraca) não foram identificadas. Eventos Classe 4 representaram 1,7 % da amostragem;
2. 70% dos eventos de tempestade foram provenientes de SSO (180-195°); 19% de SO (196-210°) e 11% de SE (130-179°). A intensidade média dos eventos foi respectivamente 312, 257 e 457 m<sup>3</sup>/h (SPI) ;
3. Os valores relativamente baixos de desvio padrão relacionados à Hs, Tp e Dp dos eventos de tempestade permitem definir um perfil médio para tempestades no litoral do Rio de Janeiro, que é de 3,5m de Hs propagando-se de SSE-SSO por aproximadamente 28 horas, com períodos entre 10 e 15s;
4. No litoral do Rio de Janeiro os anos de El Niño se caracterizam pela maior média anual de episódios de tempestade, com boa probabilidade de ocorrência de episódios extremos. Durante o predomínio de Niño ocorre um deslocamento do pico da direção predominante de ondas de aproximadamente 5° sentido ESE. Já nos anos de La Niña sobrevém uma suave redução do número de eventos, mas ao mesmo tempo, uma intensificação destes, com maiores valores de Hs e maior duração. A direção predominante de incidência das ondas se desloca novamente 5° sentido SSO;

### 6.3. Simulação dos eventos para águas rasas e transporte longitudinal

1. A dissipação de  $H_o$  em águas rasas seguiu uma relação proporcional à direção de incidência dos eventos, da maior para a menor, respectivamente de SE-S-SO;
2. Em águas rasas, ondas de tempestade se aproximam da costa sul com alturas entre 2 e 2,5m. Na costa leste, as alturas diminuíram alcançando valores entre 1,5 e 2m, sendo claramente observado o efeito de sombreamento topográfico causado pelos promontórios nos pontos de inflexão do litoral;
3. Com base na refração e grau de exposição às ondas de tempestade, três subsetores do litoral poderiam ser sugeridos: o primeiro, da ponta de Saquarema ao cabo Búzios, mais exposto; o segundo, do cabo Búzios até a ao final do arco de Rio das Ostras, com alto índice de refração e dissipação, e o terceiro, no setor ao norte de Rio das Ostras, onde predominam efeitos intermediários, com ondas entre 1,5 e 2m;
4. A dissipação das ondas (decaimento de  $H_o$ ) em águas rasas variou entre 14 e 63%, de acordo com as características do evento e orientação da costa. De maneira geral, o decaimento médio de  $H_o$  no litoral sul foi de 20%, enquanto para o leste foi de 45%;
5. O litoral sul apresentou as maiores taxas de transporte em consequência das maiores alturas de onda, embora o setor leste tenha apresentado os maiores ângulos de incidência em águas rasas. O resultado aponta para a discussão sobre a maior influência da altura de onda em relação ao ângulo de incidência no que se refere à deriva longitudinal, haja vista que o modelo de transporte (Komar, 1983) considera a função quadrática da altura de onda, mas a polinomial de segunda ordem para o ângulo de incidência;
6. Quanto ao sentido fluxo no eixo longitudinal, 24% dos eventos foram provenientes de  $196-210^\circ$  (SO), Tempestades predominantes de SE representaram 19% dos casos;
7. Em vias gerais, há aparentemente um padrão bimodal em termos de frequência de direção de deriva, o que foi sugerido por Muehe & Correa (1989). No entanto, conforme observado nas simulações, as maiores alturas de onda influenciaram mais no modelo de transporte longitudinal do que o ângulo de incidência. Neste aspecto, a frequência de eventos de SSO seria ainda potencializada em termos de intensidade em relação a SE;

8. As maiores tempestades identificadas: maio 1997 (T289), abril 2010 (T150) e 1983 (T30), em cada episódio em particular transportaram, por dia, aproximadamente o volume total encontrado por Muehe & Corrêa (*op,cit*) em 15 dias de inverno no litoral sul, ou aproximadamente 10x o volume diário de inverno sugerido por Corrêa & Neves (1993). Isto indica que, do ponto de vista de correntes induzidas por ondas de tempestade, o transporte sentido O sobressai sobre E;

#### **6.4 Impactos na costa induzidos pelo clima de ondas e tempestades**

1. Quanto a resposta morfológica do litoral em relação aos dados de onda, sugere-se a utilização dos instantes (-6h) e a média dos três dias antecedentes (média -1,-2,-3) como critério de simulações de energia de ondas para análise da morfodinâmica de curto prazo;
2. Os pontos Saquarema e Arraial apresentaram, em termos gerais, relação inversamente proporcional ao clima de ondas e coerência com a sazonalidade, com picos de deposição entre os meses de dezembro e março e tendência mais erosiva no inverno, embora também tenham sido observadas variações inversas de volume entre os dois pontos;
3. Grande parte dos eventos de tempestade de fato resultou em processo erosivo nos pontos da costa analisados, embora em algumas situações tenha sido observada deposição, como no ponto Barra de São João (1999) e Arraial (1997, 1999, 2001);
4. Tempestades Classe 4 causaram maiores perdas de volume em todos os pontos do litoral, exceto no ponto Arraial do Cabo nos eventos de 1997 e 2001. Do mesmo modo, eventos Classe 3 e 2 resultaram em perda de volume do perfil, especialmente no ponto Arraial no evento de 1998 (-41%);
5. Eventos classificados como 2, 3 e 4 causaram, em termos gerais, erosão na costa. Não foi claramente observada uma relação direta entre aumento da magnitude da tempestade e aumento da perda de volume do perfil; o que está possivelmente relacionado às demais variáveis envolvidas no processo, como topografia antecedente e marés;
6. Tempestades Classe 3 são as mais comuns na litoral fluminense, com tempos de recorrência entre 2,5 e 10 anos. Tais eventos são potencialmente impactantes à costa, o que sugere um maior grau de exposição à frequência de tempestades; por

outro lado, observou-se deposição em determinados pontos, frente às tempestades;

7. Todos os perfis apresentaram residual negativo de volume, o que sugere uma tendência erosiva de médio prazo. No entanto, o predomínio dos levantamentos em situações de inverno e mau tempo possivelmente contribuíram no sentido de enviesar o dado, de forma que maiores levantamentos incluindo sensoriamento remoto devem ser considerados para maior acurácia da tendência erosiva.

## **7. Considerações Finais**

---

O objetivo central deste trabalho foi avaliar, em termos mais específicos, a influência do clima de ondas em seu estado médio e extremo nos processos costeiros do litoral sudeste do Rio de Janeiro, partindo-se da premissa de que tais dados, em análise mais aprofundada, representavam a maior lacuna no que se refere ao estudo dos processos costeiros atuantes na morfodinâmica e no balanço sedimentar das praias oceânicas da região. Neste sentido, os resultados encontrados foram satisfatórios em relação ao uso dos dados de onda através do NWW3, o que permitiu uma análise multivariada do ponto de vista temporal, da qual foram extraídos os dados sobre a climatologia média e a detecção em maior escala de eventos de tempestade. O uso do Delft 3D constituiu outra ferramenta essencial para o entendimento dos processos em melhor resolução, e aponta para a importância do uso interdisciplinar de modelos numéricos, sobretudo nas áreas da Geociência.

A escolha da escala representou fator preponderante para o desenvolvimento do trabalho, na medida em que possibilitou uma análise contínua do litoral, coerente à escala dos dados de onda que formaram a base da interpretação.

## **8. Agradecimentos**

---

O autor agradece ao Centro de aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES) pelo fornecimento de bolsa de estudos que auxiliou no desenvolvimento do trabalho; ao professor Dieter Muehe pela orientação e disponibilização dos dados levantados nas diversas campanhas do Laboratório de Geografia Marinha da UFRJ e os dados de batimetria em maior resolução ao longo do litoral do Rio de Janeiro; aos colegas Nair Pereira e Rafael Leão pela contribuição no aprendizado do Matlab; à Carla da

secretaria do PPGG (UFRJ), pela simpatia e boa vontade na resolução de impasses burocráticos inerentes ao desenvolvimento do trabalho.

## Referências

---

1. Allan, J.C.; Komar, P.D. **Extreme Storms on the Pacific Northwest coast during the 1997-1998 El Niño and 1998-99 La Niña**. *Journal of Coastal Research*, v.18, nº , pp. 175-193. 2002.
2. Almar, R., Castelle, B.G., Ruessink, B., Sénéchal, N., Bonneton, P., and Marieu, V. **Two- and three-dimensional double-sandbar system behaviour under intense wave forcing and a meso-macro tidal range**. *Continental Shelf Research*, 30 (7), p. 781-792. 2010.
3. Alves, J,H de M; Ribeiro, E,O; Matheson, G,S,G; Lima, J,A,M,; Ribeiro, C,E,P. **Reconstituição do clima de ondas no Sul e Sudeste brasileiro entre 1997 e 2005**. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 27, p, 427-445, 2009.
4. Barnard, P.; Short, A.; Harleu, M.D.; Splinter, K.; Votousek, S.; Turner, I.; Allan, J.; Banno, M.; Bryan, K.; Doria, A.; Hansen, J.; Kato, S.; Kuryama, Y.; Randall-Goodwin, E.; Riggiero, P.; Walker, I.J.; Heathfield, D. **Coastal vulnerability across the Pacific dominated by El Niño/Sothern Oscillation**. *Nature Geosciences*, september 2015. DOI: 10.1038/NGEO2539.
5. Becker, J. J., D. T. Sandwell, W. H. F. Smith, J. Braud, B. Binder, J. Depner, D. Fabre, J. Factor, S. Ingalls, S-H. Kim, R. Ladner, K. Marks, S. Nelson, A. Pharaoh, G. Sharman, R. Trimmer, J. von Rosenburg, G. Wallace, P. Weatherall. **Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30\_PLUS**. *Marine Geodesy*, v. 32:4, 355-371. 2009.
6. Booij, N., R.C. Ris & L.H. Holthuijsen. **A third generation wave model for coastal regions, Part I, Model description and validation**. *Journal of Geophysics Research*, 104, C4, 7649-7666. 1999.

7. Birkemeier, W.A. **The effects of the 19 December 1977 coastal storm on beaches in North Carolina and New Jersey.** *Shore Beach* 47, 7–15. 1979.
8. Boukhanovsky, A.V., Lopatoukhin, L.J. & Guedes Soares C. **Spectral wave climate of the North Sea.** *Applied Ocean Research*. N. 29. 146–154. 2007.
9. Bulhões E.M., Fernandez, G.B., Rocha, T.B. 2010. **Efeitos morfológicos nas barreiras costeiras do litoral centro-norte do estado do Rio de Janeiro: resultados do evento de tempestade de abril de 2010.** *Revista de Geografia Recife*, v. 2, p. 15-29. Disponível em: <http://www.revista.ufpe.br/revistageografia/index.php/revista/article/view/351/304>. Acesso em: agosto de 2015.
10. Bulhões, E.M.R.; Fernandez, G.B.; Oliveira Filho, S.R.; Pereira, T.G.; Rocha, T.B. **Coastal impacts induced by storm waves between Cape Frio and Cape Buzios, Rio de Janeiro, Brazil.** *Quaternary and Environmental Geosciences* (2014) 05(2):155-165. 2014.
11. Campos, R. M. **Análise dos extremos de onda no Rio de Janeiro associados a ciclones extratropicais no Atlântico Sul.** Dissertação de mestrado do Programa de Pós Graduação em Engenharia Oceânica, COPPE, UFRJ. 2009.
12. Capo, S.; Parisot, J.P; Bujan, S; Seneghal, N. **Short time morphodynamics Beach response to storm conditions.** *Journal of Coastal Research*, 1741-1745. Portugal. ISSN 0749-0258. 2009.
13. Carini, R. **Estimating energy dissipation due to wave breaking in the surf zone using infrared imagery.** Thesis submitted for the degree of Master of Science in Civil Engineering, University of Washington. 2014.
14. Cavalcanti, I.; V. Kousky. **Frentes Frias sobre o Brasil.** In: *Tempo e Clima no Brasil*. P. 135-145 2009.

15. Chawla, A; Spindler, A; Tolman, H. **30 Year Hindcasts using Wavewatch III with CFSR winds, Phase 1**. Technical Note, 2012. Disponível em: [http://polar.ncep.noaa.gov/mmab/papers/tn302/MMAB\\_302.pdf](http://polar.ncep.noaa.gov/mmab/papers/tn302/MMAB_302.pdf). Acessado em ago/2014.
16. Chen, F.; Shapiro, G.; Thain, R. **Sensitivity of Sea Surface Temperature Simulation by an Ocean Model to the Resolution of the Meteorological Forcing**. ISRN Oceanography, 2013 (ID 215715):1– 12. DOI: 10.5402/2013/215715. 2013.
17. Coe Neto, R. **Algumas considerações sobre a origem do sistema lagunar de Araruama**. In: Simpósio de Restingas Brasileiras. Niterói. Anais, p.61-63, 1984.
18. Davis, R. A.; Fox, W.T. **Process-response mechanisms in beach and nearshore sedimentation, at Cedar Island, Virginia**. Southeastern Geology, **19**, 267–282. 1978.
19. Dean, R. G.; Dalrymple, R. A. **Water wave mechanics for engineers and scientists. Advanced Series on Ocean Engineering**. Singapore, New Jersey, Hong Kong: ed. World Scientific, v. 2. 1998.
20. Dean, R.G., and Dalrymple, R.A. Coastal Processes with Engineering Applications, Cambridge University Press, New York, NY, 474 pp. 2002.
21. Dolan, R.; Davis, R.E. 1992. **An intensity scale for Atlantic coast northeast storms**. Journal of Coastal Research. 8(3):840-853.
22. Feng, H; Vandermark, D; Quilfen, Y; Chapron, B; Beckley, B. **Assessment of wind -forcing impact on a global wind-wave model using the TOPEX altimeter**. Ocean Engineering, v. 33, p, 1431-1461, 2006.
23. Ferreira, Ó.; Garcia, T., Matias, A., Taborda, R., Dias, J.A. **An integrated method for the 13 determination of set-back lines for coastal erosion hazards on sandy shores**. Continental 14 Shelf Research 26, 1030-1044. 2006.

24. Fucella, J. E. & Dolan, R. Magnitude of subaerial beach disturbance during northeast storms. *Journal of Coastal Research*, 12(2), 420-429. 1996.
25. Furtado, G. D. L. **Ressaca no Rio de Janeiro provocada por um ciclone intenso: Um estudo de caso.** Monografia. Departamento de Meteorologia. IGEO/UFRJ. 2007.
26. Gan, M. A., Rao, V. B. **Surface cyclogenesis over South America.** *Mon. Wea. Rev.*, v. 119, n. 5, p. 1293-1302, 1991.
27. Gera, A.; Pages, J.; Arthur, R.; Farina, S.; Roca, G.; Romero, J.; Alcoverro, T. **The effect of a centenary storm on the long-lived seagrass *Posidonia oceanica*.** *Limnology and Oceanography*. Vol 59(6), p. 1910-1918. 2014.
28. Guervais, M.; Bolouin, Y.; Certain, R. **The Major Control Parameters Of Storm Morphological Evolution on a Microtidal Barred Beach.** *Coastal Dynamics*. 2013.
29. Greenwood, B.; Sherman, D. **Waves, Currents, Sediment flux and morphological response in a barred nearshore system.** *Marine Geology*, 60. p. 31-61. 1984.
30. Hansen, J.E. & Barnard, P.L. **The Observed Relationship Between Wave Conditions and Beach Response.** Ocean Beach, San Francisco, CA. *Journal of Coastal Research*, SI 56 (Proceedings of the 10th, 1771 – 1775. Lisbon, Portugal, ISSN 0749-0258. 2009.
31. Hanson, J.L.; Tracy, B.A.; Tolman, H.L.; Scott, R.D. **Pacific Hindcast Performance of Three Numerical Wave Models.** *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(8):1614–1633. DOI: 10.1175/2009JTECHO650.1. 2009.
32. Hasselman, K. **On the non-linear transfer in a gravity wave spectrum, Part 3. Evaluation of energy flux and sea-swell interactions for a Neuman spectrum.** *Journal of Fluid Mechanics*, v, 15, p, 385-398, 1963.

33. Holthuijsen, L. H. **Waves in Oceanic and Coastal Waters**. Cambridge University Press, UK, 2007.
34. Innocentini, F.A.O; Prado, S.C. **Modelo de ondas aplicado ao caso 5-8 de maio de 2001**. Revista Brasileira de Meteorologia. v.18, n.1, 97-104, 2003.
35. Innocentini , V . E . ; Caetano Neto , S . **A Case Study of the 9 August 1988 South Atlantic Storm : Numerical simulations of the wave Activity .** Weather Forecasting. 11:78-88. 1996.
36. IPCC - **Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation**. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 582p. Cambridge University Press. [https://www.ipcc.ch/pdf/special-reports/srex/SREX\\_Full\\_Report.pdf](https://www.ipcc.ch/pdf/special-reports/srex/SREX_Full_Report.pdf). 2012.
37. Kalnay, E.; M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, Roy Jenne, and Dennis Joseph, 1996: **The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project**. Bulletin. of American Meteorology. Society, 77, 437–471. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>). 1996.
38. Klumb-Oliveira, L.A.; Pereira, N.E.S.; Leão, R.R. **Morfodinâmica multitemporal em praia refletiva do litoral centro-norte do Rio de Janeiro, em resposta ao clima de ondas regional**. Revista Brasileira de Geomorfologia, v16, nº1. 2015.
39. Klumb-Oliveira. L.A. **Varição morfológica das praias do litoral sudeste do Rio de Janeiro em relação à tempestade de maio de 2001**. Anais do XI Encontro Nacional da Associação de Pós-Graduação e Pesquisa em Geografia, Presidente Prudente (SP). 2015.
40. Klumb-Oliveira, L.A. **Avaliação do Tempo de Resposta em Curto Prazo da Morfologia de Praias no Litoral Sudeste do Estado do Rio de Janeiro**. XV

Congresso da Associação Brasileira de estudos do Quaternário - ABEQUA. Tramandaí/Imbé, RS, 2015.

41. Komar, P.D. **Beach processes and sedimentation**. New Jersey: Prentice Hall, 1976.
42. Komar, P.D. **Beach processes and sedimentation** (2nd Edn,) New Jersey: Prentice Hall, 1998.
43. Komar, P.D. **Beach process and erosion - an introduction**, In: Komar, P,D ed, Handbook of coastal process and erosion, Florida, CRC Press, p.1-20, 1983.
44. Komar, P. D.; Miller, M. C. **The threshold of sediment movement under oscillatory water waves**. Journal of Sedimentology and Petrology. v.43, p.1101-1110. 1973.
45. Kousky, V.E.; Kagano, M.T.; Cavalcanti, I.F. **A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies**. Tellus, 36(5):490–504. DOI: 10.1111/j.1600-0870.1984.tb00264.x. 1984.
46. Lamego, A. R. **Restingas na Costa do Brasil**. Divisão de Geologia e Mineralogia. Boletim nº 96, DNPM, pp. 63. 1940.
47. Lee G, Nicholls R, J, Birkemeier WA. **Storm-induced profile variability of the beach-nearshore profile at Duck, North Carolina, USA, 1981–1991**. Marine Geology 148: 163–177. 1998.
48. Lins-de-Barros, F.; Klumb-Oliveira, L.A.; Lima, R. **Avaliação histórica do registro de ocorrência de ressacas marinhas e o comportamento de onda correspondente no litoral do Rio de Janeiro**. Revista Brasileira de Geomorfologia. No prelo.

49. Lins-de-Barros, F. M. **Risco, Vulnerabilidade Física à Erosão Costeira e Impactos Sócioeconômicos na Orla Urbanizada do Município de Maricá, Rio de Janeiro.** Revista Brasileira de Geomorfologia. Ano 6, nº 2, pp. 83-90. 2005.
50. Longuet-Higgins M. S.; R. W. Stewart. **Radiation stress and mass transport in water waves, with application to "surf beats."** Journal of fluid Mechanics., v.13, 481-504. 1964.
51. Machado, G.M.V. **Análise morfossedimentar da praia, antepraia e plataforma continental interna da linha de costa do Parque Nacional de Jurubatiba - Rio de Janeiro.** Quaternary and Environmental Geosciences. v.2(1), p. 01-17. 2010.
52. Meirelles, S.; Violante-Carvalho, N. Modelagem computacional da propagação de ondas superficiais no oceano: um subsídio para a compreensão dos fenômenos ópticos. Revista Brasileira de Ensino de Física, 29(4). 2006.
53. Mesquita, A. R. **Variação do nível do mar de longo termo.** Instituto de Estudos Avançados. Universidade de São Paulo. SP. Documentos - Série Ciências Ambientais. Vol ( 20 ) : 47 - 67. 1994.
54. Muehe, D; Corrêa, C.H.T. **Dinâmica de praia e transporte de sedimentos ao longo da restinga da Maçambaba.** Revista Brasileira de Geociências, v, 19(3), p. 387-392, 1989.
55. Muehe, D. **Caracterização físico-natural da plataforma continental interna e área costeira adjacente.** In: MMA/UFRJ/FUJB/LAGET. Macrodiagnóstico da zona costeira do Brasil na escala da União. p. 83-100. 1996.
56. Muehe, D. **Estado morfodinâmico praias no instante da observação: uma alternativa de identificação.** Revista Brasileira de Oceanografia, v. 46, n. 2, p. 157-169. 1998.
57. Muehe D; Valentini E. **O Litoral do Estado do Rio de Janeiro: uma caracterização físico-ambiental,** (Ed.). FEMAR, Rio de Janeiro, 99 p. 1998.

58. Muehe, D. **Erosão costeira - Tendência ou eventos extremos? O litoral entre Rio de Janeiro e Cabo Frio, Brasil.** Revista da Gestão Costeira Integrada, v. 11, nº 3, p. 315-325. 2011.
59. Muehe, M.; Lins-de-Barros, F.; Oliveira, J.; Klumb-Oliveira, L.K. **Pulsos erosivos e resposta morfodinâmica associada a eventos extremos na costa leste do estado do Rio de Janeiro.** Revista Brasileira de Geomorfologia, v16(3). 2015.
60. Muehe, M.; Lins-de-Barros, F.; Bulhões, E.; Klumb-Oliveira, L.A.; Pinto, N. **Rio de Janeiro. In: Atlas de Erosão e progradação do litoral brasileiro - Revisão,** Ministério do Meio Ambiente. No prelo.
61. Ostritz, F.; Violante-Carvalho, N.; Cruz, L. M. **Estimativas de um modelo de geração e propagação de ondas empregando campos de vento com diferentes resoluções espaciais e temporais.** Revista Brasileira de Meteorologia (Impresso), v. 27, p. 315-328, 2012.
62. Padilla-Hernández, R. **Numerical modelling of wind wave energy dissipation at the bottom including ambient currents..** Dissertation (Ph.D) of Katholieke Universiteit Leuven, Leuven, Belgium, 2002.
63. Parente, C.E., Nogueira, I.C.M., Martins, R.P. e Ribeiro, E.O. Climatologia de Ondas. In: Martins, R.P. & Matheson, G.S.G (editores). **Caracterização Ambiental Regional da Bacia de Campos, Atlântico Sudoeste: Meteorologia e Oceanografia.** Rio de Janeiro: Elsevier, in press (Série Habitats). 2014.
64. Parente, C. E. **Uma Nova Técnica Espectral para Análise Direcional de Ondas.** Tese D.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. 1999.
65. Parise C.K., Calliari L.J., Krusche N. **Extreme storm surges in the South of Brazil: Atmospheric conditions and shore erosion.** Brazilian Journal of Oceanography, 57(3):175-188. 2009.

66. Pereira, N.E.S.; Klumb-Oliveira, L.A. **Analysis of the influence of ENSO phenomena on wave climate on the central coastal zone of Rio de Janeiro (Brazil)**. *Revista da Gestão Costeira Integrada*, 15 (3): 353 - 370 (2015) DOI:10.5894/rgci570. Disponível em: [http://www.aprh.pt/rgci/pdf/rgci-570\\_Pereira.pdf](http://www.aprh.pt/rgci/pdf/rgci-570_Pereira.pdf).
67. Pianca, C.; Mazzini, P.L.F.; Siegle, E. - **Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis**. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58(1):53–70. DOI: 10.1590/s1679- 87592010000100006. 2010.
68. Pierson, w. J.; Moskowitz, L. A proposed spectral form for fully developed wind seas. *Journal of Geophysical Research*, Hoboken, v. 69, n. 24, p. 5181-5190, 1964.
69. Pinho, U, F, **Caracterização dos Estados de Mar na Bacia de Campos**, Dissertação M.Sc: COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, 2003.
70. Pruzak, Z. Szmytkiewicz, M., Hung, N. M., and Ninh, P. V. **Coastal processes in the Red River Delta area, Vietnam**. *Coastal Engineering Journal*, 44(2), 97-126. 2002.
71. Ranasinghe, R; McLoughlin, R; Short, A; Symons, G. **The Southern Oscillation Index, wave climate, and beach rotation**. *Marine Geology*, 204. p. 273-287. 2004.
72. Rangel-Buitrago N., Anfuso G. **An application of Dolan and Davis (1992) classification to coastal storms in SO Spanish littoral**. *Journal of Coastal Research*, SI 64:1891-1895. 2011.
73. Reboita, M, S. **Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade**. Ph.D. M. S. Reboita *et al.*: South Atlantic Ocean cyclogenesis climatology 123 thesis in meteorology. Department of Atmospheric Sciences, Sao Paulo University. 2008. Disponível em <http://www.dca.iag.usp.br/www/teses/2008/>.

74. Reis, A.T.; Maia, R.M.C.; Silva, C.G Rabineau, M; Guerra, J.V; Gorini, C.;Ayres, A.; Arantes-Oliveira, R; Benabdellouahed.; Simões, I.;Tardin, R.. **Origin of step-like and lobate seafloor features along the continental shelf off Rio de Janeiro State, Santos basin-Brazil.** Geomorphology, <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.04.037>. 2013.
75. Santos C.L., Silva M.A.M., Salvador M.V.S. **Dinâmica Sazonal e os Efeitos das Ressacas nas Praias de Niterói/ RJ.** Revista Brasileira de Geociências, 34(3):355-360. 2004.
76. Schwab, W.; Baldwin, W.; Hapke, C, J.; Lentz, E.; Gayes, P,T.; Denny, J.; List, J.; Warner, J. **Geologic evidence for onshore sediment transport from the inner continental shelf:** Fire Island, New York. 2013.
77. Short, A.D., Trembanis, A.C., Turner, I. **Beach oscillation, rotation and the Southern Oscillation,** Narrabeen Beach, Australia. In: Proc. 27th International Coastal Engineering Conference. ASCE, Sydney, pp. 2439^2452. 2000.
78. Sonu, c, J.; Van Beek, J. L. **Systematic beach changes on the outer banks.** North Carolina, Journal of Geology, USA, v, 79, p, 416-425, 1971.
79. Sorensen, R. M., Basic **Wave Mechanics for Coastal and Ocean Engineers.** John Wiley & Sons, 1993.
80. Southgate H, N.; Capobianco M. **The role of chronology in longterm morphodynamics: theory, practice and evidence.** Proceedings of Coastal Dynamics '97, Plymouth, UK. 1997.
81. Sverdrup, H. U.; Munk, W. H. **Wind, sea and swell: theory of relations for forecasting.** Washington, D.C.: U.S. Navy Hydrographic Office, (Pub. n. 601). 1947.
82. Tessler, M.G.; Goya, C.Y. **Processos Costeiros Condicionantes do Litoral Brasileiro.** Revista do departamento de Geografia, nº17, p. 11-23. 2005.

83. Tolman, H. L. **Effects of numerics on the physics in a third-generation wind-wave model.** J. Physical. Oceanography, 22 , 1992.
84. Tolman, H. L. **User Manual and System Documentation of WAVEWATCHIII version 3.14.** U. S. Department of Commerce. National Oceanic and Atmospheric Administration. National Weather Service. National Centers for Environmental Prediction. Technical Note. 2009.
85. Thom, B.G.; Hall, W. **Behavior of beach profiles during accretion and erosion dominated periods.** Earth Surface Processes and Landforms 16, 113 e 127. 1991.
86. Tucker, M.J; Pitt, E.G. **Waves in ocean engineering.** New York: Elsevier, 2001.
87. Turcq, B.; Martin, L; Flexor, J-M, Suguio, K.; Tasayaco-Ortega, L. **Origin and evolution of the quaternary coastal plain between Guaratiba and Cabo Frio, State of Rio de Janeiro, Brasil.** In: Knoppers, B; Bidone, E.D.; Abrão, J.J (eds). Environmental Geochemistry of Coastal Lagoon Systems of Rio de Janeiro, Brazil. Série: Geoquímica Ambiental, nº6, p. 25-46. 1999.
88. Violante-Carvalho, N; C.E. Parente. **Investigation of the Wave Climate in Campos Basin, Rio de Janeiro - Brazil and its Correlation with the Meteorological Situations.** In: XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 1998. Proceedings do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia.1998.
89. WANDI GROUP. S. Hasselmann, K. Hasselmann, e. Bauer, P.A.E.M. Janssen, G.J. Komen, L. Bertotti, P. Lionello, A. Guillaume, V.C. Cardone, J.A. Greenwood, M. Reistad, L. Zambresky and J.A. Ewing. **The WAM Model - A Third Generation Ocean Wave Prediction Model.** J. Physical Oceanography., 18 (12), p. 1775-1810, 1988.
90. Wiegell, R. L. **Oceanographical Engineering.** Prentice-Hall. 1964.

91. Woodroffe, C.D. **The Natural Resilience of Coastal Systems: Primary Concepts.** In: McFadden, L; Penning-Rowsell, E; Nicholls, R.J. *Managing Coastal Vulnerability.* Elsevier, Amsterdam, 2007.
92. Wright, L. D.; Short, A. D. & Green, M. O. 1985. **Short-term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones: an empirical predictive model.** *Marine Geology*, 62(3-4):339-364.
93. Yu, F.; Switzer, A.; Lau, A.; Yeung, H.; Chik, S.; Chiu, H.; Huang, Z.; Pile, J. **A comparison of the post-storm recovery of two sandy beaches on Hong Kong Island, southern China.** *Quaternary International*, 304. p. 163-175. 2013.
94. You Z.J., Lord D. **Influence of the El-Niño-Southern Oscillation on NSO coastal storm severity.** *Journal of Coastal Research*. 24(2A):203-207.2008.
95. Young, I. R. **Wind Generated Ocean Waves.** Elsevier. 288p. 1999.